

LA LITÓSFERA DEL CARIBE ORIENTAL: UNA VISIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA

Arnaiz Rodríguez, Mariano Simón

Ingeniero Geofísico. Doctor en Ciencias de la Ingeniería.
Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería.
Departamento de Geofísica. Ciudad Universitaria. Caracas
Correo-e.: marianoarnaiz@gmail.com

LA LITÓSFERA DEL CARIBE ORIENTAL: UNA VISIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA

Arnaiz Rodríguez, Mariano Simón

Ingeniero Geofísico. Doctor en Ciencias de la Ingeniería.

Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería.

Departamento de Geofísica. Ciudad Universitaria. Caracas

Correo-e.: marianoarnaiz@gmail.com

RESUMEN

Esta investigación ofrece una visión geofísica integrada de la litósfera del Caribe oriental y sus zonas de subducción. Los objetivos específicos son: (a) caracterizar el estado térmico de la litósfera a través de un estudio de la profundidad de Curie y de los datos de flujo calórico; (b) reconstruir la estructura de velocidades de ondas de corte de la corteza y el manto superior bajo la placa del Caribe por medio de una tomografía de ruido ambiental; (c) estudiar las variaciones del espesor cortical en el arco de las Antillas Menores mediante la aplicación de la técnica de funciones receptoras; (d) estimar las variaciones del espesor elástico en el bloque de Maracaibo e inferir el papel que juega la subducción plana de la placa del Caribe en su equilibrio dinámico; y (e) proponer una hipótesis sobre el comportamiento geodinámico de la litósfera del Caribe oriental en los contextos de subducción localizados en sus límites este y suroeste. El estudio demuestra que la profundidad de Curie en el Caribe oriental se caracteriza por un valor medio de 23 km y un valor mínimo de 17 km, lo que implica que el manto superior se encuentra magnetizado. La litósfera del Caribe presenta una velocidad de ondas de corte menor al promedio global, lo que se encuentra relacionado con un

manto de composición anómala asociada a la interacción de la litósfera con una pluma mantelar; además, posee una litósfera anormalmente delgada (entre ~50 km y >70 km). Los valores de la profundidad de Moho del arco de las Antillas Menores varían entre 22 y 36.8 km; los valores altos de espesor cortical se presentan en el frente oeste de la sección norte del arco, mientras que los valores bajos se localizan en el frente este de su sección norte y en su sección sur, un fenómeno asociado a la dualidad de situaciones al norte y al sur del sistema de la falla de Tiburón. El espesor elástico en el bloque de Maracaibo varía entre 30 y 18 km; la orientación de los contornos del mapa de espesor elástico indica que los Andes de Mérida es la carga más importante dentro de éste; la serranía de Perijá no parece distorsionar el patrón de los contornos del mapa de espesor elástico y carece de una raíz isostática, por lo tanto, debe encontrarse en equilibrio dinámico; la serranía de Santa Marta presenta los mayores valores de espesor elástico de la zona (de 26 a 30 km), lo cual podría deberse al acoplamiento asociado a la subducción plana del Caribe bajo Suramérica. Finalmente, el comportamiento de la placa Caribe y su flotabilidad se relacionan con su corteza gruesa y su litósfera anormalmente delgada y rica en hierro; esto ocasiona que sea subducida bajo la placa Suramericana en un proceso de bajo ángulo, y que sobreorra la litósfera oceánica del Atlántico en la zona de subducción de las Antillas Menores.

Palabras clave: Litósfera, Caribe Oriental, Profundidad de Curie, Tomografía de ruido ambiental, Funciones receptoras, Flexión de placa.

ABSTRACT

This research offers an integrated geophysical view of the eastern Caribbean lithosphere and its subduction zones. The specific objectives are: (a) to characterize the thermal state of the lithosphere through a study of Curie depth and heat flow data; (b) reconstruct the shear wave velocity structure of the crust and the upper mantle under the Caribbean plate by means of an ambient noise tomography; (c) study the variations in cortical thickness in the arc of the Lesser Antilles by applying the receptor functions technique; (d) estimate the variations in elastic

thickness in the Maracaibo block and infer the role that the flat subduction of the Caribbean plate plays in its dynamic equilibrium; and (e) to propose a hypothesis on the geodynamic behavior of the lithosphere of the eastern Caribbean in the subduction contexts located on its east and southwest limits. The study shows that the Curie depth in the eastern Caribbean is characterized by an average value of 23 km and a minimum value of 17 km, which implies that the upper mantle is magnetized. The Caribbean lithosphere presents a cut wave speed lower than the global average, which is related to a mantle with an anomalous composition associated with the interaction of the lithosphere with a mantle plume; in addition, it has an abnormally thin lithosphere (between ~ 50 km and > 70 km). The Moho depth values of the Lesser Antilles arc vary between 22 and 36.8 km; high values of cortical thickness are presented on the west front of the northern section of the arc, while low values are located on the eastern front of its northern section and in its southern section, a phenomenon associated with the duality of situations to the north and south of the Tiburon fault system. The elastic thickness in the Maracaibo block varies between 30 and 18 km; the orientation of the contours of the elastic thickness map indicates that the Andes of Mérida is the most important load within it; the Perijá mountain range does not seem to distort the contour pattern of the elastic thickness map and lacks an isostatic root, therefore it must be in dynamic equilibrium; the mountainous area of Santa Marta presents the highest values of elastic thickness in the area (from 26 to 30 km), which could be due to the coupling associated with the flat subduction of the Caribbean under South America. Finally, the behavior of the Caribbean plate and its buoyancy are related to its thick crust and its abnormally thin, iron-rich lithosphere; this causes it to be subducted under the South American plate in a low-angle process, and it overflows the Atlantic oceanic lithosphere in the subduction zone of the Lesser Antilles.

Key words: Lithosphere, Eastern Caribbean, Curie Depth, Ambient Noise Tomography, Receptor functions, Plate bending

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema: La litósfera y el límite litósfera-astenósfera

La litósfera, del griego λίθος [lithos], roca, y σφαῖρα [sphaira], esfera, es la sección rígida externa de la Tierra. Está constituida por los 100 km más superficiales, e incluye la corteza y una sección del manto superior (Sheriff, 2002). En particular, se describe como una capa relativamente seca —por su bajo contenido de agua— y químicamente depletada —por su escaso contenido de minerales—, superpuesta a una astenosfera hidratada y fértil, rica en minerales (Fowler, 2005).

Un modelo termo-mecánico (Fig. 1.1) define la litósfera como la capa que se encuentra por encima de la adiabata del manto, la cual restringe o confina la convección del material mantelar y separa un material de mayor viscosidad de otro de menor viscosidad (Sleep, 2005; Fischer et al., 2010). El límite que separa la litósfera y la astenosfera es conocido como el LAB, por sus siglas en inglés: Lithosphere- Asthenosphere Boundary. En el caso particular de la litósfera oceánica, se presume que este límite se encuentra definido por una frontera composicional entre una astenosfera hidratada, fértil y rica en periodotita y una litósfera seca y químicamente depletada en periodotita (Hirth y Kohlstedt, 1996).

A partir de ecuaciones termodinámicas, se puede derivar un modelo sencillo para representar el desarrollo de la litósfera oceánica y sus geotermas, considerando su enfriamiento en función del tiempo (Fig. 1.2; Turcotte y Schubert, 2007). Desde este punto de vista, la profundidad del límite litósfera-astenosfera se encuentra asociado aproximadamente a la isoterma de 1300 °C. Sin embargo, los resultados de la aplicación de diferentes técnicas geofísicas discrepan con esta interpretación debido a su compleja naturaleza (Eaton et al., 2009, Fig. 1.3). Inclusive, se ha considerado que, en algunos casos, el límite es más una zona de transición entre las capas y no un límite abrupto (Schemm, 2011).

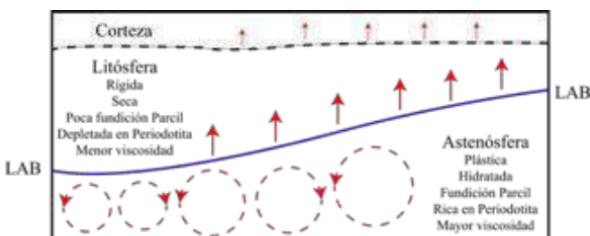


Fig. 1.1: Esquema de las diferencias entre la litósfera y la astenosfera. La línea azul representa el límite litósfera-astenosfera (LAB). Las flechas rojas, las secciones donde la transferencia de calor se da por conducción; mientras que los círculos punteados, aquella zona donde la transferencia de calor se da por convección (modificado de Fischer *et al.*, 2010).

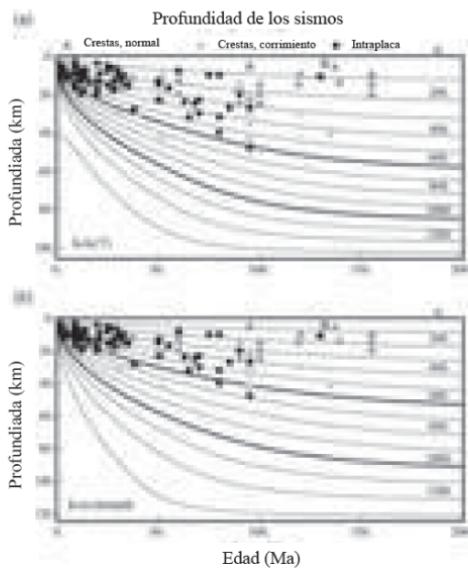


Fig. 1.2: Geotermas para la litósfera oceánica en función del tiempo. La sección a de la figura considera variaciones de la conductividad térmica con la temperatura. La sección b representa el modelo matemático clásico sin estas consideraciones. Los círculos, cuadrados y triángulos representan los diferentes sismos en las zonas oceánicas (tomada de McKenzie *et al.*, 2005).

En particular, la profundidad del LAB ha sido definida por:

- (a) La existencia de un límite mecánico que separa la litósfera rígida de la astenosfera plástica y coincide con una zona marcada por un incremento en la tasa de deformación (Fig. 3.a) (Bokelmann y Silver, 2002; Korenaga y Karato, 2008).
- (b) La presencia de una franja de transición: en la litósfera (sección superior) la transferencia de calor viene dada por conducción; mientras que en la astenosfera (sección inferior) por convección (Fig. 3.b).
- (c) La existencia de una zona de bajas velocidades de corte (V_s) debajo de una zona de altas velocidades asociadas a la base de la litósfera (Priestley y McKenzie, 2006) (Fig. 3.c).
- (d) La correlación entre una zona de bajas velocidades y la desaparición o el cambio en profundidad de la anisotropía sísmica (Gaherty y Jordan, 1995; Debayle y Kennett, 2000; Sebai *et al.*, 2006) (Fig. 3.d).
- (e) La reducción significativa de la resistividad eléctrica asociada al contenido de agua de los minerales en la astenosfera (Waff, 1974; Yoshino *et al.*, 2006) (Fig. 3.e).

En general, las características de la litósfera (espesor, estado térmico, propiedades mecánicas, mineralogía, contenido de agua, etc.) juegan un papel trascendental en su dinámica y comportamiento bajo distintos regímenes de esfuerzos (Fowler, 2005). Por ejemplo, una litósfera gruesa es más difícil de deformar que una delgada, mientras que una litósfera densa es más fácil de ser subducida que una litósfera poco densa. En un contexto de subducción, estas características son cruciales, pues se encuentran directamente asociadas a su flotabilidad (Niu *et al.*, 2003). Ellas permiten entender el estado actual y la evolución geodinámica de una placa tectónica.

En relación con la placa del Caribe, existe todavía incertidumbre sobre el comportamiento de la litósfera. Muchos autores (e.g. Pindell y Kennan 2001; James, 2002) han constatado que una de las etapas primordiales de su desarrollo lo constituye el emplazamiento de grandes capas basálticas o un *Large Igneous Province* (LIP) provenientes de la

interacción de la litósfera con una pluma mantelar. Si se considera que la litósfera se comporta como una capa mecánica y térmicamente distinta a la astenosfera, para entender el comportamiento actual de la placa del Caribe y el papel que jugó en su desarrollo el emplazamiento del LIP, sería preciso conocer las características actuales de su litósfera. En tal sentido, uno de los objetivos de esta investigación es entender el estado actual, características mecánicas, y el papel de la litósfera en el desarrollo de la placa del Caribe mediante la aplicación de distintas metodologías. Primero, es necesario conocer el estado térmico de la litósfera, para lo cual se hará un análisis del flujo calórico y una estimación de la isotermia de Curie. Luego, para conocer sus propiedades mecánicas, se estimará la variación de la velocidad de ondas de corte dentro de la litósfera con una tomografía de ruido ambiental. A continuación, se dilucidará la estructura cortical del arco de las Antillas Menores. Después, se estudiarán las variaciones del espesor elástico del bloque de Maracaibo. Finalmente, se precisará el papel que juega la placa del Caribe en las dos zonas de subducción que se localizan en su sección oriental.

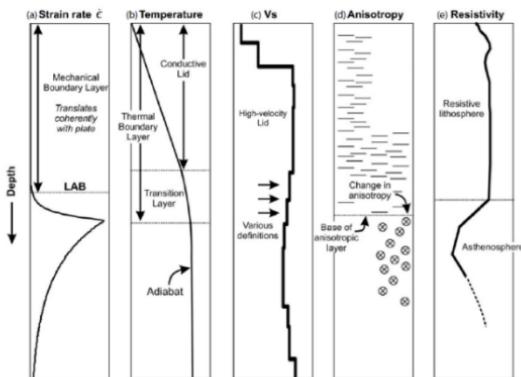


Fig. 1.3: Variaciones de las propiedades físicas con la profundidad que define el LAB, según la metodología utilizada. Se puede observar que, a pesar de que existe coherencia entre los resultados, hay variaciones que dependen de la propiedad estudiada. Particularmente, las zonas de LAB, relacionadas con el estudio de las variaciones de Vs, se encuentran asociadas entre sí (tomada de Eaton et al., 2009).

1.2. Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Caracterizar la litósfera del Caribe oriental utilizando distintos tipo de datos geofísicos.

1.2.2 Objetivos específicos

- Estimar las variaciones de la profundidad de Curie en el Caribe oriental.
- Interpretar las variaciones de la profundidad de Curie con datos de flujo calórico para, de esta manera, definir el estado termal de la litósfera del Caribe oriental.
- Reconstruir la estructura de velocidades de ondas de corte de la corteza y el manto superior bajo la placa del Caribe, por medio de una tomografía de ruido ambiental.
- Estudiar las variaciones del espesor cortical en el arco de las Antillas Menores, mediante la aplicación de la técnica de funciones receptoras.
- Estimar las variaciones del espesor elástico en el bloque de Maracaibo e inferir el papel que juega la subducción plana de la placa del Caribe en su equilibrio dinámico.
- Proponer una hipótesis sobre el comportamiento geodinámico de la litósfera del Caribe oriental en los contextos de subducción localizados en su límite este y suroeste.

1.3. Localización del área de estudio

El área de interés se encuentra comprendida entre las latitudes 8°N y 21°N y las longitudes 55°O y 74°O (Fig. 1.4).

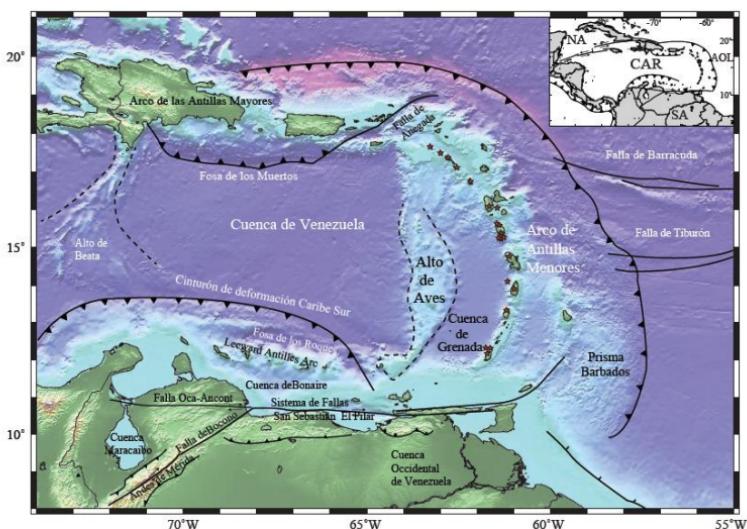


Fig. 1.4: Estructuras principales en el Caribe este. En la esquina superior derecha, se presenta la localización de la placa del Caribe a escala regional. Las estrellas rojas representan los volcanes con actividad reciente en el arco de las Antillas Menores (Bouysse *et al.*, 1990).

1.4. Justificación

La complejidad tectónica y geológica de la placa Caribe la han convertido en un llamativo rompecabezas que muchos investigadores han tratado de resolver. También ha resultado de interés por la variedad de recursos naturales que posee; además de su estratégica ubicación y compartir aguas y territorios con varios países. Durante 40 años, se han adquirido datos geocientíficos de distinta índole. Ellos han revelado que la naturaleza del sistema que se intenta estudiar trasciende la interpretación que se puede hacer con una sola técnica. Nuestro trabajo, de carácter interdisciplinario, emplea diversas metodologías para superar esta limitante.

Los investigadores se han enfocado en determinar el origen de esta relativamente pequeña placa tectónica. Ellos han encontrado evidencia de complejos procesos que debieron de haber conducido a la formación

del Caribe como hoy lo conocemos. Sin embargo, uno de los aspectos que ha sido relativamente marginado es el entendimiento de los procesos que se encuentran actualmente en desarrollo en el Caribe y sus límites, lo que pretendemos profundizar con nuestra investigación. Consideramos que una visión clara del estado actual de la litósfera, y de la situación geodinámica del área, permitiría reconstruir el proceso histórico que ha conducido al desarrollo de este laboratorio natural caribeño. Grosso modo, la presente investigación busca entender el estado en el que se encuentra la litósfera del Caribe y extrapolar esta información a los procesos tectónicos que actualmente se evidencian en la región.

1.5. Organización de la investigación

Con el fin de alcanzar los objetivos propuestos y presentar los resultados obtenidos de modo coherente, la presente indagación se encuentra organizada en seis capítulos. El primero corresponde a la introducción: plantea el problema, los objetivos, la justificación y un esquema general del trabajo. El capítulo segundo presenta la primera estimación de las variaciones de la profundidad de Curie en Venezuela y el Caribe oriental, y la interpretación conjunta de estos resultados con datos de flujo calórico en la región a fin de entender el estado térmico de la litósfera. En el tercero, se exponen los resultados obtenidos mediante la aplicación de una tomografía de ruido ambiental en el Caribe oriental con particular énfasis en la estructura litosférica de esa área y sus características mecánicas. El capítulo cuarto presenta las funciones receptoras del arco de las Antillas Menores con la intención de esbozar su estructura cortical. En el quinto capítulo, se presenta un modelado mecánico de la situación geodinámica del bloque de Maracaibo con el fin de estimar las variaciones del espesor elástico de su litósfera. Finalmente, en el sexto se esboza una discusión general de los resultados e interpretaciones obtenidas así como las conclusiones del estudio orientadas a presentar una hipótesis sobre el comportamiento geodinámico de la litósfera del Caribe oriental en los contextos de subducción localizados en sus límites este y suroeste.

CAPÍTULO 2

PROFUNDIDAD DE CURIE EN VENEZUELA Y EL CARIBE OCCIDENTAL¹

2.1 Introducción

El punto de Curie se define como la temperatura a la cual un material pierde su capacidad de adquirir magnetismo permanente. La ley de Curie-Weiss (eq 2.1) describe el comportamiento de la susceptibilidad magnética (χ) de un material ferromagnético como una función de la constante de Curie (C) y la diferencia entre la temperatura (T) y el punto de Curie para el mismo material. Cuando T es igual al punto de Curie, la aleatoriedad introducida por efectos termales en los niveles atómicos ocasiona que el material pierda su magnetización espontánea y, por lo tanto, su magnetismo inducido y remanente (Kittel, 1996).

$$\chi = \frac{C}{T - T_c} \quad T > T_c \text{ (Material Paramagnético)}$$

$$\chi = \frac{C}{T - T_c} \quad T < T_c \text{ (Material Diamagnético)}$$
(ec.2.1)

La profundidad de Curie (PdC) es aquella profundidad a la cual los materiales de la litósfera superior (usualmente la corteza inferior y, en algunos casos, el manto superior) alcanzan su punto de Curie. A pesar de que el punto de Curie de diferentes minerales varía (desde 573 °C para el cuarzo, 585 °C para la magnetita, hasta 700 °C para el hierro), se ha establecido que, en la litósfera superior, varía entre 550 y 580 °C (e.g. Turcotte y Schubert, 2007). La profundidad de Curie es una variable que depende fuertemente del régimen termal de una región específica (flujo calórico y gradiente geotérmico), así como de las propiedades

¹ Este capítulo, con ligeras modificaciones, es una traducción al español del artículo: M. S. Arnaiz- Rodríguez y N. Orihuela (2013), “Curie point depth in Venezuela and the Eastern Caribbean”, Tectonophysics, 590, pp 38-51, doi: 10.1016/j.tecto.2013.01.004. Copyright © 2013 Elsevier B.V (Anexo 1).

termales y la mineralogía de la roca (Wasilewski et al., 1979; Wasilewski y Mayhew, 1992). Por lo tanto, las variaciones laterales del fondo de la capa magnética (usualmente interpretada como la isoterma de la profundidad de Curie) pueden ser correlacionadas con diferencias en las propiedades físicas de la litósfera o con variaciones de gradiente geotérmico regional (Shive et al., 1992).

Si se considera el Moho, dos escenarios de profundidad de Curie han sido reportados en diferentes situaciones geodinámicas relacionadas con diversos regímenes termales: uno en el que la profundidad de Curie es más somera que el Moho, y otro en el que es similar o más profundo. En regiones volcánicas o áreas de alto flujo calórico, la profundidad de Curie tiende a ser más somera que en las áreas circundantes que no se encuentran afectadas por procesos termales (*e.g.* Okubo et al., 1989; Banerjee et al., 1998; Stampolidis y Tsokas, 2002), y a ser más somera que el Moho; igualmente, en áreas donde se han reportado adelgazamientos corticales (bien sean termales o tectónicos), la profundidad de Curie es más somera que en los terrenos circundantes (Dolmaz et al., 2005). Sin embargo, en áreas tectónicas o isostáticamente estables o aquellas con bajo flujo calórico, la profundidad de Curie tiende a ser tan profunda como el Moho (Wasilewski et al., 1979; Wasilewski y Mayhew, 1992), o incluso más profunda (Chiozzi et al., 2005; Eppelbaum y Pilchin, 2006; Ferré et al., 2014). Esto último ha sido reportado en el cráton africano occidental (Toft y Haggerty, 1988) y en el cráton de Yangtze (Chang, 2008), ambos considerados como terrenos isostáticamente estables con bajo flujo calórico (Mooney y Vidale, 2003). Trifonova et al. (2009) afirman que se pueden producir variaciones de la profundidad de Curie en este tipo de regiones a causa de las diferencias composicionales de las provincias tectónicas.

En zonas de subducción, la profundidad de Curie ha sido correlacionada con el límite de deformación frágil-dúctil de la corteza, el cual se encuentra asociado a la isoterma de 600 °C (Doser y Kanamori, 1986). Este comportamiento ha sido investigado en Japón (Huang, 1996) y en los Andes argentinos del Norte (Ruiz e Introcaso, 2004).

En dominios oceánicos, existe evidencia geofísica de que la corteza inferior es magnética (Harrison, 1976; Kent et al., 1978; Harrison y Carle, 1981; Dunlop y Prevot, 1982), al igual que el manto superior (Arkani-Hamed, 1991). Algunos modelos termales de la evolución de la litósfera oceánica han predicho que la profundidad de Curie podría ser de 30 km, cuando la litósfera tiene una edad de 40 Ma (e.g. Arkani-Hamed y Strangway, 1986; McKenzie et al., 2005); y han sugerido que la corteza interior y el manto litosférico son potencialmente magnéticos, lo que podría contribuir a las anomalías magnéticas observadas en los océanos (Arkani-Hamed, 1991, Ferré et al., 2014).

Los estudios sobre la profundidad de Curie abarcan una gran variedad de lugares alrededor del mundo. Sin embargo, ninguno ha sido realizado en el norte de Suramérica o en la región del Caribe. Incluso, a pesar de que Venezuela es uno de los grandes productores de petróleo en el mundo, poca atención se le ha prestado a las condiciones térmicas de sus cuencas continentales. En tal sentido, el objetivo de este capítulo es estimar las variaciones laterales de la profundidad de Curie en Venezuela y el Caribe oriental a través del análisis espectral de las anomalías magnéticas, y correlacionarlas con datos de flujo calórico y con la geología regional.

2.2. Marco tectónico y termal

La región seleccionada se extiende de 2°N a 18°N de latitud, y de 60°O a 73°O de longitud; abarca todo el territorio venezolano, el Caribe occidental, las Antillas Menores y las Antillas de Sotavento (Fig. 2.1). Se trata de una zona compleja de 3,200,000 km², donde coexisten fallamiento transcurrente, compresión, cabalgamiento, flexión litosférica y subducción tipo B (Pindell y Barrett, 1990; Granja, 2005). Sobre esta área, se ha recopilado una extensa base de datos, que incluye datos geológicos, geofísicos y geoquímicos, con el fin de contribuir a la comprensión tanto de la dinámica del norte de América del Sur como de la evolución de la placa del Caribe.

2.2.1. Venezuela

El escudo de Guayana es la región tectónica más grande, antigua y relativamente más estable en el norte de América del Sur (Mendoza, 1977). Se encuentra dividido en cuatro provincias tectónicas que se formaron durante distintos períodos orogénicos (Fig. 2.1): Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima. Imataca (3–2.8 Ga, Guriense) consta fundamentalmente de rocas metasedimentarias, gneises graníticos e intrusiones graníticas que han sido metamorfizadas a anfibolitas y granulite facies (Dougan, 1972). Pastora (2.7–2 Ga, Pre-Transamazónico) se encuentra principalmente compuesta por rocas metasedimentarias y rocas volcánicas de máficas a félsicas, localmente intruidas por gabros y diabásicas (Ostos et al., 2005). Cuchivero (1.9–1.4 Ga, Transamazonico) consiste de rocas metavolcánicas, plutónicas y metasedimentarias (Talukdar y Colvee, 1974), intrusionadas por magmas félsicos (Ostos et al., 2005). Roraima (1.8 Ga, Orinociente) está compuesta por rocas clásticas y material piroclástico (Priem et al., 1973; Santos et al., 2003). Estos terrenos precámbricos autóctonos continúan hacia el norte debajo de las capas sedimentarias más recientes y se transforman en el basamento de la cuenca Oriental de Venezuela (Feo-Codecido et al., 1984; Yoris y Ostos, 1997).

Los terrenos paleozoicos localizados debajo de la cuenca Oriental de Venezuela y la cuenca Barinas-Apure (Feo-Codecido et al., 1984) estuvieron adosados al escudo precámbrico de Guayana en una serie de colisiones que ocurrieron entre 0.25 y 0.57 Ga. La principal estructura que divide estos terrenos paleozoicos de las provincias precámbricas es la falla de Apure (Feo-Codecido et al., 1984). Durante el Jurásico, la separación de Pangea produjo esfuerzos extensivos que derivaron en la formación de un sistema de grábenes y de un margen pasivo tipo Atlántico durante el Cretáceo (Yoris y Ostos, 1997). Durante el Cretácico Superior, el arco del Caribe colisionó con Suramérica y formó el sistema de napas del Caribe entre el Paleoceno y el Eoceno.

Finalmente, el evento orogénico reciente más importante se encuentra relacionado con la colisión de los terrenos de Baduo-Choco con el oeste

de Suramérica, lo que produjo el levantamiento de la serranía de Perijá y de los Andes de Mérida desde el Eoceno Tardío hasta el Eoceno Medio (Audemard y Audemard, 2002).

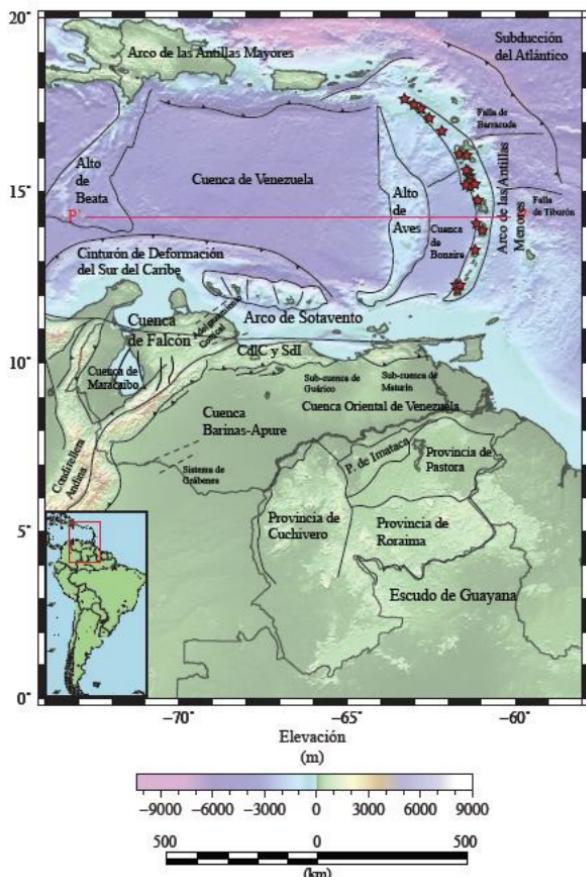


Fig. 2.1. Rasgos tectónicos importantes en Venezuela y en el Caribe oriental. En la esquina inferior derecha, se presenta la localización del área de estudio a escala regional. Las estrellas rojas representan los volcanes con actividad reciente en el Arco de las Antillas Menores (Bouysse et al., 1990). P–P' representa el perfil en la Fig. 2.7. CdIC & Sdl representan la cordillera de la Costa y la serranía del Interior.

La cantidad de registros de pozo para determinar el flujo calórico en Venezuela es considerablemente menor que la cantidad de información geológica. Fernández (2004) y Hernández (2006) utilizaron datos de pozo para estudiar la situación termal de la cuenca Oriental de Venezuela, y concluyeron que las altas anomalías termales (media de $3.77 \text{ } \mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) podrían ser un indicio de adelgazamiento cortical o de subducción océano-continente en la parte central de Venezuela. A pesar de que no existen datos sobre el escudo de Guayana, se supone que su flujo calórico sea menor que los estimados para una corteza continental ($1.4 \text{ } \mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ estimado por Hamza y Muñoz, 1996), puesto que el calor del manto es forzado a escapar a través de la litósfera delgada en lugar de hacerlo a través de la litósfera más gruesa y termalmente resistente debajo de los cratones (Nyblade y Pollack, 1993). En la Fig. 2.2 se presenta un mapa de flujo calórico, producto de la recopilación de datos de distintas fuentes.

2.2.2 *El Caribe oriental*

La placa del Caribe es una pequeña placa tectónica localizada entre Norteamérica y Suramérica. Sus límites norte y sur se encuentran dominados por desplazamientos transcurrentes a lo largo de grandes sistemas de fallas (Audemard et al., 2005; Sisson et al., 2005), mientras que sus límites este y oeste son subducciones de tipo B (Bouysse et al., 1990). La placa del Caribe es un rompecabezas constituido por pequeños bloques, una corteza engrosada y una serie de estructuras que son un remanente de su compleja formación (e.g. James, 2002).

Aunque no existe una dorsal mid-oceánica dentro de ella, la placa del Caribe puede ser caracterizada como una placa oceánica, si se consideran sus propiedades físicas (velocidad de ondas elásticas y densidades) y espesor cortical, (e.g. Officer et al., 1959; Edgar et al., 1971; Houtz y Ludwig, 1977). La composición geoquímica de su corteza incluye basaltos de dorsal mid-oceánica (*Mid Ocean Ridge Basalts*, MORB), basaltos de islas oceánicas (*ocean island basalts*, OIB), y rocas toleíticas de arcos de isla (*island arc tholeiitic rocks*,

IAT); todas estas rocas se relacionan con la compleja formación del Caribe (Sinton et al., 1998; Révillon et al., 2000; Giunta et al., 2002, 2006; Hastie y Kerr, 2010; Wright y Wyld, 2010).

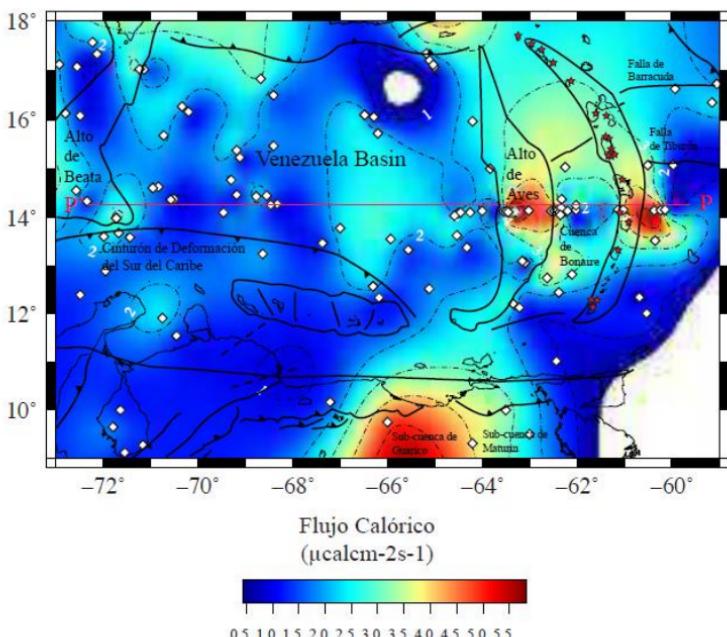


Fig. 2.2. Mapa de flujo calórico del norte de Venezuela y el Caribe oriental, obtenido al interpolar los datos presentados en el Apéndice 1.

Contornos cada $1 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$. Los diamantes blancos muestran la localización de los datos empleados; las estrellas rojas representan los volcanes con actividad reciente en el Arco de las Antillas Menores (Bouysse et al., 1990). P-P' representa el perfil en la Fig. 2.7. Se muestran algunos rasgos tectónicos. La mayoría del Caribe oriental presenta valores alrededor de $1.3 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$. Altos valores de flujo calórico se encuentran asociados a las Antillas Menores y al alto de Aves. En el norte de Venezuela, se encuentran altos valores de flujo calórico en la sub-cuenca de Guárico.

La anomalía magnética de los MORB —que contienen cronos correspondientes al Jurásico Tardío y al Cretácico Temprano— confirman el carácter oceánico de la formación del Caribe (Christofferson, 1973; Ghosh et al., 1984; Orihuela Guevara et al., 2012). Los basaltos de islas oceánicas reflejan tierras raras, elementos incompatibles y relaciones isotópicas que confirman la actividad de una pluma mantelar en la región entre 90 y 76 Ma (Sinton et al., 1998; Révillon et al., 2000; Hastie y Kerr, 2010; Wright y Wyld, 2010).

La característica más resaltante del Caribe es la presencia de la gran provincia ígnea del Caribe, la cual ha sido considerada responsable de su inusual espesor cortical (15 a 20 km) (Officer et al., 1959; Edgar et al., 1971; Houtz y Ludwig, 1977; Ladd y Watkins, 1980). La formación de esta provincia ígnea ha sido asociada o a la actividad del punto caliente de Las Galápagos (Pindell y Barrett, 1990) o a un evento de superpluma mantelar (Cox, 1991; Larson, 1991). De cualquier manera, el engrosamiento relacionado con el LIP del Caribe le confiere a esta placa una alta flotabilidad, lo que hace difícil que sea subducida al entrar en contacto con otras placas tectónicas (Duncan y Hargreaves, 1984; Burke, 1988; Mauffret y Leroy, 1997).

En relación con la situación termal, Epp et al. (1970) describieron el Caribe oriental como una corteza oceánica estable, con un flujo calorífico promedio de alrededor de $1.35 \text{ } \mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$, lo que es similar al valor promedio de las cuencas oceánicas del mundo, equivalente a $1.3 \text{ } \mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Langseth y Von Herzen, 1970) (Fig. 2.2). Clark et al. (1978) definieron dos anomalías de alto flujo calorífico: una coincidente con el arco activo de las Antillas ($4.84 \text{ } \mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) y la otra con el Arco de Aves ($5.26 \text{ } \mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Fig. 2.2). El frente del sobrecorrimento de las Antillas Menores posee un gradiente térmico relativamente bajo, como ha sido usualmente reportado en otros márgenes similares (Schubert y Peter, 1974; Clark et al., 1978). En contraposición, Davis y Hussong (1983) interpretaron los altos valores de flujo calorífico cerca del frente de formación Caribe-Atlántico como la respuesta de la migración de aguas termales, debido a la extrema presión

mantenida por la compresión tectónica durante la subducción y la formación de la trinchera acrecionaria.

2.3. Metodología

2.3.1. Los datos

Los datos magnéticos se extrajeron del *Enhanced Magnetic Model* 2010 — EMM2010 (Maus, 2010a, 2010b), el cual se encuentra disponible en el servidor del *National Geophysical Data Center* (NGDC). Este modelo compila diferentes bases de datos en un mallado a 5 km de altura sobre el geoide WGS84. La componente de longitud de onda más larga deriva de los datos del satélite CHAMP (el modelo MF6), que posee suficiente información sobre los armónicos esféricos del campo geomagnético para resolver las anomalías hasta 333 km de longitud de onda. Sus mediciones se corresponden con el campo cortical y litosférico. El modelo combina datos marinos, aeromagnéticos y terrestres a otro mallado común (EMAG2). Para construir el EMM2010, se unen las bases de datos previas mediante técnicas espectrales, reemplazando las longitudes de onda más largas de 330 km del EMAG2 por aquellas del MF6 (Maus et al., 2009) y así evitar problemas al agrupar las diferentes bases de datos magnéticos (Maus, 2010a, 2010b). El contenido espectral, la resolución y la coherencia espacial de las longitudes de onda mayores a 56 km se mejoran con los armónicos esféricos de 720 grados. Estos cálculos le permiten al EMM2010 proveer información magnética con una resolución de 15 minutos de arco en todo el mundo. La componente de onda corta (asociada a la resolución de estructuras someras) es proporcional a la cantidad de datos marinos, aeromagnéticos y de tierra. Del EMM2010 obtuvimos un total de 32,200 puntos magnéticos de intensidad magnética total (IMT), las cuales fueron reducidos a anomalía magnética (Sección 2.3.3) y se emplearon en la construcción del mapa de anomalías magnéticas (Fig. 2.3).

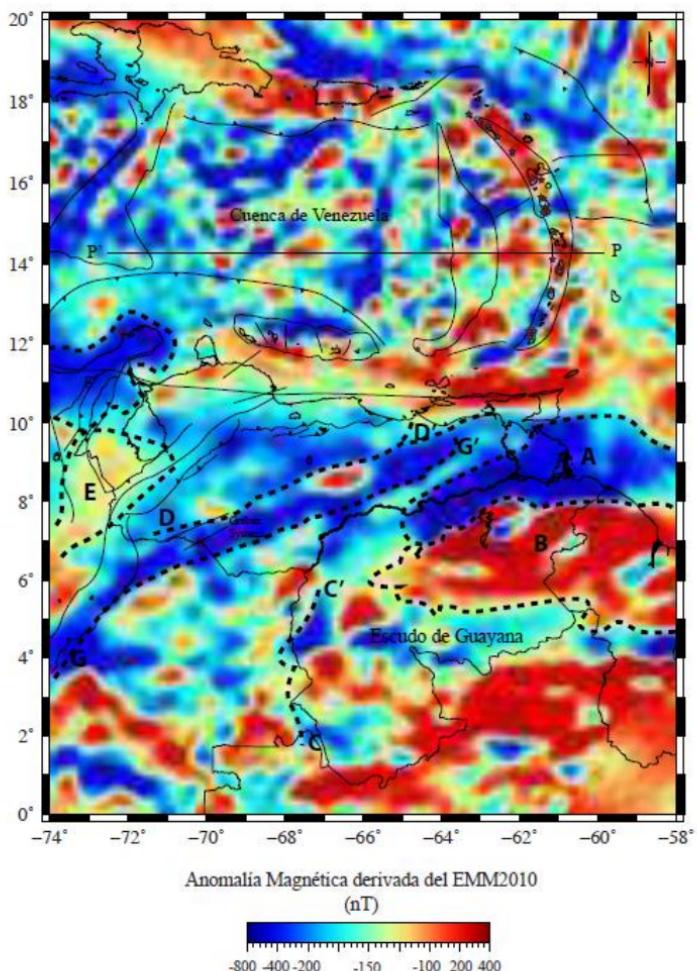


Fig. 2.3. Mapa de anomalías magnéticas derivadas del EMM2010. Las anomalías se encuentran calculadas a 3 km sobre el nivel del mar para el año 2010.00. Las anomalías más importantes se encuentran asociadas a la Cuenca oriental de Venezuela y a la provincia de Imataca. P–P' representa el perfil en la Fig. 2.7. Se muestran algunos rasgos tectónicos. Las anotaciones de la A a la G aluden a anomalías magnéticas particulares utilizadas en la interpretación de la PdC.

La mayoría de los datos geotérmicos se obtuvieron del *Global Heat Flow Database* perteneciente al *International Heat Flow Commission* (Pollack et al., 1993). También se recopilaron de Epp et al. (1970), Clark et al. (1978), Hamza y Muñoz (1996), Fernández (2004) y Hernández (2006). Los datos se transformaron a unidades de trabajo ($\mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$) como describe Smith (1975). Se obtuvo un total de 180 mediciones que se muestran en el Apéndice 1. Se generó también un mapa de flujo calórico con esta información (Fig. 2.2).

2.3.2. ¿Es válido utilizar el modelo combinado EMM2010 para estimar la profundidad de Curie?

Una de las incógnitas con respecto al uso de EMM2010 para estimar la profundidad de Curie se relaciona con la naturaleza misma del dato. EMM2010 se basa en mallados, numérica y estadísticamente validados, que compilán diferentes bases de datos (Maus et al., 2009), donde la resolución es proporcional a la cantidad disponible de datos marinos, aeromagnéticos y terrestres. Esta cobertura asegura una alta resolución de EMM2010 en Venezuela y el Caribe oriental (Apéndice 2).

Probablemente, la preocupación más importante acerca de los datos es la confiabilidad de su contenido en frecuencia, el cual podría verse alterado cuando la longitud de onda larga es reemplazada por el MF6 (Maus, 2010a, 2010b). Puesto que la estimación realizada de profundidad de Curie se basa en la metodología propuesta por Spector y Grant (1970), se comparó la profundidad de Curie estimada a partir del EMM2010 con la estimada a partir de datos aeromagnéticos (Fig. 2.4a y c) para una región en el este de Venezuela (Mapas de anomalías magnéticas de Venezuela, 1989). Esta prueba mostró que, a pesar de que el espectro de potencia radialmente promediado (EP) de las anomalías era distinto, la estimación de la profundidad del basamento magnético y de profundidad de Curie fue muy similar (Fig. 2.4b y d).

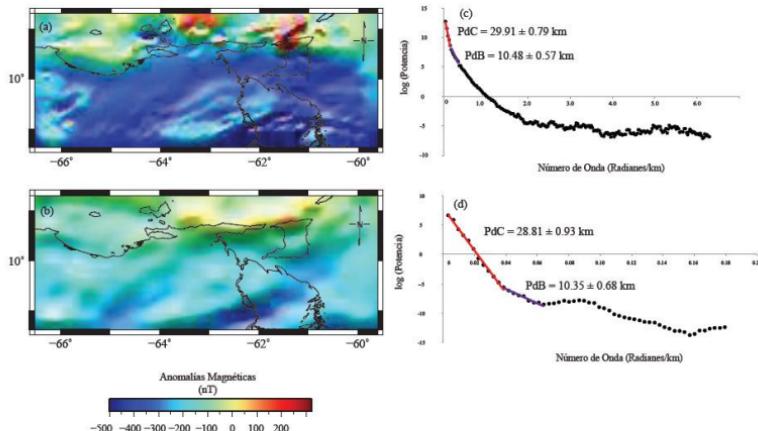


Fig. 2.4. Comparación entre el mapa de la anomalía aeromagnética (500 m sobre el nivel del mar) y EMM2010 (4 km sobre el nivel del mar), y entre los espectros de potencia para cada ventana. El mapa de anomalía aeromagnética (a) muestra la respuesta magnética de diferentes estructuras a diferentes profundidades, mientras que el EMM2010 (b) muestra la respuesta magnética de las estructuras corticales más grandes y profundas. Los espectros de potencia radialmente ponderados para cada dato se muestran en (c) y (d) en puntos negros. Las rectas de ajuste para el cálculo de la profundidad se muestran en rojo (para la PdC) y en morado (para profundidad de Basamento). A pesar de que ambos espectros son muy diferentes, la estimación de la profundidad de Curie (PdC) y de la profundidad del basamento (PdB) para el dato aeromagnético (c) es muy similar a la del EMM2010 (d). Para el EMM2010, la profundidad de Curie estimada es de 28.81 ± 0.85 km; para el dato aeromagnético, es de 29.90 ± 0.79 km. Para el basamento magnético, la estimación del EMM2010 es de 10.35 ± 0.68 km, mientras que el estimado del dato aeromagnético es de 10.48 ± 0.57 km. Estos valores implican que, en una región con buena resolución, el EMM2010 puede ser utilizado para estimar la profundidad de Curie.

Shive et al. (1992) sugirieron que las adquisiciones de datos magnéticos satelitales aportaban la única información global consistente sobre la magnetización cortical. Aún más, Mayhew (1985) desarrolló una técnica

para estimar la profundidad a la isoterma de temperatura de Curie a partir de datos satelitales, y encontró coherencia con isotermas estimadas a partir de datos aeromagnéticos en el Pacífico noroeste (Connard et al., 1983).

Finalmente, los datos aeromagnéticos son susceptibles a errores a causa de problemas de localización y altimetría, remoción de campos regionales no apropiados y campos magnéticos externos. Algunos de los errores pueden mostrarse en perfiles magnéticos como anomalías de largas longitudes de onda y, por lo tanto, pueden tener efectos no deseados en modelos de fuentes corticales profundas. Quizás el error más serio puede ocurrir cuando se combinan adquisiciones de datos aeromagnéticos regionales. Si los campos regionales no son removidos de forma apropiada y consistente con las bases de datos individuales, pueden generarse longitudes de onda comparables con las dimensiones de las adquisiciones, a pesar de no encontrarse relacionadas con fuentes corticales (Shive et al., 1992). Esto sugiere que un modelo bien construido y estadísticamente validado como el EMM2010 sería más apropiado para estimar las variaciones de la profundidad de Curie que uno constituido por datos aeromagnéticos compilados de distintas fuentes.

2.3.3. Estimando la profundidad de Curie

Puesto que las anomalías magnéticas poseen información sobre la profundidad y características de los cuerpos magnéticos, las mismas pueden ser utilizadas para determinar la profundidad de Curie en un área lo suficientemente grande como para contener la componente de la longitud de onda de la fuente magnética más profunda (Lowes, 2007). El espectro de potencia permite una estimación adecuada de la profundidad de la fuente representada por un gran número de paralelepípedos independientes (Spector y Grant, 1970). Esta estimación se basa en una de las metodologías más comunes para calcular la profundidad de diversas fuentes magnéticas (e.g. Spector y Grant, 1970; Selim y Aboud, 2012) y ha sido extensamente utilizada para estimar la profundidad de Curie (e.g. Shuey et al., 1977; Connard et al., 1983; Blakely, 1988; Onwuemesi, 1997; Nwankwo et al., 2009). La

metodología tiene, además, la ventaja de ser simple de aplicar, replicable, relativamente precisa y de proveer información geológicamente coherente.

Para calcular la anomalía magnética (AM) y construir el mapa de anomalía magnética (MAM) del área bajo consideración, se restó el campo de referencia geomagnético internacional 2010 de la intensidad magnética total tomada del EMM2010 (ec. 2.2).

$$AM = IMT - IGRF_{2010} \text{ (ec. 2.2)}$$

Como la metodología requiere diferentes mallados magnéticos para poder estimar las variaciones de la profundidad de Curie, el mapa de anomalías magnéticas fue subdividido en ventanas asociadas a las diferentes provincias magnéticas. Con el propósito de cubrir adecuadamente el área, los mallados fueron seleccionados de tal manera que se superpusieran unos a los otros.

Para estimar el tamaño de las ventanas, se calculó la máxima profundidad de Curie de la región (aproximadamente 55 km). Como el área de las ventanas debía ser por lo menos cuatro o seis veces la profundidad de la fuente magnética (e.g. Dimitriadis et al., 1987; Nwobgo, 1998), se utilizaron ventanas de $90,000 \text{ km}^2$. A continuación, se computó el espectro de potencia para cada una de las ventanas; y la profundidad de Curie se estimó a partir de la máxima pendiente en el espectro (m). La relación entre la pendiente y la fuente de la anomalía fue dada por la eq. 2.3.

$$\boxed{PdC = \frac{m}{4\pi}} \text{ (ec. 2.3)}$$

Se calculó un total de cincuenta y nueve (59) puntos de profundidad (Tabla 2.1) con un error que varió entre ± 0.2 y ± 1.5 km asociado al ajuste de la pendiente. El error promedio de la estimación fue de alrededor $\pm 5\%$ de la profundidad (Nwobgo, 1998). Los errores

adicionales variaron entre más o menos ± 0.88 km y ± 2.73 km. El error más grande fue de ± 4.23 km para el escudo de Guayana que tiene el punto de mayor profundidad de Curie. Todos los errores de estimación se encuentran en la Tabla 2.1. La Tabla 2.2 compara la profundidad de Curie, el flujo calórico y las anomalías magnéticas de las distintas provincias tectónicas estudiadas.

2.4. Resultados

La profundidad de Curie en Venezuela y el Caribe oriental se encuentra en un rango comprendido entre 54 y 17 km (Tablas 2.1 y 2.2). Los errores de la estimación se encuentran dentro del intervalo comprendido entre ± 4.5 y 1.08 km. Si se consideran los valores calculados, esta precisión parece aceptable (ver Sección 3.3 para detalles sobre los errores). Los mayores valores de la profundidad de Curie corresponden al escudo de Guayana y los más someros a la cuenca de Venezuela (Fig. 2.5). El mapa de profundidad de Curie (Fig. 2.5) fue generado a partir del método de interpolación de mínimas curvaturas (*spline bicúbico natural*) con un espaciamiento del grid de 0.01 grados y sin ningún tipo de suavizado. El mapa muestra dos secciones bien definidas: una asociada a la corteza continental suramericana, otra a la corteza oceánica del Caribe. En el dominio continental, los valores más altos se localizan en la parte más oriental del mapa (62°O de longitud, 8°N de latitud), se extienden a lo largo de la región cratónica (desde la latitud 2°N a 10°N y desde la longitud 65°O a 59°O) y cubren la sección sur (desde la latitud 2°N a 3°N). Los valores de la profundidad de Curie en esta región varían entre 54 y 37 km con un error promedio de estimación de ± 3.3 km. Valores altos de profundidad de Curie se localizan entre las latitudes 6°N y 9°N , y entre las longitudes 73°O y 69°O con una orientación de N45E (paralelo a los Andes de Mérida), donde la profundidad de Curie tiene un valor promedio de 36.5 km con un error medio de estimación de ± 3.2 km.

La transición entre los valores altos y bajos de profundidad de Curie coincide con el norte de Venezuela, específicamente entre las longitudes 10°N y 12°N , paralelo a la cordillera del Caribe y a la cuenca de Falcón (Fig. 2.1 y 2.5). Los valores de profundidad de Curie en esta

región varían entre 25 y 30 km. La zona de transición tiene mayores gradientes en el oeste (~0.025 profundidad de Curie km/km) que en el este (0.016 profundidad de Curie km/km) con una tendencia general E–O.

Tabla 2.1: Valores de profundidad de Curie estimados a partir del análisis espectral y sus errores asociados.

Longitud	Latitud	PdC (km)	± Error (km)	Longitud	Latitud	PdC (km)	± Error (km)
-62.72	7.86	54.53	4.23	-67.5	10	28.65	2.09
-63.77	2.65	44	2.76	-71.86	8.6	32.75	3.79
-68.15	8.29	32.4	3.46	-72	5	35.74	2.99
-60	17.5	23.38	2.40	-72	17.85	20.29	2.74
-60	12.5	25.69	1.78	-72	13	24.95	2.26
-60	15	20.3	2.04	-70	3.7	34.16	3.18
-60	10	31.52	2.69	-67.5	5	32.82	3.88
-60	5	43.33	3.33	-62.5	15	23.74	2.92
-68	12	24.13	2.61	-62.5	10	37.22	2.91
-70	6	33.2	2.36	-72.5	15	25.8	2.57
-69.37	15.46	25.12	2.24	-72.5	10	33.59	2.73
-70	10	28.75	2.44	-62.5	5	43.56	2.32
-70	5	33.66	2.13	-65.87	14.59	17.5	1.08
-65	17.5	20.94	2.00	-65	16	24.75	2.77
-65	13	18.44	2.45	-67.3	6.7	33.01	2.12
-65	10	31.04	1.84	-65	5	34.46	3.79
-65	7	33.9	3.30	-61.26	2.61	39.95	4.49
-65	2.5	43.73	3.52	-61.15	7.78	46.87	3.16
-69	16	26.52	2.78	-62.66	17.76	20.45	3.04
-67.4	2.8	37.67	2.84	-67.4	13	21.21	2.55
-70	17.5	22.32	2.10	-70	10	33.33	2.66
-70	12.5	24.07	2.55	-64.2	9.4	37.59	4.25
-70	8.5	36.71	3.34	-71.24	7.75	36.88	3.64
-70	2.5	38.9	2.75	-62	13	26.33	2.31
-71.4	12.5	21.63	2.09	-72	2.6	36.37	2.70
-65	15	17.75	2.26	-65.8	8.8	32.2	3.22
-67.3	15	18.79	2.56	-67.35	17.45	24.11	2.04
-61.26	16	20.13	1.88	-71	9.7	34.62	3.72
-69.5	17.3	24.01	2.87	-70.6	15.7	23.87	2.10
-66.7	12	19.37	2.32				

Para el dominio oceánico (al norte de la latitud 12°N), los valores de la profundidad de Curie se encuentran entre 17 y 25 km con una media de 23 km y un error de estimación promedio de ±3.25 km. Existen dos regiones con profundidad de Curie someros. Una se localiza en la sección norte del arco de las Antillas Menores (desde la latitud 14°N a

18°N y desde la longitud 59°O to 62°O). La otra se localiza en el centro de la cuenca de Venezuela (desde la latitud 12°N a 15°N y desde la longitud 64°O a 68°O).

Tabla 2.2: Comparación entre los valores de profundidad de Curie, flujo calórico y anomalías magnéticas para distintas regiones dentro del área de estudio.

Estructura	PdC (km)	Flujo Calórico ($\mu\text{cal}/\text{m}^2 \text{s}$)	Anomalia Magnética (nT)		
			Max	Min	Media
Escudo de Guayana	42	1.4	272.9	-334.4	-106
Sub-cuenca de Guárico	32	4.53	-53.3	-307.2	-188
Sub-cuenca de Maturín	39.5	2.27	-65.1	-486.3	-221.5
Cuenca de Maracaibo	34.5	1.38	-84.9	-286.7	-171.1
Cuenca de Venezuela	22	1.99	10.83	367.6	173.9
Alto de Aves	23.2	2.87	72	341	142.7
Cuenca de Bonaire	23.8	2.23	-23.41	-319.5	-146.4
Antillas Menores y frente de deformación	22.5	2.43	63.6	-276.5	-147.1

2.5. Discusión

2.5.1. Venezuela

La profundidad de Curie continental, con un valor medio de 38 km, muestra los mayores valores en la región sureste del mapa, atribuidos al escudo de Guayana (provincias de Imataca, Pastora y Roraima) (Fig. 2.5). La máxima profundidad de Curie (54 km) coincide con las provincias de Imataca y Pastora, las cuales tienen las anomalías magnéticas más negativas (Fig. 2.3A) y positivas (Fig. 2.3B) en Venezuela, y son las provincias tectónicas más antiguas en el norte de Suramérica. Las variaciones de la profundidad de Curie a lo largo del escudo de Guayana podrían representar las variaciones de espesor cortical en toda la región cratónica y, posiblemente, constituirían una respuesta directa de su estado isostático (Fig. 2.5). Para Schmitz et al. (2002, 2008), el espesor cortical es de 45 km; para Niu et al. (2007), varía entre 40 km y 44 km. Aunque el valor promedio de la profundidad de Curie en las regiones cratónicas es similar a la profundidad de Moho (lo cual sugiere que el escudo de Guayana es una plataforma termalmente estable), existen 9 km de diferencia entre el valor mayor de

profundidad de Curie y el espesor cortical. Este resultado revela que el manto superior debajo del escudo es magnético.

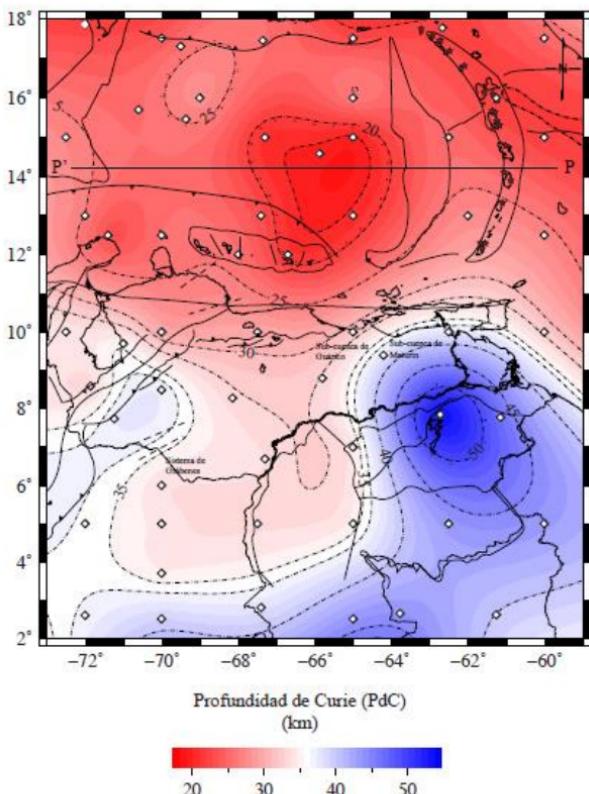


Fig. 2.5. Mapa de profundidad de Curie, contornos cada 5 km (se muestran también los contornos mencionados en el texto). Los diamantes blancos muestran el lugar donde la profundidad de Curie fue estimada. P–P' representa el perfil en la Fig. 2.7. Se muestran algunos rasgos tectónicos. La profundidad de Curie varía entre 17 y 55 km: en Venezuela continental, entre 27 y 55 km; mientras que en el Caribe oriental, entre 17 y 25 km. La profundidad de Curie más profunda se asocia a las regiones cratónicas más antiguas que el escudo de Guayana, mientras que las más someras se relacionan con la región de corteza delgada dentro del Caribe oriental.

El contorno de 36 km de la profundidad de Curie (Fig. 2.5) podría marcar la frontera entre las provincias del Precámbrico Inferior (Imataca y Pastora) y las del Precámbrico Superior (Cuchivero) (a lo largo de la longitud -65°O , y al sur de la Latitud 10°N), como han sugerido Trifonova et al. (2009). Una anomalía más somera localizada entre las longitudes -65° y -70° y latitudes 4° y 7° (con una media de 34 km) está entrelazada a la presencia de la provincia Cuchivero y al alineamiento magnético C–C'. El espesor cortical de esta provincia varía entre 32 y 38 km (Niu et al., 2007). Esto sugiere que tiene un comportamiento isostático diferente al resto del escudo de Guayana. Sin embargo, puede ser considerada como una provincia termalmente estable puesto que la profundidad de Curie y el espesor cortical son similares.

Como se ha observado, los resultados apuntan a que el escudo de Guayana es una plataforma termalmente estable, al igual que otros escudos (Mooney y Vidale, 2003; Sharma et al., 2006). Una parte de su manto superior es magnético, lo que ha sido reportado en otras estructuras cratónicas (Toft y Haggerty, 1988; Chang, 2008). Los niveles de flujo calórico ($1.4 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ estimados por Hamza y Muñoz, 1996) se encuentran dentro de los estándares para los continentes o son incluso menores ($1.55 \pm 0.04 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$, de acuerdo con Turcotte y Schubert (2007).

El alineamiento parcial NE–SO de los contornos de 32 y 35 km de profundidad de Curie y de la anomalía magnética D–D' (Fig. 2.3) podría limitar las provincias del Precámbrico Superior y del Paleozoico, lo cual concuerda con la propuesta de Feo- Codecido et al. (1984) sobre la posición de la falla de Apure. Esta evidencia colocaría la profundidad de Curie dentro de la corteza continental inferior de Venezuela oriental y central, lo mismo que ha sido encontrado en el subcontinente indio (Sharma et al., 2006) y en Turquía (Maden, 2009).

En consecuencia, la interpretación conjunta de la profundidad de Curie y de las anomalías magnéticas permite limitar: (a) las mayores provincias magnéticas en la Venezuela continental, y (b) las provincias

cratónicas más allá de los límites de la geología superficial (Fig. 2.6). En efecto, se han tomado en consideración trabajos previos sobre la configuración del basamento de las cuencas continentales, sus fallas más importantes y los terrenos alóctonos (Feo-Codecido et al., 1984; Yoris y Ostos, 1997). Con base en la anomalía magnética de larga longitud de onda E (Fig. 2.3), se incluye el Grupo Iglesias, considerado como el basamento del dominio Mérida por Bellizzia y Pimentel (1994), en la distribución de las provincias precámbricas y paleozoicas. Se ha asociado aquí la anomalía magnética F al basamento de la península de la Guajira, caracterizado como un cinturón orogénico del Paleozoico (Fig. 2.3F).

La profundidad de Curie en la cuenca Oriental de Venezuela (con una media de 36 km) es más somera que la profundidad de Moho estimada a partir de funciones receptoras (44–50 km; Niu et al., 2007) y observaciones sísmicas profundas (40–55 km; Schmitz et al., 2008). Los valores de profundidad de Curie para la sub-cuenca de Guárico se encuentran alrededor de 32 km (Tabla 2.2), mientras que el espesor cortical es aproximadamente 40 km. En la sub-cuenca de Maturín, la profundidad de Curie se encuentra entre 35 km y 45 km (con un valor promedio de 39.5 km; Tabla 2.2), mientras que el espesor cortical varía entre 45 y 55 km. Las anomalías termales reportadas en la región oscilan entre $2.5 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ y $4.28 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ (con una media de $3.77 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$, Fig. 2.2), y ocasionan la diferencia entre el espesor cortical y la profundidad de Curie, ya que un flujo calórico más alto que el normal determinaría que la profundidad de Curie se encontrara más cerca de la superficie. Este fenómeno es expresión de un rebote isostático en el Oligoceno producido por la reactivación de fallas normales en la cuenca de Guárico (Pérez de Armas, 2005). A pesar de que la profundidad de Curie se encuentra dentro de la corteza, existe una relación cercana entre el espesor cortical y las variaciones de la profundidad de Curie.

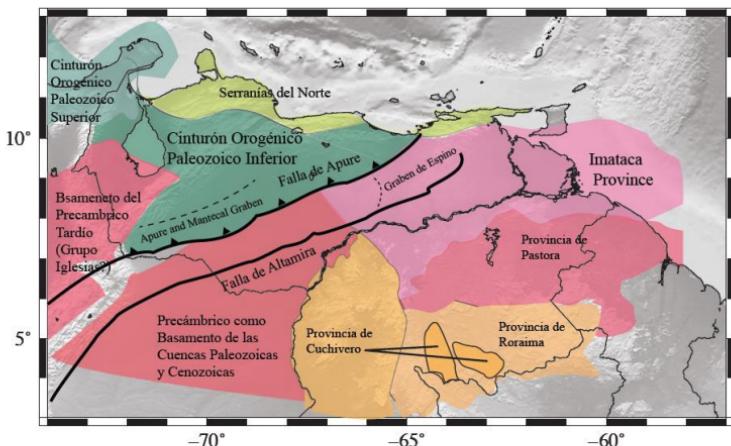


Fig. 2.6. Mapa que muestra la distribución de los terrenos precámbrios (provincias del escudo de Guayana) y los terrenos precámbrios y paleozoicos alóctonos. El mapa fue derivado de la interpretación conjunta de la profundidad de Curie y las anomalías magnéticas. Se consideraron las interpretaciones de Feo-Codecido et al. (1984), Bellizzia y Pimentel (1994) y Yoris y Ostos (1997).

El contorno de 30 km del mapa de profundidad de Curie en el noroeste y en el área norte-central de (Fig. 2.5) marca un límite que aparece en el mapa de profundidad de Moho de funciones receptoras (Niu et al., 2007), y en la estimación por refracción sísmica (Schmitz et al., 2008). Dentro de esta región, se ha reportado un adelgazamiento cortical congruente con la formación de la cuenca de Falcón (Sousa et al., 2005; Bezada et al., 2008). Los datos de flujo calórico de $3 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ revelan un sistema con una fuerte componente termal que, con seguridad, afecta la respuesta magnética de la corteza. Desafortunadamente, el mapa de Profundidad de Curie no posee suficiente resolución espacial para revelar las variaciones producidas por este proceso local.

Con respecto al noroeste de Venezuela, particularmente en la cuenca de Maracaibo, (con un valor promedio de 34.5 km; Tabla 2.2), los valores de profundidad de Curie son cercanos a los valores de la

discontinuidad de Moho (40 km; Schmitz et al., 2008) (Fig. 2.5). Los valores de flujo calórico (con una media de $1.47 \text{ } \mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) se encuentran alrededor de los valores estándares para continentes (Fig. 2.2). La cuenca de Maracaibo parece ser una cuenca continental termalmente estable sin afectación derivada de la compresión sufrida por el bloque de Maracaibo (Audemard y Audemard, 2002). En el suroeste de Venezuela (longitud -72° a -70° , y latitud 7° a 8°), la profundidad de Curie aumenta localmente a 37 km, lo que representa o la flexura producida por los Andes de Mérida (Arnaiz-Rodríguez et al., 2011), o el sistema de grábenes localizados dentro de la cuenca Barinas-Apure (Feo-Codecido et al., 1984).

2.5.2. El Caribe oriental

La profundidad de Curie en el Caribe oriental muestra una zona estable con un valor promedio de 23 km (Tabla 2.2). Debido a que el espesor cortical de la placa del Caribe tiene 20 km como máximo (Officer et al., 1959; Edgar et al., 1971; Houtz y Ludwig, 1977; Ladd y Watkins, 1980), la isoterma de profundidad de Curie se encuentra en el manto superior (Fig. 2.5), lo cual representa un comportamiento normal para una litósfera oceánica relativamente vieja. Aunque la profundidad de Curie no parece compleja, el mapa de flujo calórico revela un conjunto de escenarios termales con valores que varían entre 1 y $5.58 \text{ } \mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$. En este sentido, el flujo calórico promedio del Caribe excede los valores para cuencas oceánicas, los cuales se encuentran entre $2.41 \pm 0.52 \text{ } \mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Fig. 2.2) (Turcotte y Schubert, 2007).

En relación con las Antillas Menores, el mínimo de profundidad de Curie (18.5 km) se concentra en la sección norte del arco. Este mínimo puede relacionarse con la porción más activa de la subducción, la cual tiene su límite sur cerca del sistema de falla de Tiburón. Los altos valores de flujo calórico (de 2.5 a $4.03 \text{ } \mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) pueden ser atribuidos al magmatismo en el arco activo de las Antillas Menores (Fig. 2.2). El máximo de flujo calórico se concentra en Dominica, la cual posee 7 volcanes con actividad reciente. La extensión de la anomalía de

profundidad de Curie puede correlacionarse con la presencia de una cuña astenosférica bien desarrollada entre la placa del Caribe y la loza de subducción del Atlántico (e.g. Doglioni et al., 1999). Desafortunadamente, el mapa de profundidad de Curie no tiene una resolución suficiente como para mostrar la estructura termal de la litósfera subducida, que ha sido descrita por Blakely et al. (2005), Turcotte y Schubert (2007) y Saltus y Hudson (2007), entre otros.

La profundidad de Curie del alto de Aves no parece estar afectada por procesos termales a escala regional (Fig. 2.5). A pesar de que se considera extinto (e.g. Sykes y Ewing, 1965; Bouysse, 1988; Bouysse et al., 1990;), el máximo valor de flujo calórico de $5.26 \text{ } \mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Fig. 2.2) se localiza en esta estructura. Clark et al. (1978) asociaron este valor a la presencia de rocas ricas en elementos radiogénicos asociadas a su formación, relacionada con un proceso de subducción por el enriquecimiento del magma ascendente derivado de la depletación del manto (Langseth y Von Herzen, 1970).

Quizás la anomalía más importante en la sección marina del mapa se corresponde con la zona delineada en forma de corazón dentro de la cuenca de Venezuela (con una media de 18.8 km), que alcanza un mínimo de 17 km de profundidad (Fig. 2.5). Esta anomalía puede ser correlacionada con: (a) bandas magnéticas deformadas en el piso de la cuenca (Ghosh et al., 1984), (b) un máximo local en el mapa de flujo calórico de $2.6 \text{ } \mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$, y (c) el máximo gravimétrico de la cuenca de Venezuela (Arnaiz-Rodríguez y Garzón, 2012). Un perfil a lo largo de 14.25°N (Fig. 2.7) muestra un conjunto de anomalías correlacionadas con la zona de profundidad de Curie somera.

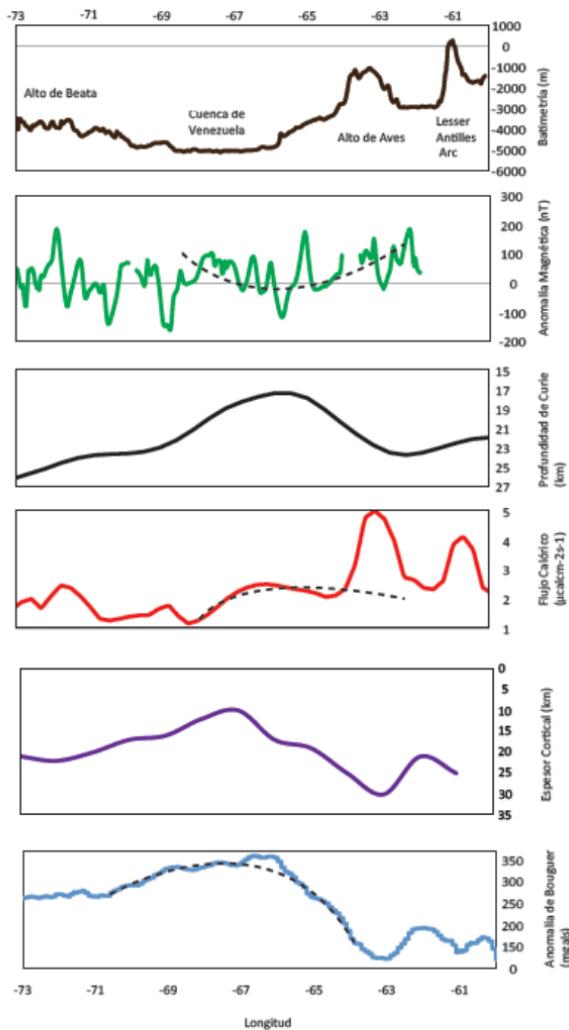


Fig. 2.7. Perfil a lo largo de la latitud 14.25°N que muestra las variaciones en batimetría, anomalía magnética, profundidad de Curie, flujo calórico y anomalía de Bouguer. Las líneas punteadas representan la tendencia regional de las anomalías. Las anomalías en todos los tipos de dato se encuentran espacialmente asociadas a la región de profundidad de Curie somera.

La relación entre la profundidad de Curie y las variaciones del espesor cortical revela que toda la corteza y la sección más superior del manto son magnéticas (excepto por la parte más profunda de la raíz del alto de Aves), lo cual es usual en dominios oceánicos (Arkani-Hamed, 1991). El área de profundidad de Curie somera se asocia, en cierto sentido, con la región de corteza delgada dentro de la cuenca de Venezuela (Mauffret y Leroy, 1997). Tanto el área de profundidad de Curie como la región de corteza delgada se corresponden con la extensión producida durante la formación del LIP Caribe (Diebold et al., 1999). Las variaciones de profundidad de Curie, la anomalía de Bouguer y el espesor cortical se encuentran parcialmente correlacionados, puesto que las regiones de corteza gruesa (áreas con LIP, alto de Beata y alto de Aves) tienen un profundidad de Curie mayor que aquellas regiones con corteza delgada (dentro de las cuales no hay LIP) (Fig. 2.7). También existe una clara concordancia entre el dato de flujo calórico (Fig. 2.7) y el espesor cortical, debido a que el calor del manto es forzado a escapar a través de la corteza más delgada (Nyblade y Pollack, 1993). Por lo tanto, en la región de corteza delgada, el flujo calórico es mayor que en el resto de la cuenca de Venezuela. Finalmente, las anomalías magnéticas, que pertenecen a las bandas magnéticas de corteza oceánica, son deformadas por la componente regional debido a las variaciones de la profundidad de Curie. Pareciera que la región de profundidad de Curie somera tiene una dependencia con este grupo de anomalías; sin embargo, otras interpretaciones, como la dinámica del manto, no deberían ser descartadas con base en el dato existente (Orihueta Guevara et al., 2012).

2.6. Conclusiones del capítulo

En este estudio y por primera vez, se ha creado un mapa que muestra las variaciones de la isoterma de profundidad de Curie en el territorio de Venezuela y el Caribe oriental. El análisis de los resultados y el contraste con estudios previos han permitido derivar las siguientes conclusiones:

1. El uso del análisis espectral (e.g. Shuey et al., 1977; Connard et al., 1983; Blakely, 1988; Onwuemesi, 1997; Nwogbo, 1998; Nwankwo et al., 2009) conjuntamente con nuevos modelos magnéticos (EMM2010)

permite calcular, con errores aceptables, las variaciones laterales de la profundidad de Curie en concordancia con la geología y los datos de flujo calórico.

2. En una región con buena resolución, el EMM2010 puede ser utilizado para estimar las variaciones de la profundidad de Curie.

3. El análisis de la profundidad de Curie revela dos escenarios muy diferentes: uno para la corteza continental de Venezuela y otro para la corteza oceánica del Caribe oriental. El valor medio de la profundidad de Curie para la corteza continental es de 38 km; mientras que para la oceánica es de 23 km.

4. El valor promedio de profundidad de Curie para el escudo de Guayana es de 40 km; este resultado es coherente con el comportamiento de una plataforma termalmente estable con un espesor cortical entre 40 y 45 km. Por otra parte, las variaciones laterales y los gradientes de la profundidad de Curie parecen estar relacionados con el estado isostático y la edad de las diferentes provincias. Debajo de la provincia de Imataca, la profundidad de Curie alcanza un valor de 54 km. Por lo tanto, en esta región, 9 km del manto superior se encuentran magnetizados.

5. Las cuencas continentales en Venezuela tienen diferentes comportamientos termales. La cuenca de Maracaibo es una cuenca termalmente estable con valores normales de flujo calórico, y valores de profundidad de Curie similares a la profundidad de Moho. La cuenca oriental de Venezuela es una cuenca termalmente afectada, particularmente dentro de la sub-cuenca de Guárico con valores de alto flujo calórico. En ella, la profundidad de Curie es de 8 a 10 km más somera que la profundidad de Moho.

6. El Caribe oriental se caracteriza por tener una extensa área poco perturbada con un valor medio de 23 km. Por lo tanto, la isoterma se encuentra localizada dentro del manto superior. Esta región estable se caracteriza por poseer bajos valores de flujo calórico relacionados con la corteza engrosada del Caribe.

7. Una zona de profundidad de Curie somera se localiza dentro de la cuenca de Venezuela alcanzando un valor mínimo de 17 km. Este fenómeno se encuentra posiblemente relacionado con la región de corteza delgada, a pesar de que cubre un área más extensa. Esta zona somera también podría estar asociada a procesos mantelares.

Finalmente, vale la pena acotar que, en el marco de la evolución de la placa Caribe, los datos magnéticos de flujo calórico y de profundidad de Curie deben ser considerados. Otras regiones relacionadas con procesos mantelares del Cretácico (como los plateau Ontong-Java y Paraná) presentan anomalías de velocidad de ondas elásticas, anomalías magnéticas y flujo calórico anormal, que han esclarecido los orígenes de estos rasgos geológicos.

CAPÍTULO 3

ESTRUCTURA DE VELOCIDADES DE ONDAS DE CORTE BAJO EL CARIBE ORIENTAL REVELADA POR TOMOGRAFÍA DE RUIDO AMBIENTAL

3.1 Introducción

Las mesetas oceánicas (*oceanic plateaus*) son terrenos máficos, que han sido emplazados en la corteza oceánica de la Tierra y se han desarrollado por la intrusión de grandes cantidades de magma derivado del manto (Coffin y Eldholm, 1994; Mann y Taira, 2004). Se ha sugerido que el destino de las mesetas oceánicas en zonas de subducción es un escenario fundamental en el entendimiento no solo del proceso de subducción, sino también de la evolución de la litósfera continental (Mann y Taira, 2004). Tres escenarios han sido propuestos en relación con el destino de las mesetas oceánicas en zonas de subducción: (1) Las mesetas oceánicas son subducidas completamente en un proceso de bajo ángulo; (2) la sección superior de las mesetas oceánicas es acrecionada sobre la placa subductante y la raíz subduce con un bajo ángulo; (3) toda la litósfera de las mesetas oceánicas es acrecionada a la placa subductante (*overriding plate*) (Mann y Taira, 2004; Phinney et al., 2004).

El LIP Caribe es un meseta oceánica, que se forma en el Cretácico Tardío (entre 90 y 76 Ma) y está emplazado en la placa del Caribe (Fig 3.1). Sus bordes este y oeste se caracterizan como zonas de subducción

donde, de forma anómala, las litósferas más jóvenes de la placa suramericana (SA) y la placa de Cocos son subducidas bajo la placa del Caribe (Bouysse, 1984; Rogers et al., 2002). Su borde norte es dominado por movimiento transcurrente (Sisson et al., 2005), mientras que el sur es caracterizado por una zona activa de transpresión donde coexisten transcurrencia y subducción de bajo ángulo (Audemard et al., 2005). Con el fin de entender este complejo panorama es necesario conocer la estructura listosférica de la placa del Caribe.

El Caribe se muestra como una región marginalmente anómala en los modelos de tomografías globales. Woodhouse y Dziewonski (1984) reportaron altas velocidades de ondas de corte dentro de los primeros 50 km de su porción occidental. Así mismo, Grand (2002) observó velocidades negativas en el Caribe occidental, anomalías positivas en su sección sur y anomalías negativas en la sección su nororiental. En tomografías regionales, el centro del Caribe (del alto de Beata y a través de la cuenca de Venezuela, Fig 3.1) posee valores de velocidades menores que los de su sección más este (Godey et al., 2003); en él hay evidencia del sobrecorrimiento del bloque de Maracaibo sobre la placa del Caribe hasta una profundidad de ~120 km (Miller et al., 2009). A causa de la carencia de datos sismológicos en toda el área estudiada, la resolución de la estructura litosférica, es, por lo general, muy baja.

Se ha extendido el uso de la tomografía de ruido ambiental para visualizar la estructura de ondas de corte del manto superior. A diferencia de la tomografía balística de ondas superficiales, esta técnica utiliza la correlación cruzada (*cross-correlation*) de series continuas de tiempo para generar funciones de Green empíricas que son utilizadas para producir mapas de dispersión de ondas superficiales, lo que determina que sea posible estimar la estructura de ondas de corte (e.g. Yao et al., 2006; Yang et al., 2007).

En concordancia con el supuesto metodológico anterior, el propósito de este capítulo es representar la estructura de velocidad de ondas de corte de la litósfera del área oriental del Caribe mediante el uso de la tomografía de ruido ambiental. La finalidad es ilustrar la relación entre la estructura litosférica del Caribe oriental y la polaridad de la

subducción en esta área. Los resultados obtenidos serán consistentes con estudios previos en mesetas oceánicas y presentarán nuevos parámetros sobre la geodinámica de la placa del Caribe.

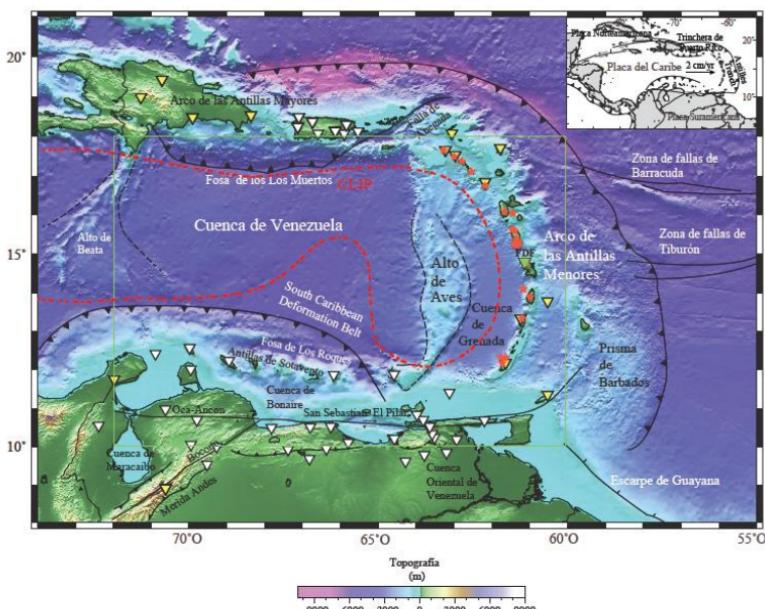


Fig. 3.1: Mapa que muestra las estaciones de banda ancha (triángulos) y los principales límites de placas y sistemas de falla (líneas negras) en el Caribe oriental. Triángulos blancos y amarillos indican las estaciones que estuvieron activas en los períodos 2003-2005 y 2011-2013, respectivamente. La estación FDF, en verde, se encontraba activa en los dos períodos de tiempo. La línea roja puntuada representa la zona abarcada por el LIP Caribe (CLIP en la figura). Las estrellas rojas representan volcanes con actividad reciente (Bouysse et al., 1990). La caja verde ($72^{\circ}\text{O}-60^{\circ}\text{O}$, $10^{\circ}\text{N}-18^{\circ}\text{N}$) indica el área de buena cobertura y resolución del modelo. El minimapa en la esquina superior derecha representa la localización del Caribe y su movimiento relativo con respecto a Suramérica.

3.2. Marco tectónico

La placa del Caribe se localiza aproximadamente entre las longitudes ~60°O-90°O y las latitudes ~10°N-20°N. Se extiende desde América Central a las Antillas Menores y de Suramérica hasta las Antillas Mayores (Fig 3.1). Dos modelos han sido propuestos para describir el origen y evolución de la placa del Caribe: el modelo Pacífico (e.g., Pindell y Kennan, 2001) y el modelo *In-situ* (e.g., Meschede y Frisch, 1998; James, 2002). El modelo Pacífico propone que la placa del Caribe es una pieza remanente de la placa de Farallón que se transformó en una meseta oceánica al deambular sobre el punto caliente de las Galápagos. Posteriormente, derivó a lo largo del margen occidental de Suramérica hasta que alcanzó su posición actual entre la placa Norteamericana y Suramérica. El modelo *In-situ* sugiere que la placa del Caribe se formó entre Norteamérica y Suramérica cuando éstas derivaron una de la otra. En un estado posterior, su corteza se engrosó o bien por el magmatismo derivado de un punto triple donde las dorsales meso-oceánicas del Pacífico y el Atlántico se unían, o bien por el emplazamiento de material basáltico derivado de la actividad de la superpluma de Cretácico medio (Meschede y Frisch, 1998; James, 2002).

Independientemente de cuál modelo sea el que mejor interprete los procesos ocurridos, el emplazamiento del LIP Caribe alteró la corteza original de la placa y determinó que la profundidad de Moho en las cuencas de Yucatán, Colombia y Venezuela oscile entre 8 y 20 km (e.g. Officer et al., 1959; Edgar et al., 1971; Houtz y Ludwing, 1977; Mauffret y Leroy, 1997; James, 2005). La alta flotabilidad asociada con la corteza engrosada del LIP hace que la placa del Caribe sea difícil de subducir cuando interactúa con otras placas tectónicas, a pesar de que una de sus secciones ha estado subduciendo bajo Suramérica en un proceso de bajo ángulo por los últimos 5 Ma (Burke, 1988).

Una de las estructuras más enigmáticas dentro de Caribe es el alto de Aves. Esta estructura, con una orientación NS, se localiza entre las cuencas de Venezuela y Grenada (Fig 3.1). Ha sido descrita como un arco volcánico del Cretácico Tardío que fue abandonado durante el Eoceno, cuando la cuenca de Grenada se formó y el volcanismo saltó

hacia el este y se inició la formación del arco de las Antillas Menores (*e.g.* Bouysse *et al.*, 1990; Meschede y Frisch, 1998). Para Pindell *et al.* (2006) el alto de Aves es una pieza de un gran arco volcánico que se fracturó durante la evolución de la placa del Caribe. Con base en los datos geoquímicos de Fox *et al.* (1971), James (2005) argumentó que no existe evidencia que soporte que el alto de Aves sea un arco volcánico; y propuso tanto que este solía ser un centro de expansión como que su existencia era evidencia de extensión de retroarco en el Caribe oriental.

El arco de las Antillas Menores se formó en el Oligoceno (~35 - 25 Ma) por la subducción de la litósfera oceánica del Atlántico bajo la placa del Caribe. Una observación importante sobre este arco es la existencia de dos segmentos con comportamiento sismológico y volcánicos diferentes, divididos por la falla transformante de Tiburón (Fig 3.1). El segmento norte posee más actividad volcánica que el segmento sur, como se puede apreciar por la distribución de los volcanes con actividad reciente (Bouysse *et al.*, 1990; Fig. 3.1). De igual forma, el número de eventos sísmicos registrados en la sección norte es mayor que en la sección sur, lo cual indica que la tasa de convergencia es diferente a ambos lados de la falla de Tiburón (Wadge y Shepherd, 1984).

3.3. Datos y análisis

3.3.1 Extracción de las Funciones Empíricas de Green

Con el fin de elaborar una tomografía de ondas superficiales en el área a partir de datos de ruido ambiental, se recolectaron datos continuos de estaciones sismológicas de diferentes redes instaladas en el Caribe oriental. Su distribución fue irregular tanto espacial como temporalmente. Se utilizaron 54 (Fig 3.1) que se encontraban activas en dos períodos de tiempo. Del primer período, se utilizaron 40 estaciones, que incluían 31 del proyecto BOLIVAR (Levander *et al.*, 2006) localizadas en Venezuela y las Antillas de Sotavento; 7 de la red de Puerto Rico (*Puerto Rico Seismic Network*); una de GEOFON (FDF) y una en la isla de Tobago (TOSP). Las estaciones del segundo período incluyeron: una de GSN (SVD), 13 de la red sismológica del Caribe

(*Caribbean Seismic Network Stations*) y la misma de GEOFON utilizada en el período anterior. La localización e instrumentación de las estaciones se encuentran en el Apéndice 3. No todas las ubicadas en Venezuela fueron seleccionadas para evitar la complejidad asociada a rayos que atraviesan la corteza continental y la corteza oceánica. Adicionalmente, se descartaron las estaciones oceánicas que presentaban pocos datos o que se encontraban muy cercanas a otras con mejor calidad de dato.

Se aplicó la metodología estándar para el procesamiento de datos de ruido ambiental a la componente vertical de las estaciones seleccionadas (Bensen *et al.*, 2007). Se decimaron los registros continuos de velocidad del suelo de su intervalo de muestreo original a un intervalo de 5 Hz y fueron cortados en segmentos de un día. Ya que las 54 estaciones utilizadas tenían distintos sismómetros, se removió la respuesta instrumental de éstos convirtiéndolos a registros de desplazamiento. Este paso fue necesario para computar las correlaciones cruzadas de forma correcta utilizando datos grabados en estaciones con distintos censores y digitadores.

La longitud de las ventanas fue desde 409.6 s (2048 puntos) hasta 1638.4 s (8192 puntos) dependiendo de la distancia entre las estaciones. La mitad de la longitud de la distancia fue considerada como paso de las ventanas temporales. Si un vacío de información (gap) existía dentro de una ventana en uno de los sismogramas, la función de correlación cruzada no era calculada. Para cada ventana temporal, la tendencia lineal y la media fueron removidas de los sismogramas. Posteriormente, se transformaron los registros al dominio de la frecuencia para calcular las funciones de correlación cruzada. Se aplicó un blanqueo espectral para acentuar las señales del ruido ambiental. Para hacer esto, se reseteó el espectro de amplitudes a 1 en un rango de frecuencias entre 0.01 Hz y 1.0 Hz, y 0 entre el resto del rango de frecuencias, sin modificar el espectro fases. Después, se apilaron todas las funciones de correlación cruzada diarias para cada par de estaciones con el fin de mejorar la relación señal ruido de las ondas superficiales. La Fig. 3.2 muestra varios ejemplos de las funciones de correlación cruzada apiladas con señales de ruido ambiental en su lado causal (positivo) y acausal

(negativo). Es propicio comentar que, si las fuentes de ruido ambiental se encuentran distribuidas uniformemente alrededor de dos estaciones, la función de correlación cruzada debe ser simétrica, lo cual es extraño que suceda con datos reales.

Dada la distribución de las estaciones y los datos existentes, se pudieron calcular 254 funciones de correlación cruzada, las cuales presentaron señales prominentes en el lado causal y acausal de la serie de tiempo. Para cada una de éstas, se calculó la relación señal-ruido. Si esta relación era menor a 7, la función era descartada. Adicionalmente, se midieron las diferencias en los tiempos de llegada de las señales con un método de correlación cruzada: si la diferencia era mayor al 0.5 %, entonces, las funciones de correlación cruzada eran excluidas del resto del procesamiento. A continuación, se consideró la aproximación de Yao et al. (2006) para establecer la relación entre la función de correlación cruzada y la función de Green:

$$\hat{G}_{AB}(t) = -\frac{dC_{AB}(t)}{dt} \quad (\text{ec. 3.1})$$

donde $G_{AB}(t)$ y $C_{AB}(t)$ son, respectivamente, la Función de Green Empírica y la función de correlación cruzada de un solo lado para dos estaciones A y B .

Para obtener la curva de dispersión de velocidad de fase, se utilizó una implementación automática del método de *frequency time analysis* (FTAN) (Bensen et al., 2006; Yang et al., 2007). En efecto, como fue expuesto por Yang et al. (2007), la técnica tradicional del FTAN representa la potencia de la señal como una función de tiempos de llegada y de la frecuencia central de un conjunto de filtros gaussianos. En tal caso, la curva de velocidad de grupo es derivada de los tiempos de llegada de las máximas amplitudes para cada frecuencia. Si en una banda de frecuencias existe mucho ruido, podrían existir saltos en los tiempos de llegadas de las máximas amplitudes y, por lo tanto, las curvas de dispersión deben de ser ajustadas manualmente o por interpolación.

Levshin y Ritzwoller (2001) propusieron una técnica basada en filtros de fase (*phase-matched filtering*) para colapsar la señal de las ondas Rayleigh a una función delta utilizando curvas de dispersión ya conocida. Al aplicar la técnica del FTAN a la ondícula filtrada, se obtienen imágenes de tiempo-frecuencia más limpias, lo que proporciona un mejor estimado de la curva de fase y de grupo, este tipo de metodología permite la estimación de ambas.

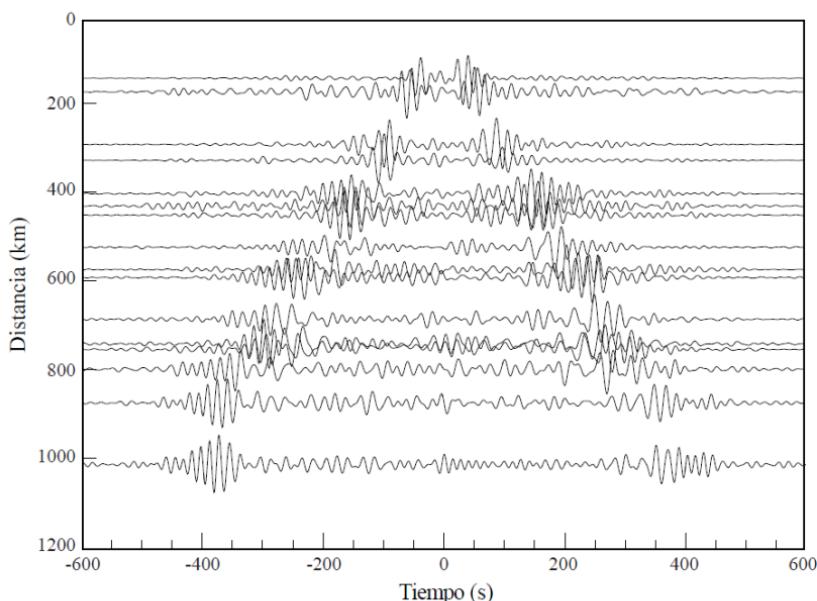


Fig. 3.2: Sección de las correlaciones cruzadas apiladas diariamente en la estación de referencia G.FDF (estación verde en la Fig. 3.1) y las otras estaciones. Las correlaciones están organizadas en función de la distancia a la estación de referencia. El lado causal (tiempos positivos) y el acuasal (tiempos negativos) presentan la señal de las ondas Rayleigh de forma clara, a pesar de que la relación señal-ruido es variable para cada estación. Los datos se encuentran filtrados dentro del rango de períodos utilizados: 14 s a 45 s.

Así pues, se aplicó la técnica compuesta del filtro de fase y el FTAN a todas las funciones de Green con una relación señal ruido mayor a 7 y se obtuvieron las curvas de velocidades de fase para todos los pares seleccionados. Las curvas de dispersión fueron calculadas a partir del lado positivo, el lado negativo y la suma de ambos para cada FCC entre los períodos 7 s y 48 s. Se seleccionaron exclusivamente pares de estaciones con curvas de velocidades de fase coherentes. La figura 3a muestra todas las curvas de fase seleccionadas con la media y la desviación estándar para cada período. La Fig. 3.3b presenta el número de mediciones para cada período, que varía entre 5 y 181. Sólo se utilizaron los datos de velocidades de fase entre 14 s y 45 s, los cuales poseían más de 100 mediciones.

3.3.2 Prueba del tablero de ajedrez y tomografía de ondas Rayleigh

Existen distintas técnicas para reconstruir la estructura de velocidades del subsuelo a una misma profundidad (o período para este caso en particular), si se considera un arreglo de estaciones distribuidas en el área de estudio. Para obtener la estructura de velocidades de fase, se seleccionó el método propuesto por Ditmar y Yanovskaya (1987), el cual considera la esfericidad de la Tierra para áreas mayores a 500,000 km². Este método se basa en minimizar la función de penalidad de una combinación lineal de errores y un modelo de suavidad (*smoothness*):

$$(Gm - \delta t)^T R_t^{-1} (Gm - \delta t) + \alpha \iint_S (\nabla m, \nabla m) ds \quad (\text{ec. 3.2})$$

donde G es un kernel compuesto por los segmentos de los tiempos de viaje en cada celda para todos los rayos; δt es el vector del dato que contiene el tiempo de viaje residual relativo al modelo de referencia; R_t es la matriz de covarianza del dato cuya diagonal está constituida por las desviaciones estándar de las medidas de dispersión. El modelo para todas las celdas de las perturbaciones de velocidades $\delta v/v_0$ es el

vector m ; α es el parámetro de atenuación; y ∇m es el gradientes 2-D del modelo.

Debido a la densidad variable de los rayos entre estaciones para cada período (Fig. 3.4), se llevó a cabo la prueba estándar de resolución de tomografía: la prueba del tablero de ajedrez (*checkerboard test*). Se probaron dos modelos sintéticos de velocidades discretizados en celdas de $1^\circ \times 1^\circ$ y $2^\circ \times 2^\circ$. Para un área rectangular extendida entre 74°O y 60°O y entre 8°N y 20°N , el número de celdas fue de 168 para el primer caso y de 42 para el segundo. Las celdas se encontraban distribuidas de forma alternante con $\pm 5\%$ de perturbación sobre una velocidad constante $V_s=3.5$ km/s (Fig. 3.5a). Para cada modelo, primero se calcularon los tiempos de viaje sintéticos a lo largo de 182, 112 y 101 caminos (*raypaths*) correspondientes a los períodos de 20, 14 y 45 s, respectivamente. Éstos fueron invertidos a un mallado de velocidad utilizando la misma técnica y parámetros a ser utilizados posteriormente con los datos reales.

Para los rayos asociados al período 20 s en el modelo de $1^\circ \times 1^\circ$, se logró recuperar 66 de las 88 celdas dentro del área cubierta por el set de datos ($72^\circ\text{W}-61^\circ\text{W}$ y $10^\circ\text{N}-18^\circ\text{N}$ en la Fig. 3.4a). Las amplitudes recuperadas se encontraban por encima del 3%, lo que representaba más del 60% de la amplitud original del modelo. El número de celdas recuperadas para el período 14 s fue de 51 (Fig. 3.4b) y 52 para el período 45 s (Fig. 3.4c). En el modelo de $2^\circ \times 2^\circ$, la recuperación de las celdas fue casi perfecta dentro de las coordenadas $72^\circ\text{W}-60^\circ\text{W}$ y $10^\circ\text{N}-18^\circ\text{N}$ para los tres períodos (Fig. 3.4d, 3.4e y 3.4f). A pesar de que se tenía una resolución aceptable para determinar estructuras de $1^\circ \times 1^\circ$, la resolución seleccionada fue de $2^\circ \times 2^\circ$ con el fin de obtener imágenes robustas y una estimación correcta de la magnitud de las anomalías de velocidad. Estos resultados aseguran que los datos utilizados sean capaces de reconstruir estructuras con dimensiones de, al menos 200 km.

También se evaluaron las incertidumbres en las velocidades invertidas usando el método estadístico de Jackknife (*delete-d jackknife method*; Efron y Tibshirani, 1986). Con el fin de lograr esto, para cada período se generó un total de 500 subconjuntos de datos; cada uno de ellos constaba

de 80% de los rayos que eran seleccionados de forma aleatoria para un período. Para cada subconjunto se realizó una inversión similar a la del test del tablero de ajedrez y se calculó la desviación estándar del modelo resultante. Las Fig. 3.4c, 3.4f, y 3.4i muestran las desviaciones estándar de las perturbaciones de velocidades para los 3 períodos estudiados. La desviación estándar es generalmente menor a 0.4% dentro del Caribe (72°W - 60°W y 10°N - 18°N).

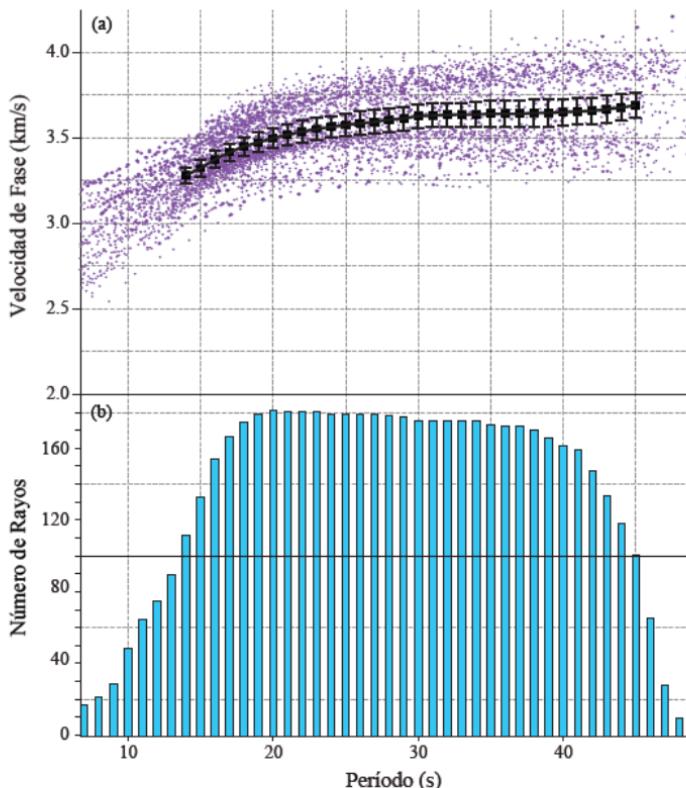


Fig. 3.3: (a) Curvas de velocidades de fase entre los períodos 7 s y 48 s (puntos morados). Los puntos negros y las barras indican la velocidad de fase promedio para cada período y el error asociado para cada período entre 14 s y 45 s. (b) El histograma de frecuencias muestra las mediciones confiables (número de rayos). Los períodos entre 14 s y 45 s poseen 100 o más rayos.

Al tomar en consideración los resultados del tablero de ajedrez, primero se parametrizó el modelo en un mallado de $2^\circ \times 2^\circ$, y luego se invirtieron las velocidades extraídas de las curvas de fase para cada período en mallados de variación de la velocidad de fase. La inversión final para obtener la estructura de velocidades de fase para cada período entre 14 s y 45 s se hizo de forma iterativa utilizando el método de Ditmar y Yanovskaya (1987), descartando los datos con grandes tiempos de viaje residuales (aquellos con tiempos residuales mayores a tres medias cuadráticas del tiempo residual promedio). Los resultados de la tomografía de velocidades de fase para los períodos 16, 28, 38 y 45 s se presentan en la Fig. 3.5. Una vez que la tomografía estuvo resuelta para cada período, se obtuvieron las curvas de dispersión (velocidad de fase vs período) para cada punto del mallado de $2^\circ \times 2^\circ$. Estas curvas de dispersión fueron posteriormente invertidas a velocidad de ondas de corte utilizando un esquema de inversión iterativa lineal, como se describe en la siguiente sección.

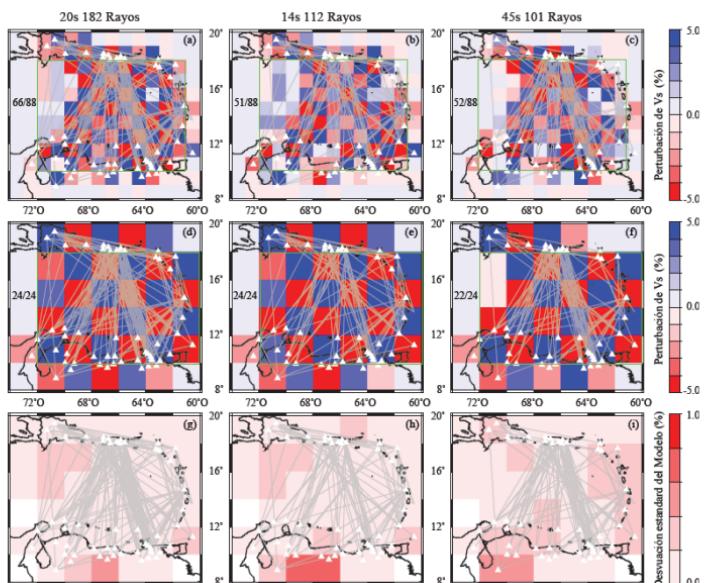


Fig. 3.4: Imágenes de los modelos recuperados para los tableros de ajedrez de $1^\circ \times 1^\circ$ (a,b,c) y $2^\circ \times 2^\circ$ (d,e,f), así como las incertidumbres de la estimación del modelo de $2^\circ \times 2^\circ$ (g,h,i).

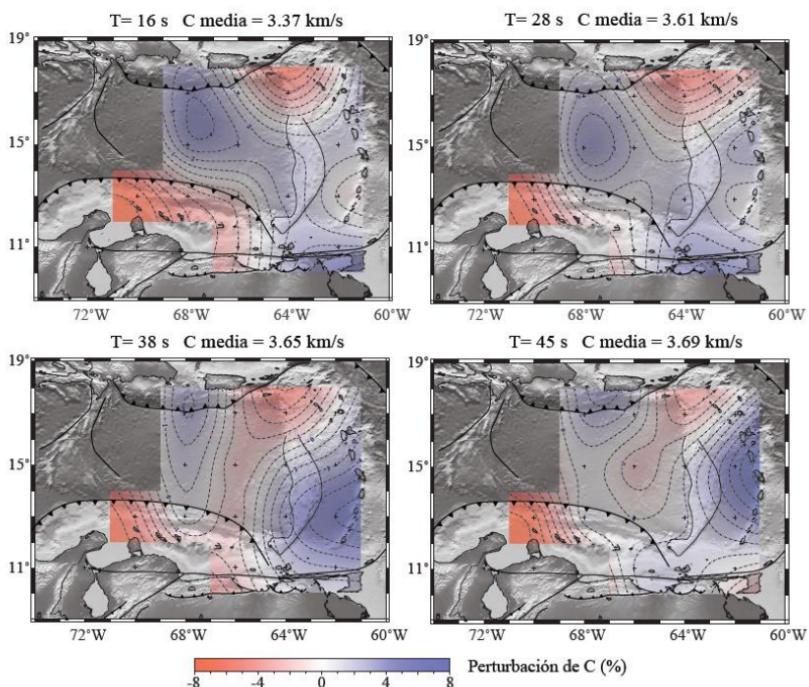


Fig. 3.5: Mapas de velocidad de fase (C) para los períodos 16 s (a), 28 s (b), 35 s (c) y 46 s (d). Las anomalías de velocidad de fase se muestran en porcentajes relativos a la velocidad media, la cual se indica en el tope de cada mapa.

3.3.3 Kernels de resolución vertical en profundidad e inversión a velocidad de corte

Para realizar la inversión de la velocidad de fase a velocidad de corte (V_s), se requiere un modelo inicial. Por lo tanto, primero, se construyó uno para ejecutar la prueba de resolución vertical, para lo cual se tomaron los valores medios de la corteza y sedimentos del modelo propuesto por Mauffret y Leroy (1997), el dato batimétrico de Smith y Sandwell (1997), y los valores del manto del modelo global AK135

(Kennett et al., 1995). La sección del manto consistía en 17 capas, cada una de 5 km de espesor.

Para realizar la prueba de resolución vertical, se computaron las derivadas parciales de Fréchet (kernel de sensibilidad de profundidad) de las velocidades de fase con respecto a Vs (Fig. 3.5) a distintas profundidades para 5 períodos (14, 20, 30, 38 y 45 s). Los kernels mostraron que las ondas Rayleigh entre 14 y 20 s eran más sensibles a la estructura de velocidades de la corteza inferior y el manto inmediatamente inferior, mientras que aquellas entre 30 s y 38 s eran sensibles a la velocidad del manto superior. Estos kernels también indicaron que los datos tenían una resolución limitada por debajo de 70 km de profundidad (Fig. 3.6).

Con el fin de realizar la inversión de las velocidades de fase a Vs, para cada punto del mallado, se utilizó el algoritmo de inversión lineal iterativa desarrollado por Herrmann y Ammon (2002). Para realizar la inversión y para cada punto del mallado, se construyó un modelo inicial que poseía la información de la profundidad del agua, del espesor de la capa sedimentaria y del espesor de la corteza (Officer et al., 1959; Edgar et al., 1971; Keary, 1974; Houtz y Ludwin, 1977; Boyton et al., 1979; Mauffret y Leroy, 1997; Smith y Sandwell, 1997; Guédez, 2007; Niu et al., 2007; Christeson et al., 2008; Clark et al., 2008; Magnani et al., 2009; Bezada et al., 2010). El mapa de Moho de la región se muestra en la Fig. 3.7. La sección del manto para todo el modelo es la misma que la utilizada en el modelo medio construido para la prueba de resolución vertical. La profundidad de las capas se mantiene constante a lo largo de 50 pasos de inversión. En la Fig. 3.8, se presenta un ejemplo del proceso de inversión para la curva de velocidad de fase media utilizando el modelo inicial. (Fig 3.8).

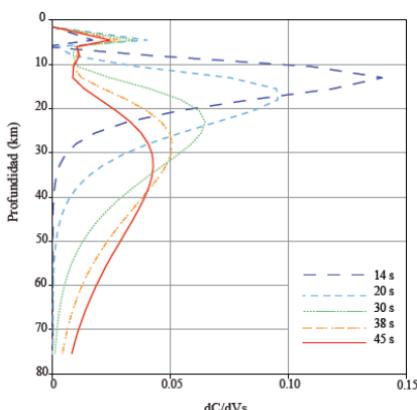


Fig. 3.6: Derivadas parciales del modo fundamental de la velocidad de fase de las ondas Rayleigh (C) con respecto a V_s graficados en función de la profundidad (kernels de sensibilidad a la profundidad) para los períodos : 14 s, 20 s, 30 s, 38 s, y 45 s. El modelo de velocidad media utilizado fue creado a partir de datos regionales de la corteza y del AK135 (para los detalles ver el texto). Las ondas Rayleigh a 14 s son más sensibles a la estructura de la corteza inferior y al manto litosférico superior, mientras que a 45 son sensibles a la estructura del manto hasta unos 70 km de profundidad.

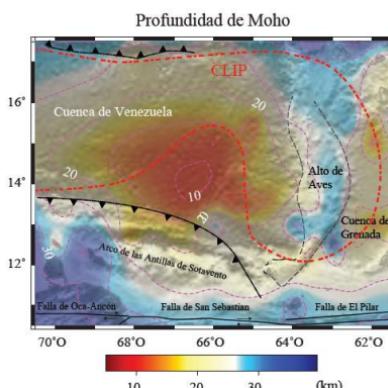


Fig. 3.7: Profundidad de la discontinuidad de Moho en el área de estudio, compilado de distintas fuentes (ver texto para detalles). La profundidad de Moho en el área de estudio varía de ~10 km a 30+ km.

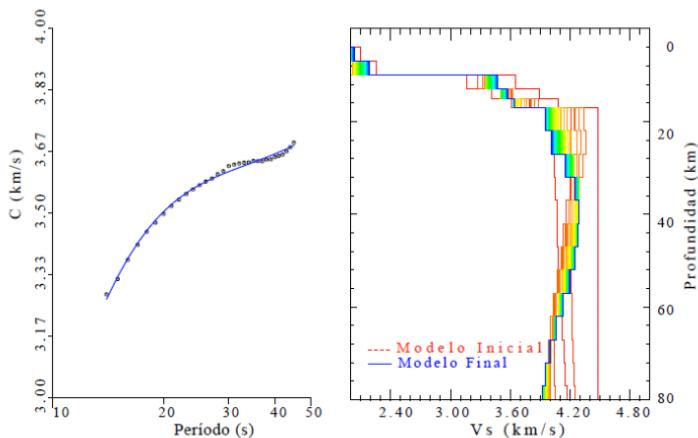


Fig. 3.8: Ejemplo de la inversión lineal iterativa para obtener velocidad de ondas de corte a partir de la curva de dispersión de la velocidad de fase de las ondas en la Fig. 3.3.a. (a) Ajuste del modelo (azul) final al dato (puntos negros). (b) Evolución de los modelos para 50 iteraciones. La línea roja segmentada representa el modelo inicial utilizado para computar los kernels de sensibilidad vertical (Fig. 3.6), mientras que la línea azul representa el modelo final después de 50 iteraciones. El modelo final posee velocidades inferiores que las encontradas en el manto superior del modelo AK135.

3.4. Resultados

En las figuras 10 y 11 se muestran, respectivamente, 7 perfiles (4 en dirección EO y 3 en dirección NS) y 4 mapas de profundidad (a 20 km, 30 km, 40 km y 60 km) de la estructura de velocidades de corte invertida. En general, V_s varía entre 3.2 y 4.6 km/s, y, en la mayor parte de los casos, las bajas velocidades (entre 3.2 y 4.0 km/s) se localizan en el tope de los perfiles, representando la corteza. Existen zonas de velocidades particularmente bajas (< 4.1 km/s) en el norte de los perfiles A-A' y B-B' (Fig. 3.9), en la esquina este del perfil G-G', y en la base (> 50 km) de los perfiles C-C' y F-F' (Fig. 3.9). La anomalía de bajas velocidades en la sección más profunda (Fig. 3.11b y perfil G-G') podría

encontrarse asociada a la astenosfera. Velocidades de corte altas (> 4.1 km/s) se presentan en todos los perfiles entre 25 y 50 km de profundidad (Fig. 3.10). Las mayores velocidades (≥ 4.6 km/s) se presentan en los perfiles C-C', D-D' y F-F' (Fig 3.9), y se encuentran localizadas alrededor de la latitud 15°N y entre 66°O y 68°O de longitud.

La parametrización seleccionada para la reconstrucción topográfica de $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ es similar a la empleada por González et al. (2011) quienes utilizaron sismos y estaciones alrededor del Caribe para hacer una tomografía de ondas superficiales balística. Ellos emplearon más de 400 rayos en un área mucho mayor ($100^{\circ}\text{W}-40^{\circ}\text{W}$, $0^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{N}$) lo que determina que la densidad de rayos sea, en el presente estudio, similar. En general, la técnica empleada carece de los problemas intrínsecos a la localización de los eventos y posee más resolución a niveles de manto litosférico que cualquiera de las otras técnicas tomográficas que han sido aplicadas en el Caribe. Por lo tanto, a pesar de que la resolución lograda pareciese ser baja al compararla con estudios efectuados en otras regiones del mundo, los resultados obtenidos representan un complemento importante a los anteriores realizados en el Caribe oriental y tienen la posibilidad de proveer nueva información sobre la región en cuestión.

3.5. Discusión

3.5.1 Espesor litosférico en el Caribe oriental

Las perturbaciones de las velocidades de fase en el área de estudio (Fig. 3.5) se pueden encontrar asociadas a heterogeneidades en la estructura de velocidades dentro de la litósfera, así como a cambios en la profundidad en el límite litósfera-astenosfera (LAB). Por un lado, la anomalía de bajas velocidades de aproximadamente -3%, localizada en la sección suroeste del área de estudio, podría estar relacionada con la naturaleza del manto y de la corteza continental de Suramérica; mientras que la perturbación de velocidades de fase negativa localizada en el noreste se encuentra posiblemente asociada a la cuña mantelar (*mantle wedge*) de la subducción de la litósfera oceánica del Atlántico. Por otro lado, las perturbaciones positivas podrían reflejar heterogeneidades en el

manto litosférico. La discusión de los mapas de velocidad de fase no tiende a ser muy extensa, pues éstos no se correlacionan directamente con estructuras específicas (Yanovskaya et al., 2000). Por lo tanto, el foco de la interpretación está constituido por los perfiles y mapas que muestran las variaciones de la estructura tridimensional de velocidad de corte.

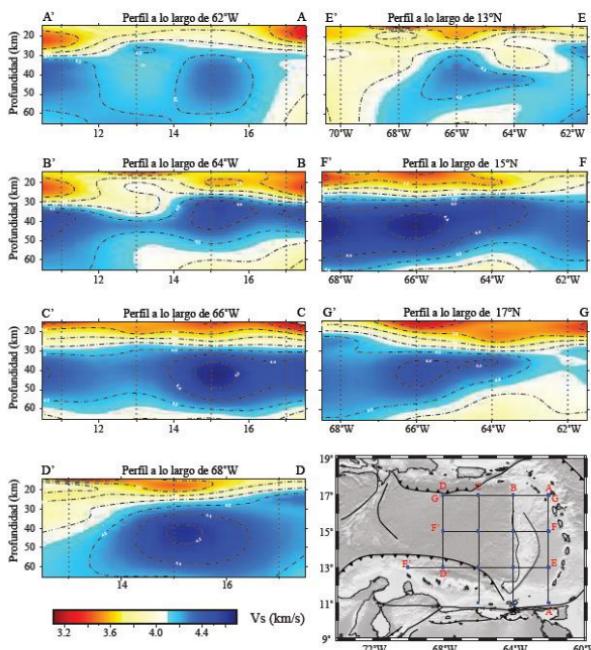


Fig. 3.9: Perfiles del modelo de velocidades invertidas. Los perfiles de A-A' a D-D' se encuentran en la dirección N-S, mientras que aquellos de E-E' a G-G' se encuentran en la dirección E-O. La localización de los perfiles se especifica en el mapa en la esquina inferior derecha. La velocidad de ondas de corte varía entre 3.2 y 4.6 km/s, con un valor promedio en el manto superior que es significativamente menor a los promedios globales. Además, valores bajos de velocidad oscilan entre 3.2 km/s y 4.0 km/s y se encuentran confinados a las secciones someras (velocidades de corteza inferior), mientras que los valores altos (>4.1 km/s) corresponden a velocidades del manto a profundidades entre 30 km y 60 km.

El valor de Vs media para el manto superior bajo la placa del Caribe oriental es ~4.23 km/s. Este valor se encuentra por debajo de la velocidad promedio en los modelos globales 1D (e.g., ~4.48 km/s según Kennett et al., 1995), y representa una anomalía de -5.6% con respecto al modelo AK135, como se resume en la Tabla 3.2. Sin embargo, este valor es coherente con aquellos observados en otros LIP. Por ejemplo, Richardson et al. (2000) reportaron que la Vs era aproximadamente -5% a -6.1% menor que el promedio global bajo la meseta oceánica de Ontong-Java. Estos autores descartaron la posibilidad de que esta anomalía se debiera a un comportamiento térmico anormal e interpretaron los valores como una anomalía composicional asociada a la pluma mantelar que originalmente produjo la meseta oceánica de Ontong-Java. Schimmel et al. (2003) encontraron una anomalía cilíndrica de bajas velocidades de -2.4% en el manto superior de la provincia de Paraná (Brasil) que fue interpretada como la cabeza fósil de la pluma *Tristan da Cunha*. Finalmente, Kennett y Widiyantoro (1999) observaron una región cilíndrica con baja velocidad de ondas P (-1.5%) que se extendía hasta una profundidad de 200 km bajo las trap de Decán (*Deccan Traps*). Ellos interpretaron estas velocidades como la presencia de una anomalía termal o química asociada a la pluma de Decán, la cual erosionó la litósfera en el área. Por lo tanto, se considera que los bajos valores de Vs observados bajo la litósfera de la placa del Caribe son causados por una diferencia composicional, posiblemente relacionada con la inclusión de grandes cantidades de rocas ígneas, como pyroxenita, durante la formación del LIP Caribe. Un estado termal elevado, como es discutido posteriormente, podría también contribuir a la reducción observada de los valores de Vs.

Se hallaron dos importantes zonas de bajas velocidades en el manto: una localizada en la esquina noreste del área (a ~17°N, entre 64°O y 62°O de longitud, perfiles A-A', B-B' y G-G', Fig. 3.9, Fig. 3.10d), y otra por debajo de ~60 km de profundidad en el centro del área de estudio (a ~66°W, entre 13°N y 16°N de latitud, perfil C-C' de la Fig. 3.9). La primera de estas anomalías se encuentra posiblemente relacionada con la cuña mantelar hidratada de la subducción entre la placa Caribe y la litósfera oceánica del Atlántico. Wadge y Shepherd (1984) y Bouysse *et*

al. (1990) describieron ésta como una zona de subducción asimétrica donde la sismicidad, tasa de convergencia y actividad volcánica es mayor en la sección norte que en la sección sur. La diferencia en Vs entre las secciones norte y sur en la estructura se encuentra vinculada a esta asimetría.

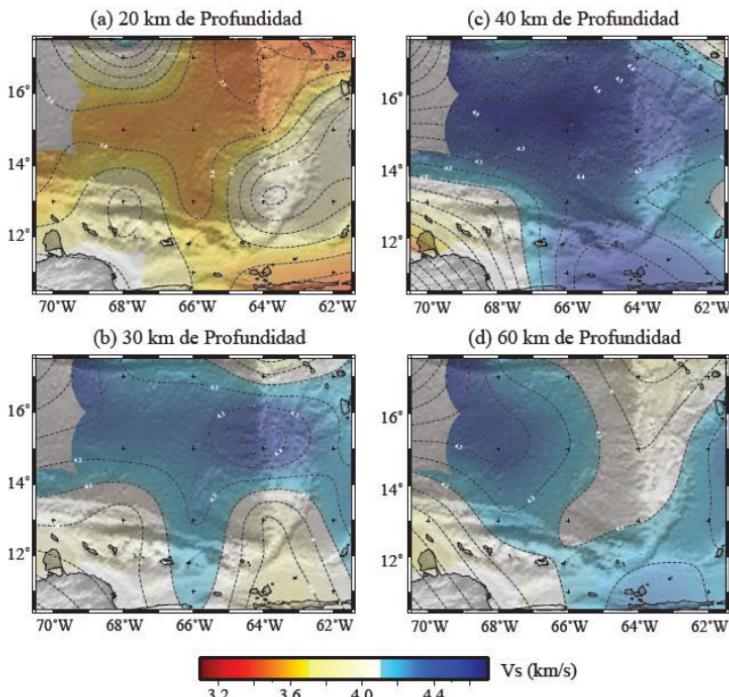


Fig. 3.10: Mapas mostrando la estructura de velocidades invertida a distintas profundidades: (a) 20 km, (b) 30 km, (c) 40, y (d) 60 km.

La litósfera es una capa mecánicamente fuerte que actúa como una placa rígida (e.g. Fischer *et al.*, 2010); el límite litósfera-astenosfera (LAB) es, por lo tanto, un límite reológico que separa la litósfera rígida de la mecánicamente débil astenosfera. Gradientes verticales de propiedades geofísicas han sido usados como indicios para identificar el LAB, por ejemplo, un gradiente negativo de velocidad sísmica, un gradiente

negativo de impedancia, o un cambio abrupto en el gradiente de temperatura. En conformidad con lo anterior, se puede apreciar una segunda anomalía como un gradiente negativo de Vs a una profundidad de 60 km, donde Vs disminuye de 4.23 km/s a 4.1 km/s. Eaton et al. (2009) argumentaron que uno de los criterios utilizados para identificar la base de la litósfera es encontrar un gradiente significativo de Vs bajo una zona de velocidades relativamente altas en el manto. En consecuencia, hemos definido el LAB como el centro del gradiente de velocidades negativo más somero por debajo del Moho para cada perfil (Fig. 3.11). En tal sentido, la profundidad del LAB varía de ~50 km en el noreste del mapa a ~60 km en su centro, y se profundiza a más de 75 km en el oeste y el sureste de la región de estudio. La profundización del LAB hacia el oeste es consistente con los resultados globales obtenidos por medio de tomografía de ondas superficiales (Burgos et al., 2011). Landes et al. (2007) reportaron una litósfera delgada bajo la provincia volcánica británica del Terciario (*British Tertiary volcanic province*) y sugirieron que la erosión producida por la cabeza de la proto-pluma de Islandia podría haber causado el adelgazamiento observado. Una interpretación similar podría plantearse para la placa del Caribe.

En general, el espesor y la estructura de velocidad, así como la naturaleza del manto litosférico bajo los LIPs no se encuentran bien definidos. Richardson et al. (2000) reportaron que la raíz litosférica de la meseta oceánica de Ontong-Java se extendía hasta al menos 300 km de profundidad, mientras que Kennett y Widjiantoro (1999) observaron un LAB somero bajo los trap de Decán, y lo relacionaron con erosión térmica causada por la cabeza de la pluma. Además, Kerr (1994) propuso que el adelgazamiento litosférico en la isla de Mull ocurrió por extensión y erosión termal producida por la cabeza de una pluma mantelar. Por lo tanto, se sugiere que un proceso de erosión similar sea responsable por la litósfera delgada observada en el Caribe oriental. De hecho, datos de tomografía global de ondas P de alta resolución (Obayashi et al., 2009) muestran una zona de muy bajas velocidades que se extiende desde la base de la litósfera hasta 200 km de profundidad bajo la zona de la litósfera delgada. Esta anomalía también se puede apreciar en el modelo tomográfico regional de van Benthem et al. (2013).

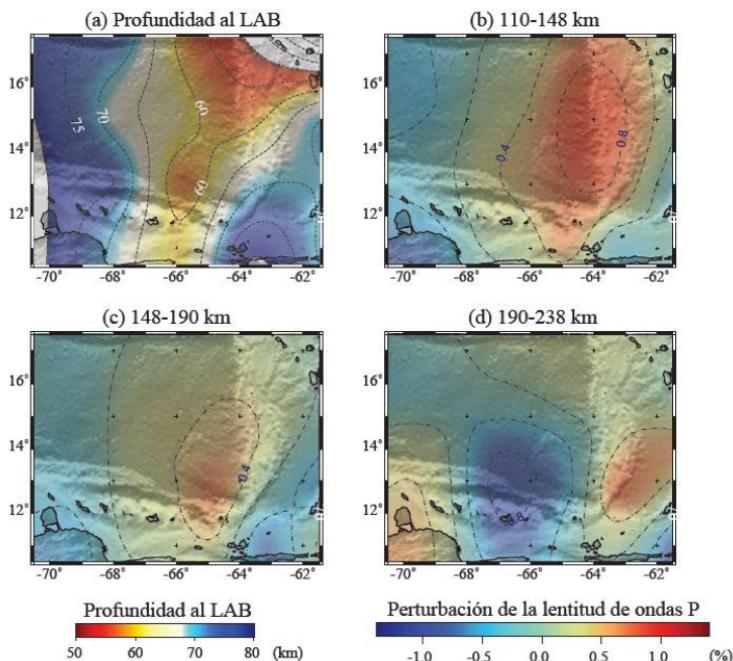


Fig. 3.11: (a) Mapa de las variaciones del LAB en el área de estudio. El LAB varía de una profundidad de ~50 km en la esquina noreste hasta unos ~75 km en el oeste y en sureste. Perturbación de la estructura de ondas P en el modelo tomográfico GAP_P2 (Obayashi et al., 2009) a tres rangos de profundidades: (b) 110-148 km, (c) 148-190 km, y (d) 190-238 km.

Una evidencia indirecta, que respalda la presencia de una litosfera delgada en el área de estudio, son los datos de flujo calórico. El valor de éstos dentro de la cuenca de Venezuela es $\sim 2.70 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Arnaiz-Rodríguez y Orihuela, 2013), lo cual es similar a los valores de cuencas oceánicas del mundo ($2.41 \pm 0.52 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$; Turcotte y Schubert, 2007). Debido a que la corteza de la placa del Caribe es más gruesa que la corteza oceánica normal, una explicación posible para los

valores relativamente altos de flujo calórico sería que el manto bajo el Caribe se encuentre más caliente que el de otras cuencas oceánicas. Es improbable que este calor esté asociado a la pluma mantelar que formó el LIP Caribe, ya que se espera que la huella termal de un proceso como éste desaparezca 20 Ma después de que la pluma ha cesado su actividad (e.g. Woods y Okal, 1996). Por lo tanto, el elevado estado termal debe estar relacionado con la poca profundidad del LAB, lo cual determina que el calor de la astenosfera esté más cerca de la superficie y, que la litósfera se caliente de manera más eficiente.

3.5.2 La subducción entre la placa del Caribe y la Suramérica

Se sabe que la flotabilidad neta de una litósfera es causada principalmente por su espesor, densidad y proporción corteza/manto (Niu *et al.*, 2003). Adicionalmente, la densidad del manto litosférico es controlada, en particular, por su temperatura y composición, particularmente por la concentración de hierro y de otros elementos pesados. Como fue descrito en el marco tectónico (sección 2 del presente capítulo), la placa del Caribe está sobre corrida por Suramérica continental en un proceso de subducción plana, mientras que la litósfera oceánica del Atlántico (que representa la sección oceánica de la SA) es subducida bajo la placa del Caribe a pesar de que la primera es más joven que la segunda. Se considera que la estructura sísmica obtenida con la tomografía de ruido ambiental puede proveer algunas pistas para entender la enigmática subducción.

La litósfera continental tiene una corteza gruesa y un manto litosférico deplegado de hierro (Niu *et al.*, 2003), lo cual ocasiona que posea una alta flotabilidad a pesar de su estructura termal (relativamente fría). La placa del Caribe se muestra con una corteza relativamente gruesa sobre un manto litosférico que, en consecuencia, debe tener una concentración de hierro relativamente alta (por las anomalías sísmicas que se han descrito en el análisis realizado). Esta relación podría explicar el porqué la placa del Caribe se encuentra subduciendo bajo Suramérica, la cual posee un espesor litosférico de ~100-150 km (Artemieva, 2006), en un proceso de bajo ángulo (e.g., Bezada *et al.*, 2008). Tal configuración es consistente con las observaciones en otras

zonas de subducción que involucran mesetas oceánicas (Mann y Taira, 2004).

Cuando dos litósferas oceánicas convergen, es usual que la más antigua y, por lo tanto, la más fría y densa, sea sobre corrida por la más joven. Un ejemplo de ese proceso ocurre en la zona de subducción Izu-Bonin-Mariana, donde la placa del Pacífico (más antigua) subduce bajo la placa de las Filipinas (más joven). Pero este no es el caso en zona de las Antillas Menores, donde la litósfera oceánica del Atlántico más joven (~80-120 Ma, Müller *et al.*, 2008) subduce bajo la antigua placa del Caribe (~150–126 Ma, Orihuela *et al.*, 2012). Con base en los modelos de evolución de la litósfera oceánica (*e.g.* McKenzie *et al.*, 2005), el espesor litosférico de la placa del Caribe debería ser de ~100 km, mientras que el de la litósfera oceánica del Atlántico debería ser de ~80 km. Los resultados obtenidos en la tomografía sugieren que la litósfera de la placa del Caribe tiene un espesor entre ~50-70 km en el área estudiada, y que el manto litosférico tiene una concentración de hierro mayor a la esperada (en función de la estructura de velocidades). Se especula, entonces, que estos factores ocasionen que la flotabilidad de la placa del Caribe sea mayor que la de la litósfera oceánica del Atlántico, lo cual conlleva a una polaridad contraria a lo que podría esperarse en esta zona de subducción. Cabe destacar que un modelo de densidades de la placa del Caribe sería necesario para entender mejor la configuración de la subducción en este límite de placas.

3.6. Conclusiones

Se condujo una tomografía de ondas superficiales utilizando grabaciones de ruido ambiental con varias estaciones sismológicas de banda ancha localizadas alrededor de la parte oriental del Caribe. La inversión de los datos de velocidades de fase del modo fundamental de ondas Rayleigh reveló los siguientes rasgos en el manto litosférico de la zona bajo estudio:

1. En el Caribe oriental, la velocidad de ondas de corte del manto litosférico es significativamente menor (-5.6%) que el promedio global, lo cual es consistente con los hallazgos hechos bajo otros

LIPs alrededor del mundo. El origen de esta baja velocidad podría ser tanto térmico como composicional, en particular por la inclusión de material ígneo asociados a la formación del LIP Caribe.

2. Una anomalía de bajas velocidades en la sección noreste del área de estudio se encuentra posiblemente asociada a la cuña mantelar hidratada de la subducción entre el Caribe y la litósfera oceánica del Atlántico.
3. La placa del Caribe oriental tiene una litósfera anormalmente delgada, la cual varía entre ~50 km en el noreste hasta más de ~70 km en el oeste y en el suroeste.
4. La corteza gruesa característica, en conjunto con una litósfera anormalmente delgada y rica en hierro, ocasiona que la litósfera de la placa del Caribe sea moderadamente flotante. Esto determina que sea subducida bajo Suramérica en un proceso de bajo ángulo, y sobreorra la litósfera oceánica del Atlántico en la zona de subducción de las Antillas Menores.

CAPÍTULO 4

ESTRUCTURA CORTICAL DEL ARCO DE LAS ANTILLAS MENORES: UNA ESTIMACIÓN PRELIMINAR A PARTIR DEL ANÁLISIS DE FUNCIONES RECEPTORAS

4.1 Introducción

Un arco de islas, o un arco volcánico de islas, es un grupo de islas volcánicas, usualmente dispuestas en un patrón curvo formado por actividad volcánica asociada a la subducción de una placa oceánica en un margen convergente. Una trinchera oceánica se encuentra del lado del arco que enfrenta la placa subducida, mientras que una cuenca sedimentaria tiende a localizarse por detrás del arco. La geometría, composición y espesor cortical del arco de islas dependen, intrínsecamente, de la geometría de la subducción adyacente, de las propiedades de la litósfera subducida, así como del acoplamiento de la placa subducida y la subducente.

El arco de las Antillas Menores (Fig. 4.1) es un arco de islas activo que tiene alrededor de 850 km de longitud y un radio de curvatura de 450 km; se extiende desde el noroeste de Suramérica hasta el paso de Anegada (al este de Puerto Rico), donde la falla de Anegada marca la división entre el arco de las Antillas Menores y el arco de las Antillas Mayores. La presencia de este arco marca el límite oriental de la placa del Caribe, donde ésta se encuentra con la placa Norteamericana y la Suramericana. Bouysse et. al. (1990) lo describieron como parte de un sistema que incluye la cuenca de Grenada (una cuenca de retroarco), el alto de Aves (un arco remanente e inactivo) y el prisma de Barbados, que se origina por la convergencia entre la placa del Caribe y la litósfera oceánica del Atlántico a una tasa promedio de 2.2 cm/a en dirección ENE.

A pesar de que este arco ha sido investigado en distintas ocasiones con datos sismológicos activos y pasivos (e.g. Christenson et al., 2008, Sevilla et al. 2010, Weinzierl, 2010), solo se han estudiado secciones particulares, sin haberse presentado una visión general sobre su estructura cortical o propiedades mecánicas. En tal sentido, los objetivos de este capítulo son: a) estimar las variaciones del espesor cortical a lo largo del arco de las Antillas Menores utilizando la técnica de funciones receptoras; y b) definir si existen variaciones significativas en las propiedades mecánicas de las distintas secciones. En general, se centra en determinar la estructura cortical a lo largo del arco.

4.2 Marco tectónico

El arco de las Antillas Menores (Fig. 4.1) ha sido descrito como un arco dividido en dos secciones separadas geográficamente por la isla de Martinica (-61°, 14.6°N): una sección al sur y otra al norte. La sección sur es relativamente reciente, formada en el Eoceno; mientras que la norte se compone de un frente interno reciente y activo (al oeste) y un frente exterior abandonado (al este). En la sección sur, que existe desde el Eoceno, el volcanismo reciente ha ocupado la misma posición que el arco antiguo y, por lo tanto, no existe la dualidad de arcos que se presenta hacia el norte. La sección norte del arco, que presenta un

basamento de edad Mesozoica asociado al arco de las Antillas Mayores, posee dos frentes de volcanismo: uno exterior (al este) activo durante el Eoceno (y posiblemente el Mioceno temprano) y uno interno (al oeste) activo desde el Mioceno hasta el presente. Como ejemplo de esta dualidad se puede mencionar que las secciones oeste y este de Guadalupe ($-61.6^{\circ}, 16.2^{\circ}\text{N}$) tienen diferentes orígenes volcánicos. Bouysse y Westercamp (1988) propusieron que esta particularidad deriva de cambios cinemáticos en el proceso de subducción que origina el arco de islas, lo que está posiblemente asociado a la interacción del alto de Barracuda en el proceso de subducción.

Wadge y Sheperd (1984) reportaron, a través de la localización de hipocentros de eventos sísmicos, que existen dos segmentos distintivos en la losa que subduce debajo del Caribe que origina el arco de las Antillas Menores. Uno, ubicado al norte de Martinica (aproximadamente a 14° de latitud norte) con un ángulo de subducción de entre 50° y 60° , con una tendencia NNW. El otro, ubicado al sur de Santa Lucía ($-61^{\circ}13.9^{\circ}\text{N}$), posee un ángulo de subducción entre 45° y 50° , que se vuelve vertical hacia el extremo sur del arco. Estos autores describieron que los volcanes del Pleistoceno se encuentran alineados de manera similar a la dirección preferencial de las curvas de nivel de la zona de Wadatti-Benioff.

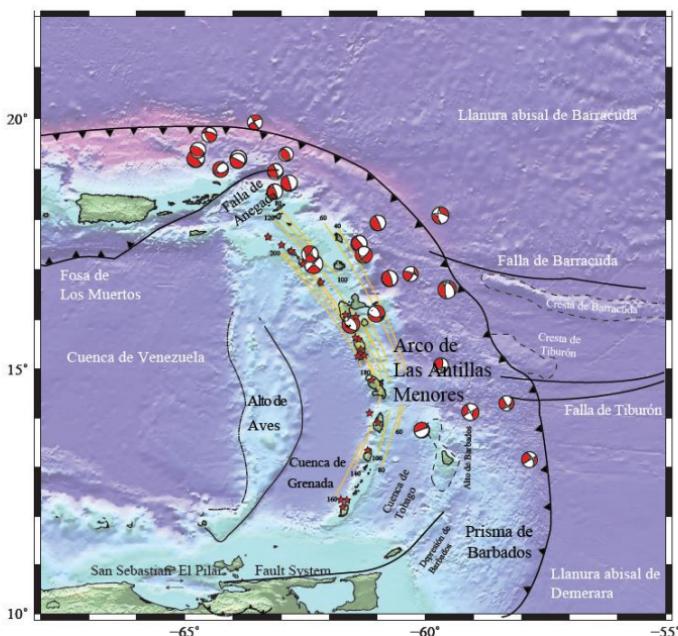


Fig. 4.1: Rasgos tectónicos cercanos al arco de las Antillas Menores. Las estrellas rojas representan los volcanes con actividad relativamente reciente. Se presentan los mecanismos focales de sismos corticales extraídos de la base de datos CMT (Centroid Moment Tensor).

Una de las características principales de esta zona de subducción es la presencia de varias zonas de fractura (o fallas transformantes) provenientes de la dorsal midoceánica del Atlántico. Las más importantes: la zona de fractura de Barracuda y la zona de fractura de Tiburón. Cada una de ellas posee una cresta oceánica asociada (Fig. 4.1). Adicionalmente, el alto de Santa Lucía también subduce en la actualidad, aunque éste se encuentra cubierto por sedimentos y ha sido sólo identificado con datos sísmicos. Varios autores han propuesto que la compleja topografía de la placa subducida ha afectado la evolución del arco de islas. La trinchera de la subducción contigua al arco se encuentra principalmente rellena de sedimentos que provienen de los ríos suramericanos (e.g. el Orinoco). La consecuencia principal de este

masivo aporte de sedimentos es la presencia de un colosal prisma sedimentario: el prisma acrecionario de Barbados (Westbrook, 1975, 1982).

Las propiedades mecánicas del arco han sido descritas de forma coherente en varias investigaciones. La mayor parte de los autores coincide en que la corteza puede dividirse en una superior con velocidades entre 2 km/s (en el tope) y entre 5.9 y 7.0 km/s (en la base), y otra inferior con valores de velocidad no mayores a 7.3 km/s (Christenson et al., 2008). Imágenes tomográficas de perfiles sobre el arco han revelado la existencia de 3 capas distintas que componen la corteza del arco de las Antillas Menores. La primera capa (de unos 3-5 km de espesor) se encuentra compuesta de rocas sedimentarias volcanogénicas y volcanoclásticas, así como de rocas ígneas intrusivas y extrusivas con velocidades menores a 5.0 km/s. Éstas descansan sobre la segunda, que consiste en una corteza superior de espesor variable de rocas de composición intermedia a félscica con valores de velocidades entre 5.5 y 6.5 km/s. Finalmente, en la base de la sección, se ha detectado una tercera capa o corteza inferior plutónica de composición máfica con un espesor entre 10 y 12 km aproximadamente (Sevilla et al., 2010; Weinzierl, 2010). Los valores de Vp reportados en la corteza inferior reflejan la inexistencia de material ultramáfico que, por lo general, presenta valores de Vp mayores a 7.4 km/s comúnmente hallados en otros arcos volcánicos del mundo.

4.3 Metodología

Si una onda P ascendente llega a una estación sismológica después de atravesar una interfaz abrupta localizada a una profundidad d , ésta generará una fase convertida P-a-S polarizada en la vertical. Esta onda S se conoce como la fase Ps y llega a la superficie después de la onda P, una vez transcurrido un tiempo que es directamente proporcional a d . Por lo tanto, en principio, se podría estimar la profundidad de la discontinuidad (d), si se conoce el tiempo de retraso de la onda Ps con respecto a la onda P (Δt_{P-Ps}):

$$d \propto \Delta t_{P-Ps} = t_{Ps} - t_P \quad (\text{ec 4.1}).$$

En la práctica, Ps es difícil de observar, pues viene acompañada de la coda de la onda P. A pesar de esto, como la función fuente-tiempo (*source-time function*) del evento (modificada por la atenuación a lo largo del camino del rayo) es la misma, entonces el pulso Ps debe tener la misma forma que el pulso P directo. Por lo tanto, Ps puede ser revelada al realizar la deconvolución del pulso P del resto del sismograma. La traza o señal, después de realizar este proceso, se denomina Función Receptora.

Así pues, una Función Receptora (*FR*) consiste en una serie de tiempo (u ondícula) que muestra la respuesta relativa de la estructura de la Tierra bajo el receptor (Langston, 1977; Vinnik, 1977). Ésta es análoga a la respuesta que se obtiene al hacer la correlación cruzada entre la función de la fuente sísmica (e.g. la fuente de un vibroseis) y un registro sísmico para recuperar la función de respuesta del subsuelo (Shearer, 2009). Esta ondícula se compone de un conjunto de ondas convertidas que reverberan en la estructura (particularmente en la corteza y en las capas sedimentarias) bajo el sismómetro.

Por ejemplo, para el caso de un rayo de incidencia casi vertical proveniente de un telesismo, la fase P poseerá más energía en la componente vertical del sismograma (*Z*), mientras que la fase Ps la poseerá en la componente radial (*R*). En consecuencia, el modo más simple de calcular la función receptora consiste en extraer el puso directo P de la componte vertical y realizar la deconvolución en la componente radial. Una vez calculada la función receptora, se procede a realizar el mismo proceso con varios eventos, y a apilar las funciones receptoras de manera de mejorar la relación señal ruido.

En general, la técnica se basa en el estudio de fases sísmicas resultantes de saltos de velocidad en las interfases bajo la estación. Queda claro de la ecuación 4.1 que se requiere cierto conocimiento de las velocidades del medio para traducir el tiempo de llegada de estas fases a profundidad. Como la fase convertida Ps (P-a-S) es principalmente sensible a los saltos de velocidad de ondas S en las interfases, mientras que las reverberaciones de la onda P son más sensibles a los saltos de

velocidades de ondas P (y a los contrastes verticales de densidades), en principio, un análisis integrado de todo el campo de ondas posterior a la llegada de P debería ofrecer más información que el simple análisis de la fase Ps. A pesar de que existen variaciones de esta técnica, las construidas a partir de ondas P convertidas a S y de ondas S convertidas a ondas P, son las más efectivas para la detección de gradientes de velocidades asociados a interfaces como el Moho y el límite litósfera-astenosfera (e.g Niu y James, 2002; Levander y Niu, 2003; Levander *et al.*, 2003; Niu *et al.*, 2007).

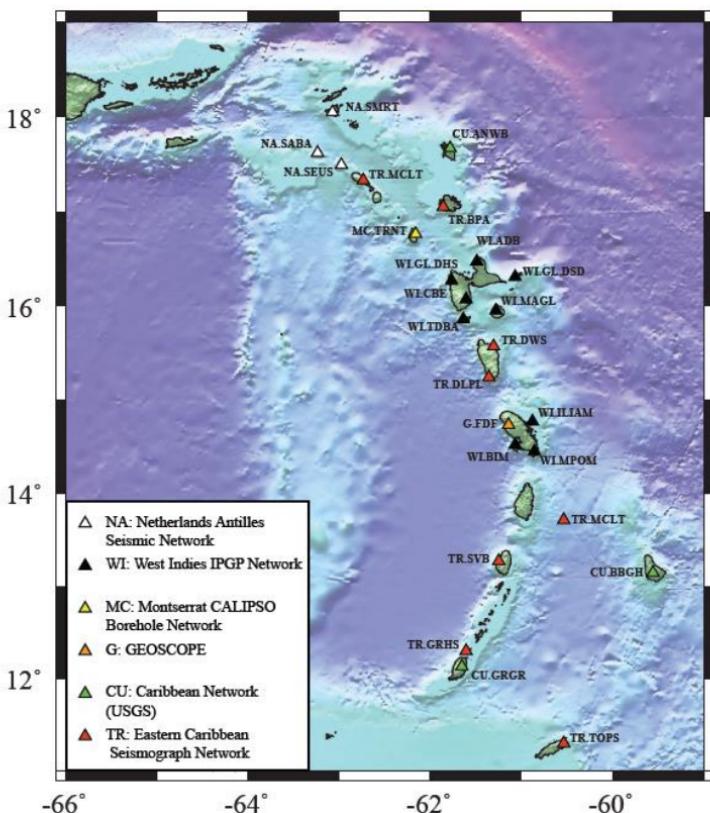


Fig. 4.2: Estaciones sismológicas en las Antillas Menores. Los distintos colores representan las diferentes redes sismológicas que se encuentran actualmente activas en esta región.

4.3.1 Estaciones, datos, y procesamiento del dato

Con el fin aplicar la técnica de Funciones Receptoras en el arco de las Antillas Menores, se creó una lista de las estaciones sismológicas de banda ancha desplegadas en las distintas islas que han registrado sismos lejanos (Fig. 4.2). Para cada una de estas estaciones, se consideraron todos los sismos registrados durante el período de operación de la estación que cumplieran dos condiciones: (1) la distancia epicentral debía encontrarse entre 30 y 90 grados (para asegurar una incidencia normal del tren de ondas sobre la interface a estudiar), y (2) la magnitud del sismo debía ser de 5.7 o mayor (para asegurar que la energía pudiera ser grabada apropiadamente por la estación). El número de eventos utilizado para cada estación varía con respecto al tiempo de actividad de las estaciones y a su estado durante el período de grabación. Lamentablemente, de las 25 estaciones que se habían instalado en las distintas islas, solo 9 se pudieron utilizar para calcular las Funciones Receptoras y estimar la profundidad de la interfaz de Moho. Ruido constante (posiblemente relacionado con vibraciones por las olas, mareas y vientos fuertes), problemas de grabación, falta de una o dos de las componentes de los sismogramas, e inexistencia de los datos en la base de datos del IRIS, fueron algunos de los inconvenientes que inhabilitaron el uso de 16 de las estaciones sismológicas. Es necesario destacar que las estaciones de la red WI (West Indies IPGP Network) son estaciones que tienen muy poco tiempo de actividad, lo que dificultó su uso por la falta de grabaciones que cumplieran las condiciones exigidas.

La metodología utilizada fue similar a la aplicada y descrita por Niu et al. (2007). Así pues, a cada una de las estaciones que contaban con datos aptos para la técnica, se le descargaron las 3 componentes de todos los eventos que cumplieran las condiciones antes especificadas. Sólo se utilizaron los eventos con buena relación señal ruido, donde la llegada de las ondas P y de su coda no fuera enmascarada por ruidos de amplitud considerable. Los registros se descargaron con una ventana de tiempo que iba desde 300 segundos antes de la llegada de la onda P hasta 600 segundos después de la onda SKS, con el fin de garantizar tener la

grabación completa del evento (aunque no fuera necesario poseer toda esta información). A cada uno de los sismogramas se le removió la media y una tendencia lineal, y se le aplicó un filtro de ventana gradual para reducir los extremos de la señal a cero (*taper cosine filter*) con el fin de evitar artefactos en la señal en las siguientes etapas del procesamiento.

Posteriormente, las dos componentes horizontales (N y E) de los sismogramas se rotaron, en función del azimut inverso (*backazimuth*), para generar la componente radial (*R*), donde la energía predominante era la de la llegada de P, y transversa (*T*) según la ec. 4.2.

$$\begin{pmatrix} R \\ T \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\cos\gamma & \sin\gamma & 0 \\ \sin\gamma & -\cos\gamma & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} N \\ E \\ Z \end{pmatrix} \quad (\text{ec 4.2})$$

Las Funciones receptoras se calcularon a partir de estas ultimas series de tiempo (Niu y Kawakatsu, 1998; Vinnik, 1977; Reading et al., 2003; Niu et al., 2004). Las señales se trataron con un filtro pasabanda entre 0.01 y 2 Hz para eliminar algunos ruidos que pudiesen causar interferencia en los siguientes pasos.

Para aislar la conversión P-a-S, se realizó una deconvolución de la componente radial (*R*) de la componente transversal (*T*). Con el fin de que el proceso de deconvolución fuera estable y evitar la introducción de artefactos, se utilizó la deconvolución por nivel de agua (*water-level deconvolution*; Clayton y Wiggins, 1976; Ammon, 1991) en el dominio de la frecuencia. La función receptora $FR(\omega)$ producto de esta deconvolución se define como:

$$FR(\omega) = \frac{T(\omega)R^*(\omega)}{\max\left\{R(\omega)R^*(\omega), k|R\max(\omega_0)|^2\right\}} e^{-\left(\frac{\omega}{2\alpha}\right)^2} \quad (\text{ec 4.3})$$

donde k , es el nivel de agua (o la magnitud menor permitida de la componente vertical), el cual se definió a 0.01. $T(\omega)$ y $R(\omega)$ fueron los espectros tomados en una ventana de 105 s (5 s antes y 100 s después de la llegada de P) de las componentes T y R . El ancho del filtro gaussiano, definido por a , se fijó en 1.5. Una vez terminado este proceso, se obtuvo una serie de tiempo para cada evento grabado en la estación. Cada una de estas series de tiempo corresponde a una Función Receptora. Éstas se revisaron manualmente y se seleccionaron aquellas que poseían, en la componente vertical después de la deconvolución, un pulso simple y bien definido en $t=0$ s. El número de funciones receptoras varió entre 7 y 120, dependiendo de las condiciones de sitio, el tiempo de registro de la estación y la calidad de éstos. La Fig. 4.3a muestra algunas funciones receptoras de la estación NA.SABA.

4.3.2 Apilamiento y Conversión a profundidad (depth stack)

El apilamiento de la función receptora fue realizado en el dominio de la profundidad. Para ello, se calculó el camino del rayo de la fase Pds y su tiempo de llegada (t) relativo a la llegada de P para un modelo 1D. Luego se sumaron los N sismogramas dentro de una ventana de 0.1 s centrada en el tiempo de llegada de Pds utilizando la técnica de apilamiento de la enésima raíz (n^{th} -root stacking; Muirhead, 1968; Kanasewich, 1973).

La técnica de apilamiento de la enésima raíz afirma que si $x(t)$ representa la j^{th} FR grabada en la estación, y t es la llegada de Pds para un Moho con una profundidad de d , entonces, el apilamiento $y(d)$ viene dado por:

$$\begin{aligned} y(d) &= r(d)|r(d)|^{N-1} \\ r(d) &= \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \text{sign}(x_j(\tau_{dj})) |x_j(\tau_{dj})|^{1/N} \end{aligned} \quad (\text{ec. 4.4})$$

donde K representa el número total de eventos utilizados.

En concordancia con lo anterior, se utilizó $n=2$ con el fin de reducir el ruido no-correlacionado que se puede producir con el apilamiento lineal ($n=1$). Se varió el valor de d de 2 hasta 60 km con un incremento de 1 km. Un ejemplo del apilamiento en profundidad se puede ver en la Fig. 4.3b y todas las funciones receptoras en profundidad se muestran en la Fig. 4.4.

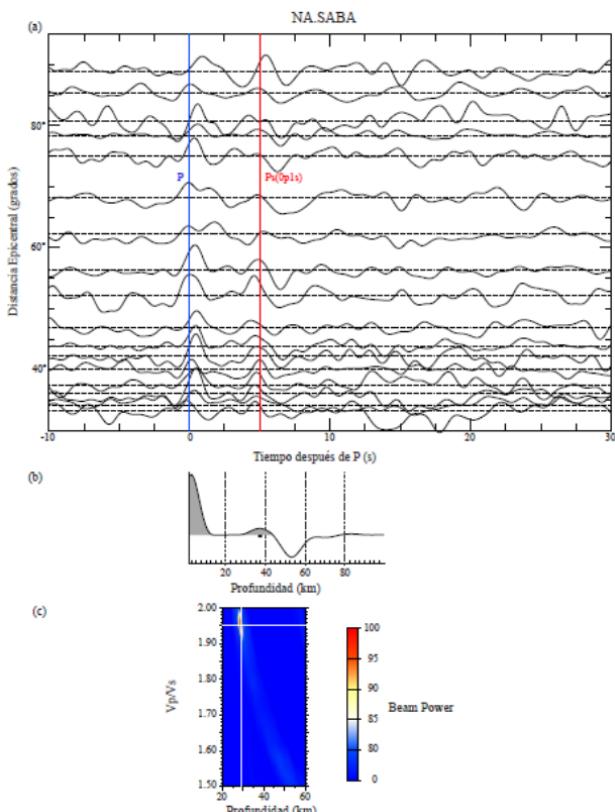


Fig. 4.3: Ejemplo de funciones receptoras para la estación NA.SABA. (a) Las varias funciones receptoras en tiempo ordenadas por la distancia epicentral en grados de la estación al sismo. (b) Función receptora apilada en profundidad. (c) Análisis H- k de la función receptora. El cuadro rojo representa la profundidad seleccionada para la profundidad de Moho.

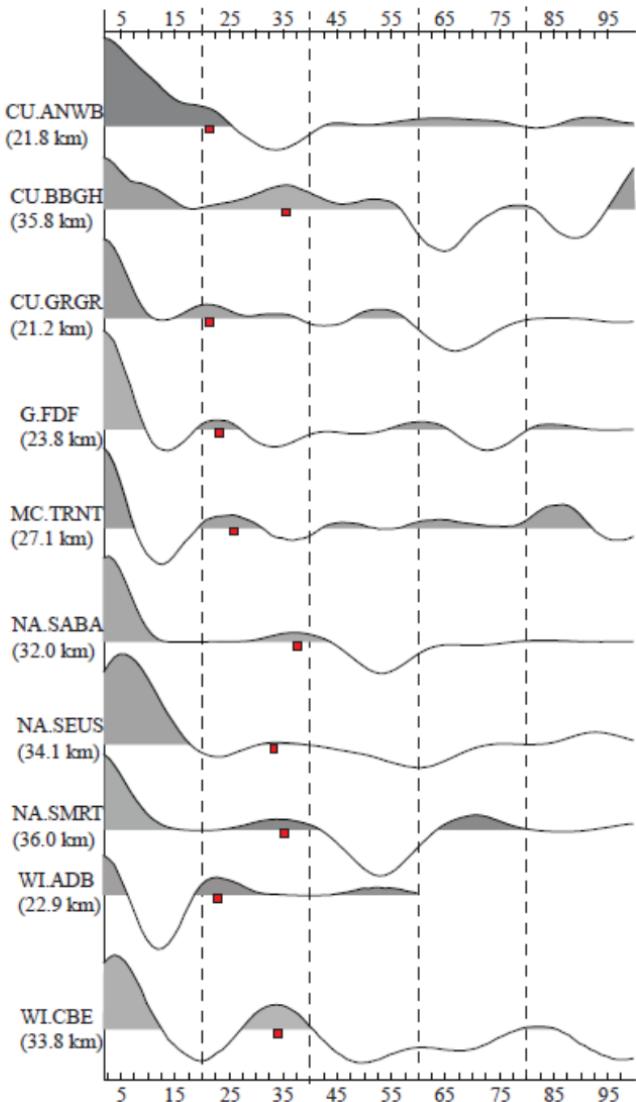


Fig. 4.4: Funciones receptoras apiladas en profundidad para todas las estaciones. El cuadro rojo representa la profundidad seleccionada para la interfaz de Moho.

4.3.3 Estimación de Vp/Vs (análisis H-K)

Como algunas estaciones presentaron reverberaciones en la FR apilada (Fig. 4.4), éstas se aprovecharon para intentar establecer un valor promedio para la relación Vp/Vs en la corteza. Para hacer esto, primero utilizando un modelo 1D y una velocidad de ondas P, se calculó la velocidad de las ondas con base en un valor promedio de $Vp/Vs=1.732$. El radio se varió desde 1.5 a 2.0. con un incremento de 0.001. Para cada valor de Vs, se realizó una conversión de tiempo a profundidad asumiendo tres modos: (a) conversión P-a-S, (b) reverberación 1p2s, y (c) reverberación 2p1s. La conversión tiempo a profundidad se realizó para un rango de profundidades entre 20 y 40 km con un incremento de 1 km. Finalmente, las 3 trazas se sumaron con diferentes pesos según la ecuación:

$$A(d, r) = \frac{c(r)}{w_1 + w_2 + w_3} [w_1 A_{0p1s}(d, r) + w_2 A_{2p1s}(d, r) + w_3 A_{1p2s}(d, r)] \quad (\text{ec. 4.5})$$

donde d y r eran la profundidad al Moho y la relación Vp/Vs; $w_1=0.5$, $w_2=0.25$ y $w_3=0.25$ representaban los pesos para 0p1s, 2p1s y 1p2s; $c(r)$ era el peso de la correlación cruzada. Los valores para d y r se establecían por medio del máximo valor de la suma de las amplitudes normalizadas.

Para obtener resultados más confiables con esta técnica, se utilizaron 3 combinaciones en el proceso para alcanzar el valor máximo: (1) los tres modos, (2) sólo 0p1s y 1p2s, y (3) 0p1s y 2p1s. Se consideraron aceptables las mediciones sólo cuando al menos dos de los resultados con las pruebas mostrasen valores similares (no más de 1 km de diferencia). El ejemplo de la aplicación de esta metodología puede observarse en la Fig. 4.3c, mientras que todas las mediciones para las estaciones con información se presentan en la Fig. 4.5.

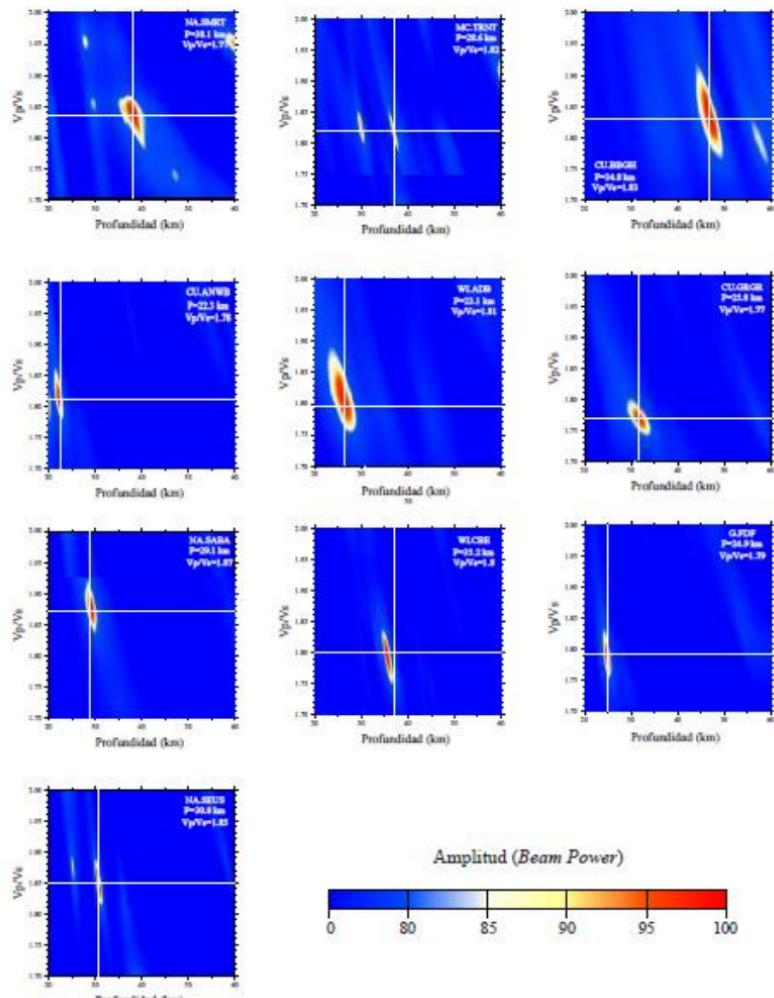


Fig. 4.5: Todos los análisis H-K para las estaciones. La cruz blanca marca la proyección del máximo valor de amplitud a los ejes de profundidad y relación Vp/Vs.

4.4 Resultados y Discusión

Hemos podido estimar la profundidad del Moho para el AAm en 9 estaciones, así como la relación Vp/Vs y el módulo de Poisson promedio para la corteza debajo de ellas. Los resultados se encuentran desplegados en la Tabla 4.1 junto a la información de la estación y la región del arco a la que pertenece. Los valores de la profundidad de Moho varían entre 22 y 36.8 km con una media de 29 km, mientras que los valores de Vp/Vs oscilan entre 1.77 ($\mu=0.266$) y 1.87 ($\mu=0.300$) con un promedio de 1.78 ($\mu=0.280$). Estos valores se encuentran representados en la Fig. 4.6. No se interpolaron, como es usual en la presentación de resultados de este tipo debido a la distribución de las estaciones y la escasez de datos.

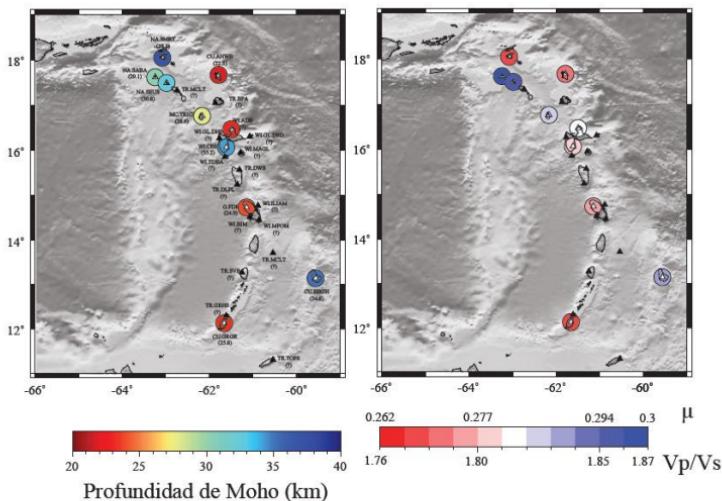


Fig. 4.6: Representación espacial de los resultados obtenidos con el análisis de funciones receptoras: (a) profundidad de Moho estimada para las distintas estaciones; (b) relación Vp/Vs o radio de Poisson para las distintas estaciones.

La profundidad de Moho para cada estación (Fig. 4.6a) representa el valor promedio obtenido a partir de la estimación hecha con el

apilamiento en profundidad y el análisis $h\text{-}\kappa$. Este valor es posteriormente corregido por la cota de la estación para así tenerlo referenciado al nivel del mar. Los errores de la estimación final del valor de la profundidad a Moho varían entre 0.8 y 2.1 km con un valor medio de 1.5 km.

Los errores promedio para cada estación se estiman a partir del uso del método de trenza-de-bota (*bootstrap method*, Efron y Tibshirani, 1986). Éstos se basan en la omisión de datos y verificación del valor de la profundidad estimada y no representan errores formales que consideren las incertidumbres del modelo de velocidades. Por lo tanto, deben de ser mayores. Sin embargo, tomando en cuenta los resultados obtenidos y la calidad del dato, se consideran aceptables.

En general, los valores bajos de la profundidad de Moho se localizan en la sección sur del arco de las Antillas Menores y en el frente exterior de la sección norte del arco. En las islas de Grenada y Martinica (en la sección sur), la profundidad de Moho es de 23.3 y 24.9 km, respectivamente. Christenson et al. (2008) reportaron, a través del uso de sísmica profunda y modelado gravimétrico, que el espesor cortical del arco de las Antillas Menores en su sección al sur de Grenada variaba entre 23 km en su flanco oeste hasta un máximo de 26 km en su flanco este. Boyton et al. (1979), con base en datos similares, estimaron que el espesor cortical cerca de St Vincent tenía un máximo de 30 km adelgazándose hacia el oeste. Así pues, los valores obtenidos se encuentran dentro del rango reportado por Christenson et al. (2008), pero son menores que los observados por Boyton et al. (1979). Hay que destacar que dos de las estaciones utilizadas se encuentran ubicadas en el centro de Grenada y en el flanco oeste de Martinica, por lo tanto se han apreciado los valores asociados al flanco más delgado del arco de las Antillas Menores. Los valores bajos localizados en el frente este de la sección norte del arco se encuentran en el noreste de Guadalupe con 24 km de espesor cortical y en Barbuda con 22 km. El espesor cortical en los alrededores de Guadalupe ronda entre 23 y 28 km (Weinzierl, 2010; Kopp et al., 2011; Laigle et al., 2013), pero estos valores se refieren al espesor del arco fuera de las islas, donde se esperan variaciones de espesor asociadas a la formación del edificio volcánico.

El valor de 24 km en el extremo noreste de Guadalupe refleja las significativas variaciones de espesor cortical que se pueden encontrar en una estructura compleja como el arco de las Antillas Menores. La estimación del espesor cortical en Barbuda realizada en esta investigación representa el primer valor reportado para esta isla. El valor obtenido es similar al mapa de profundidad del Moho general presentado por Christensen (2009) quien ubica este valor entre 22 y 24 km.

Los valores altos de espesor cortical se presentan, en su mayoría, en el frente oeste de la sección norte del arco. De sur a norte, los espesores corticales para cada isla son: sur de Guadalupe, 34.1 km; Monserrat, 27.8 km; San Eustaquio, 32.4 km; Saba 30.3 km; San Martín, 36.8 km. La sección norte del arco de las Antillas Menores se encuentra menos estudiada que la sección sur. La única estimación del espesor cortical en la sección norte del arco proviene de varias estaciones sismológicas localizadas en la isla de Monserrat, con valores entre 26 y 34 km (Sevilla et al., 2010). Según Tatsumi (1989), la formación de los arcos volcánicos viene asociada a los procesos de deshidratación que se producen en la litósfera subducida entre 110 y 120 km de profundidad, y la subsecuente hidratación de la cuña astenosférica (o cuña matelar) que se localiza entre la litósfera subducida y la litósfera subducente (Tatsumi, 1989). Consecuentemente, los valores obtenidos reflejan el engrosamiento de la corteza por la misma génesis del arco volcánico que se ve acelerada por la particular dinámica de este límite de subducción (Donnelly, 1964).

Fuera de la estructura del arco de las Antillas Menores, se estimó el espesor cortical del prisma de acreción de Barbados, contiguo a la sección sur del arco. En la única estación ubicada sobre el prisma, se obtuvo un valor de 35.1 km de espesor cortical, lo que es afín al valor de 35 km reportado por Westbrook (1975). La corteza gruesa debajo del prisma de acreción se encuentra vinculada a la deformación de una gruesa capa de sedimentos y del basamento (corteza oceánica), lo que es consecuencia de la convergencia de la litósfera oceánica del Atlántico y de la placa del Caribe (Westbrook, 1975). Es importante destacar que no se ha estudiado el papel que juega la importante cantidad de sedimentos en la subsidencia de la corteza en esta zona.

Tabla 4.2: Valores de profundidad de Moho y relación Vp/Vs para las estaciones del arco de las Antillas Menores

Red	Estación	Isla	Longitud (°)	Latitud (°)	Elevación (m)	Número de FR	Moho1 (km)		Moho2 (km)		Moho Corregido Promedio (km)		Vp/Vs	Radio de Poisson	Sección del Arco
							Con respecto a la cota de la estación	Con respecto al nndm	Con respecto a la cota de la estación	Con respecto al nndm	Con respecto al nndm	Con respecto al nndm			
CU	ANWB	Antigua	-61.786	17.669	39	60	21.8	22.3	21.8	22.3	22.0	22.0	1.78	0.269	Norte
CU	BBGH	Barbados	-59.559	13.143	180	19	35.8	34.8	35.8	34.8	35.1	35.1	1.83	0.287	Prisma de Acreción
CU	GRGR	Grenada	-61.654	12.132	195	38	21.2	25.8	21.2	25.8	23.3	23.3	1.77	0.266	Sur
G	FDF	Martinica	-61.146	14.735	467	120	23.8	24.9	23.8	24.9	23.9	23.9	1.79	0.273	Sur
MC	TRNT	Montserrat	-62.163	16.764	10	11	27.1	28.6	27.1	28.6	27.8	27.8	1.82	0.284	Norte
NA	SABA	Saba	-63.243	17.621	261	96	32	29.1	32	29.1	30.3	30.3	1.87	0.300	Norte
NA	SEUS	San Eustaquio	-62.981	17.493	46	50	34.1	30.8	34.1	30.8	32.4	32.4	1.85	0.294	Norte
NA	SMRT	San Martín	-63.075	18.051	260	24	36	38.1	36	38.1	36.8	36.8	1.77	0.266	Norte
WI	CBE	Guadalupe	-61.610	16.070	368	10	33.8	35.2	33.8	35.2	34.1	34.1	1.8	0.277	Norte
WI	ADB	Guadalupe	-61.490	16.470	16	7	22.9	23.1	22.9	23.1	24.0	24.0	1.81	0.280	Norte

El radio de Poisson estimado a lo largo del arco varía entre 0.266 ($V_p/V_s=1.777$) y 0.3 ($V_p/V_s=1.870$). Los valores relativamente altos (>0.280) son, en general, consistentes con un origen máfico del arco de islas, mientras que los valores menores son más consistentes con valores de corteza continental (Fig. 4.6b). Los valores resultantes son coherentes con aquellos reportados por Niu et al. (2007) y Sevilla et al. (2010) quienes hipotetizaron que los valores se encontraban asociados a la presencia de rocas gabroicas en la corteza del arco. Con respecto a la distribución espacial de los valores, se evidencia que, por un lado, los valores bajos (0.266 a 0.277) se encuentran inscritos en la sección del arco al sur de Guadalupe (incluyendo el lado sur de la isla). Por otro, la sección al norte de Guadalupe presenta los valores altos (0.280 a 0.300). Al comparar estos resultados con las interpretaciones de sísmica activa sobre el arco, se encontró que, en la sección norte, se encuentra reportado de forma repetitiva la existencia de un límite abrupto corteza superior-corteza inferior (de 6.5 a 7.1 km/s) e incluso la existencia de una corteza intermedia (e.g. Christensen 2009; Sevilla et al., 2010; Weinzierl, 2010). En la sección sur, Christenson (2008) reportó que el arco presenta un gradiente suave de velocidades en toda la sección ígnea de la corteza sin la presencia de una corteza intermedia, aunque Boyton et al. (1979) si reportan esa corteza. Si esta diferencia en la estructura de velocidades entre la sección norte y sur del arco es cierta, se explicaría el porqué de la distribución de los valores encontrados para el radio de Poisson.

Con la intención de corroborar los resultados obtenidos, se optó por compararlos con datos gravimétricos del arco a través de un modelado directo. Para esto se seleccionó un perfil de Anomalía de Bouguer total (Arnaiz-Rodríguez y Garzón, 2012), a lo largo de todo el arco, desde el Paso de Anegada hasta el sur oeste de la isla de Grenada. Con el fin de modelar exclusivamente la discontinuidad de Moho (la longitud de onda larga), se aplicó una continuación analítica hacia arriba a 19 km (altura seleccionada al seguir la metodología especificada en el Apéndice 4) con el fin de eliminar la respuestas de las altas frecuencias. En general, el modelo gravimétrico de la discontinuidad de Moho refuerza nuestra interpretación de que la sección norte del arco presenta un espesor cortical mayor que la sección sur y que esta discontinuidad

no posee variaciones abruptas con una profundidad de Moho promedio de 30 km en la sección la norte y de 26 km en la sección sur. La mayoría de las observaciones son coherentes con la anomalía gravimétrica regional estudiada, excepto la estimación de la profundidad de Moho para la estación WI.ADB, pues se trata de una estación con un número muy limitado de eventos grabados, lo cual deteriora la calidad de la estimación aquí efectuada. Una observación interesante es que, para ajustar la anomalía gravimétrica en la sección norte del arco, la densidad de la corteza interior tuvo que ser de 2.96 g/cm^3 , mientras que para la corteza inferior de la sección sur se utilizó 2.90 g/cm^3 . Esto podría explicar las razones por las cuales: (a) se observan valores más altos de radio de Poisson en la sección norte que en la sección sur, y (b) es más evidente en el norte la existencia de una discontinuidad corteza superior-corteza inferior. En consonancia con la propuesta de Donnelly (1964), el crecimiento del arco de las Antillas Menores se produce por el engrosamiento de la litósfera oceánica debido al material que proviene de la litósfera que es subducida en el límite de placa contiguo al arco. En tal sentido, la sección más activa debe presentar tanto los mayores valores de espesor cortical, como la evidencia de mayor actividad volcánica.

Para explicar la diferencia de composición entre la sección norte del arco y la sur, se hizo referencia a las observaciones de Bouysee (1979). Él argumenta que la sección norte presenta un basamento de edad Mesozoica que se podría encontrar asociado al arco de las Antillas Menores. Esto implicaría que esta sección se formó sobre un pedazo de corteza distinto a aquel sobre el que se formó la sección sur, lo que derivó en una composición diferente de la corteza, que se puede evidenciar en los valores estimados tanto para el radio de Poisson como para el contraste de densidades propuesto para la corteza inferior del arco. El modelo gravimétrico también revela que existen importantes heterogeneidades a nivel intermedio en la corteza que no han sido caracterizadas ni reportadas anteriormente. Éstas pueden estar asociadas al complejo proceso de formación de un arco volcánico que conlleva el amalgamamiento de distintos materiales ígneos y el desarrollo de cámaras magmáticas dentro de la corteza.

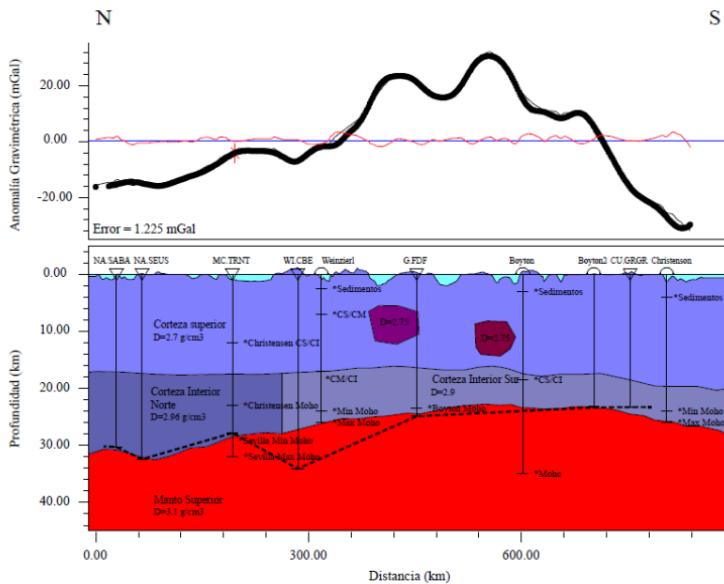


Fig. 4.7: Modelo gravimétrico directo a lo largo del eje del arco de las Antillas Menores. Solo la componente regional es modelada para verificar las estimaciones de la profundidad del Moho en el arco. En la anomalía, la línea negra gruesa representa la anomalía regional observada; la línea delgada representa la respuesta del modelo; y la roja el error del modelo (Error total = 1,225 mGal). En el modelo, las líneas verticales representan las estimaciones de profundidad existentes en el arco. Los triángulos representan la localización de las estaciones sismológicas proyectadas sobre el arco, mientras que los semicírculos representan la posición de las líneas sísmicas perpendiculares a este. La línea punteada representa la discontinuidad de Moho estimada con funciones receptoras.

4.5 Conclusiones del capítulo.

La red de estaciones sismológicas, que se encuentra actualmente instalada en el Arco de las Antillas menores, nos ha permitido evaluar las variaciones de la profundidad del Moho debajo de las islas de arco y

del prisma de acreción contiguo, así como estimar las variaciones del radio del Poisson promedio para la corteza a través de la aplicación de la técnica de las funciones receptoras. Las conclusiones más importantes que pueden ser extraídas de los resultados obtenidos son las siguientes.

1. Los valores de la profundidad de Moho varían entre 22 y 32.4 km con una media de 29 km, con errores estadísticos entre 0.8 y 2.1 km con un valor medio de 1.5 km. Los valores altos de espesor cortical se presentan, en su mayoría, en el frente oeste de la sección norte del arco, mientras que los valores bajos se localizan en el frente este de su sección norte y en la sección sur. La distribución de los valores dentro del arco de las Antillas Menores se encuentra principalmente asociada a la dualidad de situaciones geodinámicas al norte y al sur del sistema de falla de Tiburón donde, al norte, la litósfera oceánica subduce más rápido que al sur.
2. El radio de Poisson estimado a lo largo del arco varía entre 0.266 ($V_p/V_s=1.777$) y 0.3 ($V_p/V_s=1.870$). Los valores bajos (0.266 a 0.277) se encuentran inscritos en la sección del arco al sur de Guadalupe mientras que los altos (0.280 a 0.300) se localizan al norte de esta isla. Los valores relativamente altos (>0.280) son, en general, consistentes con un origen máfico de arco de islas y la presencia de rocas gabroicas en la corteza, mientras que los valores menores son más consistentes con valores de corteza continental. Esta diferencia viene asociada a la existencia de un basamento de edad Mesozoica que se presenta en la sección norte del arco, lo que explica los resultados en función de una diferencia composicional de la corteza interior, como se ha podido corroborar a través de un modelado gravimétrico.
3. El espesor cortical de la isla de Barbuda es de 22 km.
4. El espesor cortical máximo en la zona del prisma de acreción de Barbados es de 35.1 km, valor que es similar al reportado por Westbrook (1975).

CAPÍTULO 5

VARIACIONES DEL ESPESOR ELÁSTICO Y FLEXURA DEL BLOQUE DE MARACAIBO²

5.1 Introducción

Una cuenca sedimentaria es una región deprimida en la superficie de la Tierra que se ha llenado de sedimentos (Turcotte y Schubert, 2007). Una cuenca flexural, o cuenca antepaís, es una cuenca sedimentaria formada por la subsidencia de la litósfera elástica bajo un esfuerzo vertical (e.g. DeCelles y Giles, 1996; Watts, 2001). Estas cuencas se caracterizan por: (1) un frente de corrimiento adyacente al orógeno (o carga), que es responsable por el esfuerzo vertical que deforma la litósfera; (2) un relleno sedimentario en forma de cuña en sección transversal; (3) un depocentro contiguo al cinturón de corrimiento que genera la depresión (e.g. Jordan, 1995); y (4) un nodo flexural, que marca el final de la cuenca y la separa del cráton sin deformar (e.g. Karner y Watts, 1983). Por lo general, las cuencas antepaís pueden subdividirse en cuatro secciones discretas: (a) la depozona sobre la cuña (*wedge-top depozone*) que entierra el frente activo de corrimiento; (b) la depozona profunda (*foredeep depozone*) formada por la subsidencia; (c) el nodo flexural (*forebulge*), una región de levantamiento flexural que es el resultado de una deformación senoidal amortiguada; y (d) la depozona posterior al nodo (*backbulge depozone*), una región que presenta una segunda depresión menos profunda (DeCelles, 2012).

En Venezuela, existen tres cuencas flexurales: la cuenca Oriental de Venezuela, la cuenca Barinas-Apure y la cuenca de Maracaibo. Las ultimas dos cuencas son parte de un sistema doble controlado por la carga de los Andes de Mérida. La cuenca de Maracaibo (Fig 5.1) se

² Este capítulo es una traducción al español del artículo: M. S. Arnaiz-Rodríguez y F. Audemard (2014), “Variations in elastic thickness and flexure of the Maracaibo block”, Journal of South American Earth Sciences, 56, pp 251-264, doi: 10.1016/j.jsames.2014.09.014. Copyright © 2014 Elsevier B.V.

encuentra sobre un pedazo de corteza independiente conocido como el bloque de Maracaibo, mientras que la cuenca Barinas-Apure se sitúa sobre la placa Suramericana. Estas cuencas han sido ampliamente investigadas por sus recursos naturales, pero aún así se tiene poca información sobre el comportamiento de la litósfera en esta región.

Audemard y Audemard (2002) reportaron que ambas, la cuenca de Maracaibo y la de Barinas-Apure, se comportaban de forma distinta desde el punto de vista mecánico, puesto que el depocentro de la primera era al menos 2 km más profundo que el de la segunda. Chacín et al. (2005) calcularon que el espesor elástico de la cuenca Barinas-Apure era de unos 25 km, mientras que Medina (2009) afirmó que el espesor elástico efectivo variaba entre 30 km, cerca del Escudo de Guayana, y 10 km cerca de los Andes de Mérida. Arnaiz-Rodríguez et al. (2011) consideraron que el espesor elástico para la cuenca Barinas-Apure se encontraba alrededor de 24 ± 2 km, y estimaron que el de la cuenca de Maracaibo debía de ser de 16 ± 2 km; más aún, expusieron que la formación del sistema flexural de la cuenca de Maracaibo no se encontraba exclusivamente controlado por los Andes de Mérida, sino que las serranías de Perijá y Santa Marta jugaban un papel importante. En consecuencia, recomendaron que era necesario aplicar una metodología tridimensional para comprender la flexión de esta microplaca.

Un análisis de anisotropía sísmica sugirió que las direcciones de separación de las ondas SKKS con una orientación de $\sim N45^{\circ}E$ eran posiblemente una respuesta asociada a una deformación litosférica paralela a la falla de Boconó (Masy et al., 2011). Asimismo, el análisis de la profundidad de Curie en la región demostró que la cuenca de Maracaibo es una cuenca termalmente estable, y que una anomalía de profundidad de Curie en los Andes de Mérida podría encontrarse asociada a la flexión de la litósfera o a los sistemas de grábenes localizados en la cuenca Barinas-Apure (Arnaiz-Rodríguez y Orihuela, 2013). Los estudios anteriormente mencionados concuerdan en que la litósfera del bloque de Maracaibo y la litósfera suramericana se comportan de forma distinta.

El presente capítulo es parte de un esfuerzo multidisciplinario para comprender la dinámica de los Andes de Mérida, sus cuencas adyacentes, estructuras y terrenos utilizando diferentes técnicas a través del proyecto GIAME (Geociencia Integral de los Andes de Mérida; Schmitz et al., 2013). El objetivo general es estimar las variaciones laterales del espesor elástico del bloque de Maracaibo utilizando un modelo numérico tridimensional.

5.2 Marco tectónico

El bloque de Maracaibo (Fig. 5.1a) es un pedazo independiente de corteza continental localizado en el noroeste de Venezuela; se encuentra limitado por tres sistemas de fallas: Boconó, Oca-Ancón (de movimiento dextral) y Santa Marta- Buracamanga (con movimiento sinestral; e.g., Mann y Burke, 1984; Taboada et al., 2000; Audemard et al., 2005). Su formación y expulsión (en dirección NNE relativa a Suramérica) se encuentran relacionadas con la compresión generada por la cresta de Carnegie y la colisión del arco de Panamá contra el noroeste de Suramérica (e.g. Pennington, 1981; Audemard, 1993; Kellogg y Vega, 1995).

El bloque de Maracaibo y el Bloque de Bonaire sobrecorren la placa del Caribe creando una subducción plana y amagmática en dirección ESE (e.g., Kellogg y Bonini, 1982; Freymueller et al., 1993; Van der Hilst y Mann, 1994; Kellogg y Vega, 1995; Kaniuth et al., 1999; Taboada et al., 2000; Audemard y Audemard, 2002; Mann et al., 2006; Bezada et al., 2010). Es necesario acotar que el bloque de los Andes del Norte, del cual el bloque de Maracaibo es un pedazo, se encuentra rodeado al N y NO por un complejo sistema de deformación, donde las placas del Caribe y Suramérica se encuentran (Taboada et al., 2000). Dada la geometría de la esquina noroeste de Suramérica, la placa del Caribe ha subducido en dos etapas: una más antigua, que se encuentra en el NO y O, que empezó en el Eoceno-Oligoceno (~50 Ma; e.g., Kellogg y Bonini, 1982; Kellogg, 1984; Pindell y Kennan, 2009); y una más joven, al N, que comenzó durante el Plioceno (~5 Ma) desde el cinturón de deformación del sur de Caribe bajo los bloques de Bonaire y Maracaibo (Audemard, 1991; Taboada et al., 2000; Audemard y

Audemard 2002; Duerto et al., 2006; Bezada et al., 2010). Varios autores han descrito cómo la etapa más antigua ha influenciado la geodinámica del bloque de Maracaibo (e.g., Kellogg y Bonini, 1982), pero en este capítulo nos referimos a la más joven, puesto que es la más cercana al área de estudio.

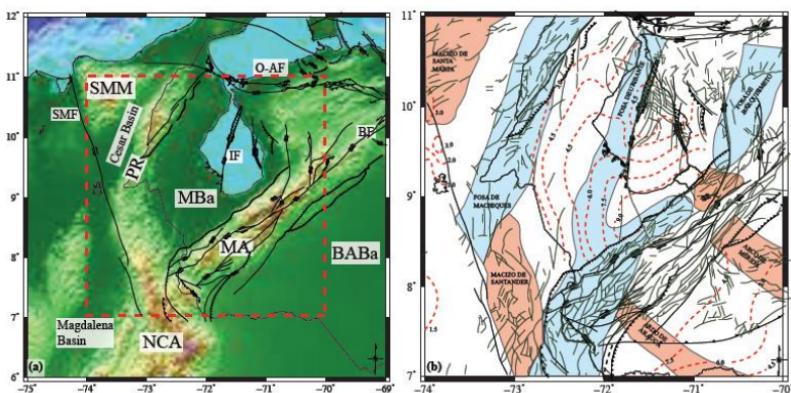


Fig. 5.1: (a) Mapa topográfico de la zona de estudio mostrando las estructuras tectónicas del noroccidente de Venezuela. La caja roja representa el área modelada. Las abreviaciones representan: MA, Andes de Mérida; PR, serranía de Perijá; SMM, serranía de Santa Marta; NCA, Andes colombianos del Norte; MBa, cuenca de Maracaibo; BABa, cuenca Barinas-Apure; BF, falla de Boconó; IF, falla de Icotéa; SMF, falla de Santa Marca; O-AF, falla de Oca-Ancón. Fallas cuaternarias tomadas de Audemard et al. (2000). (b) Mapa estructural del bloque de Maracaibo. Las estructuras mayores son las mismas que en la Fig 5.1a; líneas grises representan fallas menores (French y Schenk, 2004). Líneas rojas punteadas representan la profundidad al tope del basamento (Di Croce, 1995; Parnaud et al., 1995; Laske y Masters, 1997; Cerón et al., 2007). Las figuras azules denotan semigrábenes y depresiones en el basamento, mientras que las figuras anaranjadas denotan altos estructurales (Erlich et al., 1999).

Dentro del bloque del Maracaibo descansan tres cadenas montañosas importantes: los Andes de Mérida, la serranía de Perijá y la de Santa

Marta. Los Andes de Mérida son una cadena con más de 400 km de longitud, 40 km de ancho y una elevación máxima de 5 km, que no tiene una relación genética directa con el resto de la cadena andina. Colletta et al. (1997) describieron su estructura interna como una estructura en flor positiva, que ha sido interpretada como simétrica (e.g. González de Juana, 1952) o asimétrica (e.g. Audemard, 1991; Audemard y Audemard, 2002).

La estructura de los Andes de Mérida ha sido comparada con la de las Montañas Rocosas (*Laramide-Rocky Mountains*): un bloque de basamento levantado y acuñado hacia la cuenca adyacente por fallas ciegas (Kellogg y Bonini, 1982; De Toni y Kellogg, 1993; Audemard, 1991). La serranía de Perijá se localiza entre Venezuela y Colombia con una elevación máxima de 3.6 km. Este cinturón montañoso se ha caracterizado como un monocinal con buzamiento ESE, resultado de la reactivación de fallas jurásicas durante el Cenozoico (Garrity et al., 2004; Duerto et al., 2006). La sierra nevada de Santa Marta, o serranía de Santa Marta, es una sistema montañoso de forma triangular que se localiza en el norte de Colombia, cubre un área de unos 3830 km² y tiene una elevación máxima de 5.7 km. Usualmente se describe como un macizo aislado de rocas de edad precámbrica a mesozoica que fueron levantadas en tres pulsos desde el Maastrichtiense Tardío hasta el Mioceno Tardío (Cardona et al., 2008; Ceron-Abril, 2008). Estas tres montañas desempeñan un papel importante en la flexura de la litósfera del bloque del Maracaibo. Arnaiz-Rodríguez et al. (2011) propusieron que la carga de los Andes de Mérida no era la única que controlaba la flexura de la litósfera en la región, y que las cargas de la serranía de Perijá y la de Santa Marta, así como la subducción plana de la placa del Caribe tenían un impacto importante en el equilibrio dinámico y en la morfología del basamento de la cuenca de Maracaibo.

Adyacente al pie de monte norte de los Andes de Mérida yace la cuenca de Maracaibo, una cuenca flexural, que es el resultado de la carga de este sistema montañoso y de la serranía de Perijá (e.g., Audemard y Audemard, 2002; Audemard, 2003). La cuenca de Maracaibo es una cuenca pequeña con un depocentro profundo y asimétrico (Fig. 1b), que

carece aparentemente de un nodo flexural (Mann et al., 2006). La gran profundidad de esta cuenca (unos 9 km en su depocentro), en comparación con la de la cuenca Barinas-Apure (unos 4.5 km) muestra o que el bloque de Maracaibo tiene un espesor elástico diferente al del resto de la placa Suramericana (Audemard y Audemard, 2002; Arnaiz-Rodríguez et al., 2011) o que el levantamiento y acuñamiento del basamento de la zona fue asimétrico (De Toni y Kellogg, 1993).

5.3 Marco gravimétrico e isostático

Desde los años 70, se han llevado a cabo estudios gravimétricos de la cuenca de Maracaibo y de los Andes de Mérida. La mayor parte de ellos ha llegado a resultados similares en términos de la gravedad y la isostasia de la región (e.g., Folinsbee, 1972; Kellogg y Bonini, 1982; Escobar y Rodríguez, 1995; Chacín et al., 2005; Arnaiz- Rodríguez et al., 2011). En esta sección, presentamos los mapas gravimétricos del bloque de Maracaibo con una breve discusión de las anomalías significativas para ilustrar el estado isostático de la región. Los mapas de anomalías de Aire-libre (Sandwell y Smith, 2009) y de anomalía de Bouguer total (Arnaiz-Rodríguez y Garzón, 2012) del área en consideración se presentan en la Fig 5.2.

La anomalía de Aire-libre del bloque de Maracaibo varía entre 593 mGal y -149 mGal, con un valor medio de 16.3 mGal (Fig. 5.2a). Los valores positivos se encuentran asociados a la topografía de las cadenas montañosas en el área, mientras que los valores negativos se encuentran asociados a las cuencas antepaís adyacentes. Las diferencias entre los valores negativos de anomalía de Aire-libre en el pie de monte norte y sur de los Andes de Mérida muestran la discrepancia entre la profundidad de los depocentros de la cuenca de Maracaibo (9 km) y de la cuenca Barinas-Apure (4.5 km). Esta diferencia se asocia a las variaciones laterales de las propiedades mecánicas entre el bloque de Maracaibo y la placa Suramericana y a la distribución asimétrica de la masa de los Andes de Mérida (Audemard y Audemard, 2002; Arnaiz-Rodríguez et al., 2011). Las anomalías de Aire-libre positivas revelan la compleja distribución de cargas en el área, de manera que cuatro

montañas cargan la litósfera: los Andes de Mérida, la serranía de Perijá, la serranía de Santa Marta y los Andes Colombianos del Norte. Los Andes de Mérida parecen ser la carga más significativa dentro del bloque de Maracaibo, puesto que el depocentro de las cuencas se encuentra adyacente a éstos. La serranía de Perijá y los Andes Colombianos limitan la cuenca en su extremo oeste. La sección más profunda de la cuenca Barinas- Apure se encuentra vinculada a la contribución de la carga de los Andes Colombianos y a la de los Andes de Mérida (Arnaiz-Rodríguez et al., 2011).

Las anomalías de Bouguer varían entre 265 y -145 mGal, con un valor medio de - 45 mGal (Fig. 2b). Los valores máximos se encuentran asociados a las serranías de Santa Marta y Perijá, lo que indica que carecen de compensación isostática local (e.g. Kellogg y Bonini, 1982). Otras anomalías positivas se encuentran relacionadas con el contraste de densidades en la corteza superior, levantamientos en el basamento (Fig. 5.1b), o zonas de basamento somero en las cuencas sedimentarias. Watts (2001) propuso que valores positivos en las anomalías de Bouguer indicaban la presencia de cargas escondidas (contraste de densidad en el subsuelo), por lo tanto, aquellos que se encuentran en los Andes de Mérida y los Andes Colombianos pueden ser considerados como indicadores de este tipo de cargas. Con respecto a los valores bajos de anomalías de Bouguer, éstos se encuentran vinculados a las cuencas sedimentarias: los valores mínimos se localizan sobre el depocentro de las cuencas de Maracaibo y Magdalena. Una de las características más importantes del mapa de anomalías de Bouguer es que el bajo gravimétrico, que caracteriza a las montañas isostáticamente compensadas, se encuentra desplazado hacia el pie de monte norte de los Andes de Mérida. Esta anomalía negativa es la causa de la suma de efectos profundos (Moho) e intermedios (basamento) (Arnaiz-Rodríguez et al., 2011), y no de la posición de la raíz isostática de los Andes de Mérida.

La Fig 5.3 muestra el espectro de potencia radialmente ponderado de la anomalía de Bouguer. A partir de las pendientes de este espectro, se puede estimar la profundidad de las 3 fuentes más importantes para la anomalía gravimétrica: el Moho, el límite corteza superior-corteza

inferior y el basamento, utilizando un modelo de prismas horizontales (e.g. Spector y Grant, 1970). La longitud de onda más larga se encuentra asociada a una interfaz entre 40 y 50 km de profundidad, lo que limita la interpretación gravimétrica a niveles corticales. Al filtrar todas menos la longitud de onda larga con un algoritmo pasa-banda (Fig. 5.4), se generan los mapas regionales (Fig 5.4a) y residuales (Fig. 5.4b).

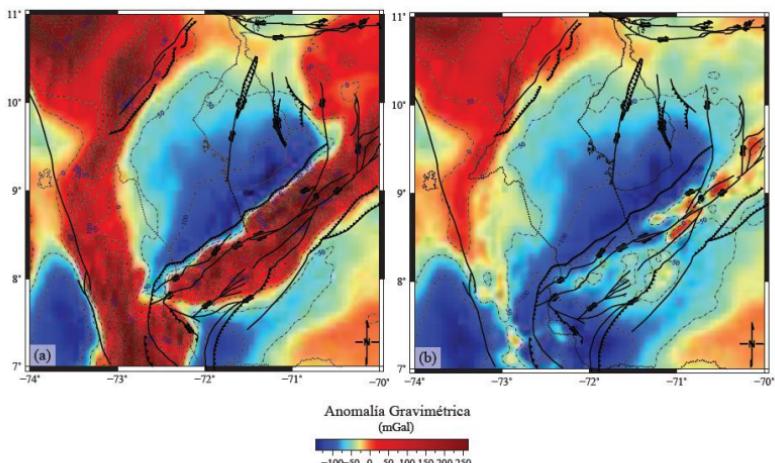


Fig. 5.2: (a) Mapa de anomalía de Aire-libre del área de estudio (Sandwell y Smith, 2009). (b) Mapa de anomalía de Bouguer total, calculada con densidad de Bouguer $2,67 \text{ g/cm}^3$ y a nivel del mar (Arnaiz-Rodríguez y Garzón, 2012). Fallas cuaternarias tomadas de Audemard et al. (2000). Ambos mapas se encuentran con la misma escala de colores y los contornos se presentan cada 50 mGal. Las anomalías positivas de las serranías de Perijá y Santa Marta indican la ausencia de compensación isostática local, mientras que el desplazamiento hacia el noroeste del bajo gravimétrico que podría encontrarse asociado a los Andes de Mérida revela un sistema de compensación regional complejo.

El mapa regional (Fig. 5.4a) presenta la contribución gravimétrica de las estructuras más profundas, particularmente el Moho. La profundidad de este en el área varía desde unos 25 km en las montañas de Santa

Marta a unos 45 km en el pie de monte norte de los Andes de Mérida (Cerón et al., 2007). Niu et al. (2007) sugirieron que el Moho en la región tiene un valor máximo de 49 km, con un valor medio de 42 km. Valores positivos del mapa regional se asocian principalmente a las zonas de corteza delgada, así como a la serranía de Santa Marta, lo cual es congruente con las observaciones de Cerón et al. (2007). Los valores negativos menores a -50 mGals se corresponden con la extensión de la compensación regional derivada de la distribución de las cargas. Las zonas con valores menores a -100 mGals podrían encontrarse relacionadas con las zonas donde tanto la corteza como la sección sedimentaria son más gruesas.

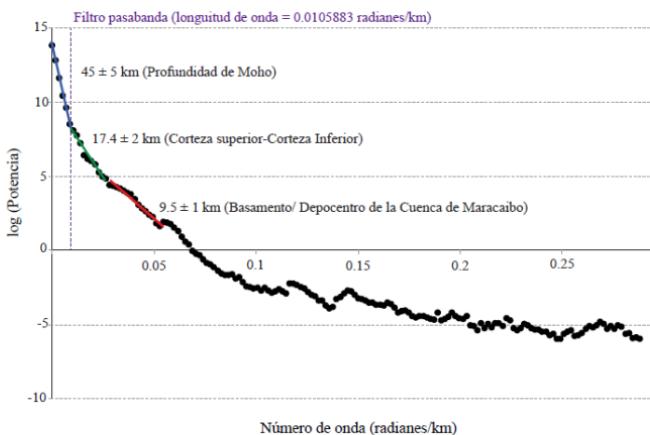


Fig. 5.3: Espectro de potencia radialmente ponderado de la anomalía total de Bouguer mostrando las profundidades calculadas a partir de la pendientes de las tangentes al gráfico. La componente de longitud de onda más larga se encuentra posiblemente asociada a la discontinuidad de Moho; la de longitud media, a la discontinuidad corteza superior-corteza; inferior; la más corta, a la del basamento de la cuenca.

El mapa residual (Fig 5.4b) muestra el aporte gravimétrico de todas las estructuras someras tales como los altos del basamento, depresiones y fallas. Algunas anomalías positivas (excepcionalmente aquellas en el centro de los Andes de Mérida) se asocian a algunas altas en el

basamento representados en la Fig 5.1b, aunque aquellos en la cuenca Barinas-Apure no parecen tener una respuesta gravimétrica clara. Otras anomalías positivas residuales están asociadas a las serranías de Perijá y Santa Marta. Éstas podrían encontrarse referidas a rocas paleozoicas de alta densidad y al basamento deformado dentro de estas cadenas montañosas. No se puede descartar que estas anomalías representen cargas escondidas, pero en este capítulo no se consideran. Algunos valores negativos pueden encontrarse vinculados a depresiones en el basamento (Fig. 5.1b), aunque no de manera tan clara como las anomalías producidas por altos estructurales. Otras anomalías residuales se asocian a estructuras pequeñas y a contrastes de densidades que se encuentran fuera de los objetivos de este capítulo.

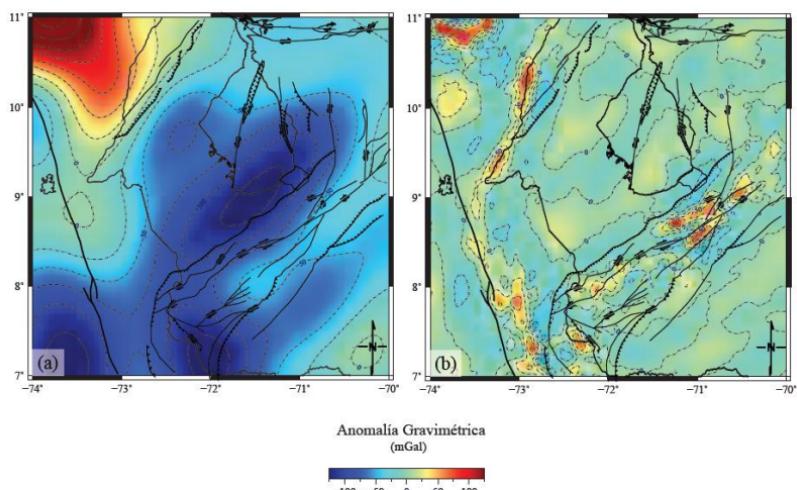


Fig. 5.4: (a) Mapa regional obtenido al filtrar la longitud de onda más larga del mapa de anomalía de Bouguer total. Este muestra el aporte gravimétrico debido a las variaciones del Moho y del basamento. (b) Mapa residual obtenido al filtrar la longitud de onda más larga del mapa de anomalía de Bouguer total. Este muestra las anomalías gravimétricas causadas por los contrastes de densidades en la corteza superior y algunas de las estructuras mostradas en la Fig 5.1b (semigrábenes y altos en el Basamento). Fallas cuaternarias tomadas de Audemard et al. (2000).

5.4 Metodología

5.4.1 Trasfondo mecánico

En estudios flexurales, la litósfera se representa como una viga elástica en 2D que yace sobre un medio viscoso (Watts, 2001). Esta viga es posteriormente deformada por un esfuerzo vertical que se encuentra vinculado a la existencia de una columna vertical de masa sobre ella (que representa los cinturones deformados, capas de hielo, capas sedimentarias, etc). Asumiendo la ausencia de esfuerzos horizontales, dos modelos han sido ampliamente aplicados: el de la placa infinita (e.g. Watts et al., 1985) y el de la placa roca (e.g. Karner y Watts, 1983). El primero es aplicado en casos donde la carga se localiza relativamente lejos de un margen de placas, mientras que el segundo se aplica cuando la carga se encuentra cercana a dicho límite. En el primer escenario, la deflexión de la placa se calcula resolviendo la ecuación (ec 5.1):

$$D \frac{d^4 w}{dx^4} + (p - q) = 0$$

$$p = \rho_m w g$$

$$q = \rho_{in} w g$$

(ec. 5.1)

donde :

w = es la deflexión de la viga

p = término de la fundación tipo Winkler

q = término de la carga sedimentaria

ρ_m = densidad del manto

ρ_{in} = densidad de los sedimentos

g = aceleración de gravedad

D = rigidez flexural

D , en la ec. 5.2, depende del espesor elástico efectivo de la viga (Te , cuánto de la litósfera se comporta elásticamente), el modulo de Young (E) y el radio de Poisson (ν) de la viga (Watts, 2001).

$$D = \frac{ETe^3}{12(1-\nu^2)}$$

(ec. 5.2)

Estas ecuaciones han sido ampliamente usadas para estudiar el comportamiento de la litósfera con un enfoque simple, asumiendo que D y Te son constantes. Cuando las situaciones a estudiar son más complejas, y no es posible asumir que Te es constante, se puede utilizar un método numérico para calcular la deflexión de una viga con propiedades mecánicas variables (e.g., Bodine, 1981). El problema se vuelve mucho más intrincado, cuando la flexión de la litósfera no se puede aproximar a una situación bidimensional.

En un escenario tridimensional, se puede representar la litósfera como una placa elástica (en vez de una viga) donde la deformación se calcula resolviendo la ecuación diferencial en derivadas parciales con coeficientes variables ec. 5.3 (ec. 3.83 en Ventsel y Krauthammer, 2001). Ésta gobierna la flexura de una placa delgada fija en sus límites con espesor variable.

$$D\nabla^2\nabla^2w + 2\frac{\partial D}{\partial x}\frac{\partial}{\partial x}(\nabla^2w) + 2\frac{\partial D}{\partial y}\frac{\partial}{\partial y}(\nabla^2w) + \nabla^2D(\nabla^2w) - (1-\nu)\left(\frac{\partial^2 D}{\partial x^2}\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} - 2\frac{\partial^2 D}{\partial x\partial y}\frac{\partial^2 w}{\partial x\partial y} + \frac{\partial^2 D}{\partial y^2}\frac{\partial^2 w}{\partial y^2}\right) = P$$

(ec. 5.3)

En ésta, w representa la flexión de la placa con una variación de espesor gradual (no hay cambios abruptos). P representa el sistema de cargas transversales aplicadas a la placa, y D se describe mediante la ecuación 5.4.

$$D = \frac{E[Te(x,y)]^3}{12(1-\nu^2)}$$

(ec. 5.4)

Para realizar el modelo mecánico, es necesario resolver la ecuación 5.3. En este momento las condiciones de borde impuestas a la ecuación para hacer el modelado son: (1) los límites de la placa se encuentran fijos ($\text{desplazamiento} = 0 \text{ m}$) y lejos de las cargas (al menos 100 km); (2) el espesor de la placa (que representa el espesor elástico de la litósfera) es variable, pero no puede hacerlo de forma abrupta. Otras dos condiciones son impuestas para representar la situación geológica: (3) la placa yace sobre una fundación Winkler que representa el manto, y (4) la depresión, que se genera después de la flexión, se llena con sedimentos. Cardozo (2009) desarrolló un código para resolver la ec. 5.3 utilizando diferencias finitas centradas y considerando los parámetros y condiciones especificados. Para computar $w(x,y)$, es necesario conocer la distribución de cargas $P(x,y)$ y la variación de espesor elástico de la placa $T_e(x,y)$. Los parámetros del manto y de los sedimentos también son requeridos.

5.4.2 El escenario del bloque de Maracaibo y el modelado

Arnaiz-Rodríguez et al. (2011) indicaron a partir de una serie de modelos 2D que: (a) el bloque de Maracaibo y la placa Suramericana no se comportan como una placa de espesor elástico constante, (b) la flexión del bloque de Maracaibo depende de la distribución de cargas, y (c) deben existir variaciones de espesor elástico para explicar la configuración y morfología del basamento. Ellos concluyeron que era necesario hacer un modelo tridimensional para estimar las variaciones del espesor elástico en la región. De esta manera, considerando la distribución de los cinturones montañosos de la región (Fig 5.1a) y dado el hecho de que es difícil establecer el límite físico entre ambas placas, se ha decidido modelar la interacción entre el bloque de Maracaibo y la placa Suramericana como una placa continua con variaciones en el espesor elástico y sus bordes fijos.

Por lo tanto, se construyó un modelo inicial considerando el área de la Fig 5.1a y las cargas principales de la región (los Andes de Mérida, la serranía de Perijá, la serranía de Santa Marta y los Andes Colombianos). Estas cargas fueron representadas inicialmente a partir de un mallado topográfico extraído del modelo V15 (Sandwell y Smith, 2009). Los

parámetros mecánicos necesarios (ρ , μ , E) así como los valores iniciales de espesor elástico fueron extraídos de investigaciones previas; éstos se presentan en la Fig 5.5 (Chacín et al., 2005; Medina, 2009; Arnaiz-Rodríguez et al., 2011). Una vez que el modelo inicial fue construido, la flexión de la placa fue calcula con el código de Cardozo (2009). Las cargas y el espesor elástico fueron modificados iterativamente en pequeños pasos de manera que la flexión se ajustara a la configuración general del basamento y la topografía regional se ajustara a la topografía muestreada. Un flujograma de este proceso se presenta en la Fig 5.5.

La Fig 5.6 presenta algunos pasos del proceso de modelado: el primero es la flexión del modelo inicial; el segundo es un paso intermedio; y el tercero es el modelo final. Finalmente, se computa la anomalía gravimétrica para compararla con la componente regional de la anomalía de Bouguer observada utilizando el módulo de Oasis Montaj 3D GM-SYS (Geosoft, 2007). La topografía residual y la anomalía gravimétrica del modelo final se presentan en la Fig. 5.7; el mapa de variaciones de espesor elástico se presenta en la Fig. 5.8.

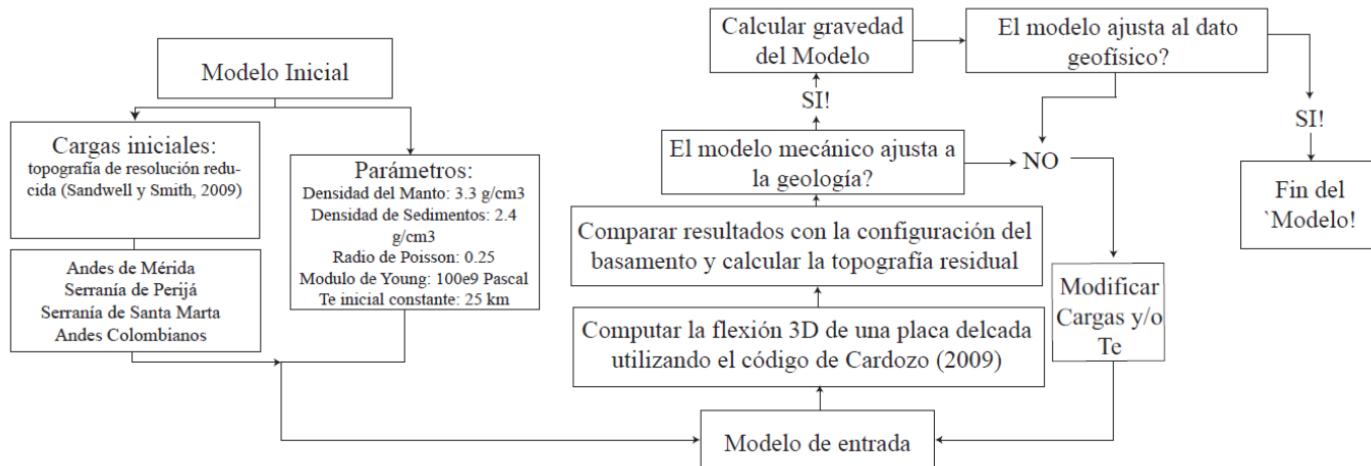


Fig. 5.5: Flujograma del proceso de modelado. Primero, se genera un modelo inicial asumiendo que la carga es igual a la topografía, parámetros mecánicos estándares y un espesor elástico constante de 25 km). Luego, el modelo es probado con el código de diferencias finitas (Cardozo, 2009). La flexura de la placa se compara con la morfología del basamento y la topografía residual se compara con la topografía real. El modelo se actualiza y es probado hasta que se ajusta al dato geológico. La respuesta gravimétrica del mejor modelo se calcula y es comparada con el mapa gravimétrico regional. Si el modelo ajusta al dato, se finaliza. De lo contrario, se modifica una vez más.

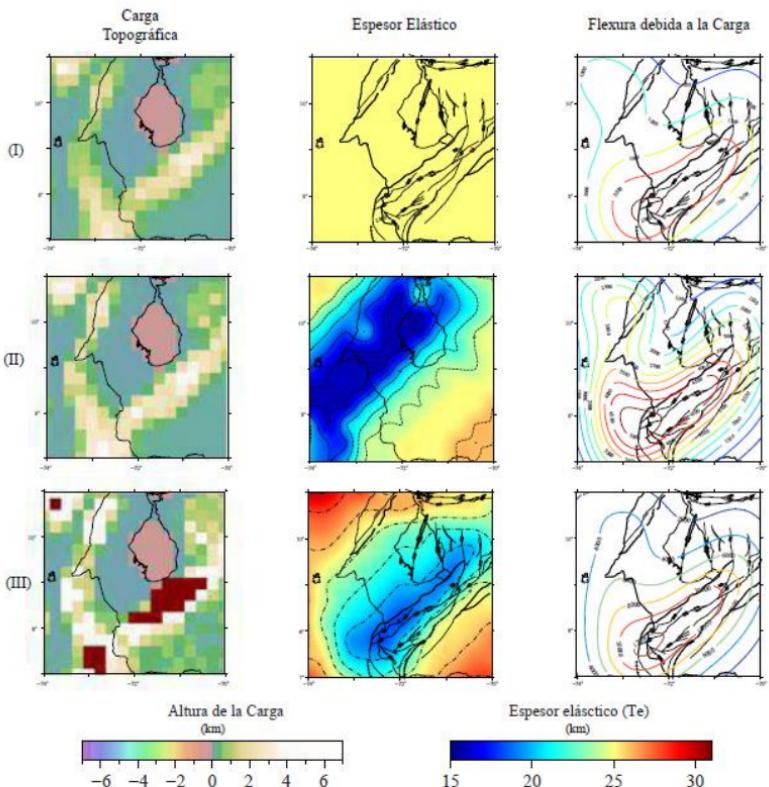


Fig. 5.6. Algunos pasos del modelado flexural. De arriba hacia abajo, se presentan tres ejemplos. (I) Es el modelo inicial donde las cargas son iguales a la topografía, el espesor elástico es 25 km, la flexión no ajusta a la configuración del basamento. (II) Es una paso intermedio donde la carga es mayor a la topografía en las montañas y la misma dentro de las cuencas; el espesor elástico es diferente para Suramérica (24-26 km) y para el bloque de Maracaibo (18-22 km); la flexión tiene una forma similar a la configuración del basamento pero las profundidades no ajustan. (III) Es el modelo final donde la carga topográfica es mayor que la topografía (cuadrados rojos representan los lugares donde la carga es al menos 3 km mayor que la topografía); existen gradientes de espesor elástico en toda el área y la flexura ajusta aproximadamente a la configuración del basamento. Fallas cuaternarias tomadas de Audemard et al. (2000).

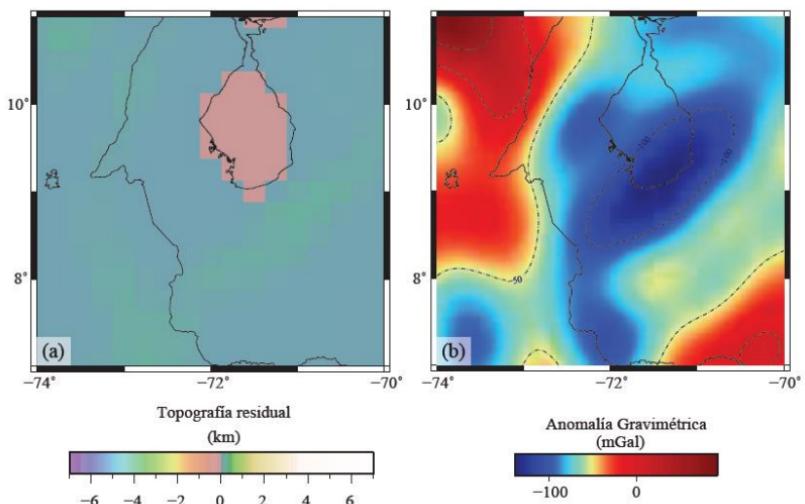


Fig. 5.7: (a) Topografía residual del modelo final; las mayores diferencias son de 172 m, lo cual representa un 3.7% de la topografía real. (b) Anomalías gravimétricas debidas a la flexión de la placa y las masas de las cargas. La anomalía gravimétrica producida es similar al mapa de anomalías gravimétricas regional (Fig 5.4a).

5. Resultados

El espesor elástico dentro del bloque de Maracaibo varía entre 30 km y 18 km con un valor medio de 23.73 km y una moda de 26 km (Fig. 5.8). La orientación de los contornos tiene una dirección aproximada de N45E, similar a la de los Andes de Mérida y el sistema de fallas de Boconó. Los valores altos de espesor elástico (mayores a 26 km) se encuentran asociados a la serranía de Santa Marta, y al escudo de Guayana deformado al sureste de la cuenca Barinas-Apure. Los menores valores (menores a 20 km) se encuentran asociados al sistema flexural de los Andes de Mérida y a la cuenca de Maracaibo. El valor mínimo de espesor elástico se localiza en el flanco norte de los Andes de Mérida y cerca de la falla de Boconó, lo cual es congruente con los

datos gravimétricos del área, donde el mínimo de la anomalía de Bouguer se encuentra desplazado hacia el norte de los Andes (Fig. 5.2b).

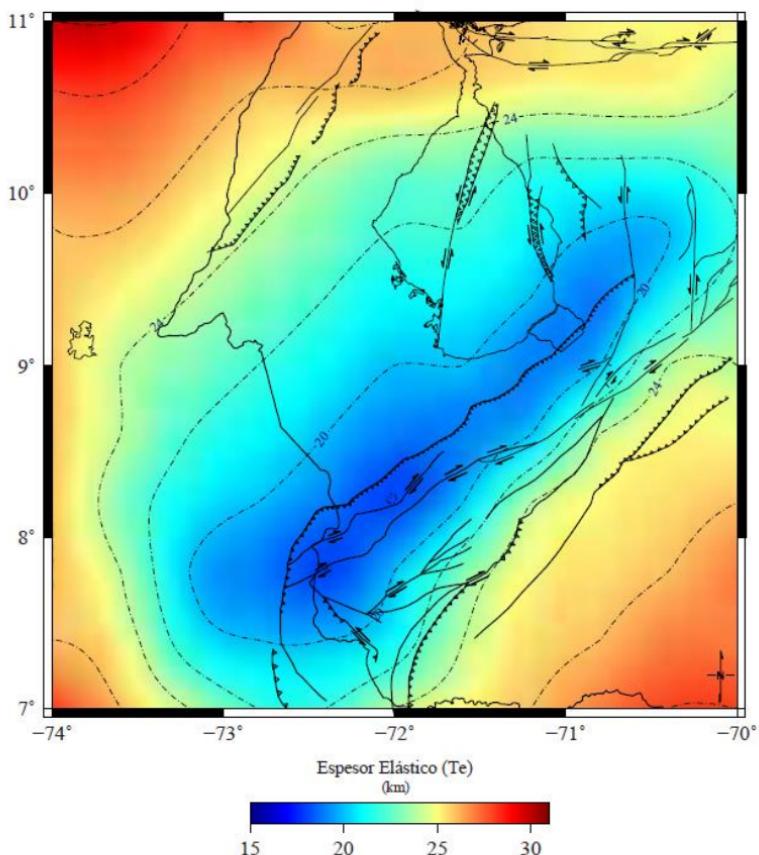


Fig. 5.8: Mapa de contornos mostrando las variaciones laterales del espesor elástico en el bloque de Maracaibo. Los valores mayores (>26 km) se encuentran asociados al escudo sin deformar y la Serranía de Santa Marta. Valores bajos (>20 km) se encuentran referidos al depocentro de la cuenca de Maracaibo. Fallas cuaternarias tomadas de Audemard et al. (2000).

La topografía residual, es decir, la altura de las cargas topográficas después de la flexión, se ajusta a la topografía muestreada del modelo con pocas variaciones. La mayor diferencia es de 172 m, lo cual representa un 3.7% de la topografía real (Fig. 5.7a). La Fig. 5.6 (III) presenta la flexión del modelo mecánico en metros. La flexión del modelo es similar a la configuración general del basamento de las cuencas. Por lo tanto, el modelo afecta al dato morfológico; el error de la estimación es difícil de juzgar, dado que el modelo se hace de forma manual. El proceso de modelado demostró que los valores en el centro de la placa cerca de los Andes de Mérida eran más sensibles a las variaciones del espesor elástico y al tamaño de las cargas, sugiriendo que el error en esta área era pequeño (± 1.0 km) debido al relativo buen ajuste entre la placa modelada, la configuración del basamento y la insignificante diferencia entre la topografía residual y la topografía real. Se pueden esperar errores mayores (± 2.5 km) cerca de los bordes de la región modelada.

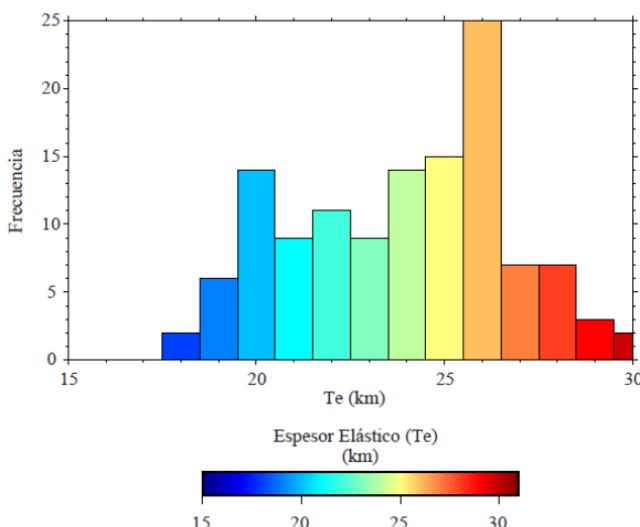


Fig. 5.9: Histograma de frecuencia del espesor elástico en el área de estudio. El espesor elástico varía entre 30 y 18 km, con un valor medio de 23.7 y una moda de 26 km.

5.6 Discusión

Los resultados del modelado mecánico han demostrado que la configuración del basamento dentro de la cuenca de Maracaibo es controlada por dos cargas importantes: los Andes de Mérida y el par serranía Perijá-Andes Colombianos. Los Andes de Mérida representan claramente la mayor carga del sistema puesto que la orientación preferencial de los contornos es similar a la de la montaña. Esta afirmación es respaldada por los datos gravimétricos, como fue discutido con anterioridad. Después de haber comparado los gradientes del espesor elástico en ambos lados de los Andes de Mérida, se propone aquí que las variaciones encontradas en la cuenca Barinas Apure (de 27 a 24 km) se deben a la flexión causada por la carga de los Andes de Mérida sobre la litósfera relativamente estable de la placa Suramericana (Arnaiz-Rodríguez et al., 2011); mientras que las variaciones elásticas dentro del bloque de Maracaibo (de 24 km a 18 km) se deben al debilitamiento de la litósfera causado por diferentes procesos desde la extensión del Jurásico (y la formación de grabenes) a la presente compresión (levantamiento de los Andes de Mérida y convergencia entre el bloque de Maracaibo y Suramérica; Audemard y Audemard, 2002).

Con respecto al estado isostático de los Andes de Mérida, el dato gravimétrico revela que la isostasia local no es el mecanismo de compensación que soporta su carga (Kellogg y Bonini, 1982; Escobar y Rodríguez, 1995). Evidencia flexural, anomalías gravimétricas regionales y gradientes de espesor elástico sugieren un mecanismo de compensación regional (e.g., Chacín et al., 2005; Arnaiz-Rodríguez et al., 2011). En un escenario de isostasia regional, se propone en este trabajo que el bloque de Maracaibo podría soportar la mitad norte de los Andes de Mérida, la cual es la más alta, mientras que Suramérica soporta la mitad sur. Si se considera que un corrimiento de bajo ángulo es más eficiente para sobrecorrer que para acortar, y puesto que el acortamiento en el pie de monte norte de los Andes de Mérida (~40 km) es mucho mayor que en el pie de monte sur (10-12 km; Audemard y Audemard, 2002), entonces, se podría esperar que el sobrecorrimiento en el Norte sea mucho menor que en el Sur. La

asimetría implicada por la relación acortamiento/sobrecorrimiento, propuesta previamente por Colletta et al. (1997), induce más levantamiento en el lado norte que en el lado sur. Por lo tanto, la litósfera relativamente débil del bloque de Maracaibo sostiene una carga alta y estrecha que produce una gran flexión (~9 km en su punto más profundo), mientras que la litósfera Suramericana sostiene una carga más extendida, lo que produce una flexura menor (~4.5 km en el pie de monte sur). Esta interpretación soporta la asimetría de las masas propuesta originalmente por De Cizancourt (1933); el modelo de orógeno flotante de Audemard y Audemard (2002); y la desigualdad de la distribución de la carga de los Andes de Mérida sobre el bloque de Maracaibo y Suramérica. También es consistente con el corrimiento ciego de bajo ángulo (20-30°) y los 10 km de levantamiento de rocas del basamento descrito por De Toni y Kellogg (1993). La Fig 5.10 muestra la relación entre el espesor cortical (modelado a partir de la anomalía de Bouguer regional, Fig 5.4a) y el espesor elástico). La región de mayor corteza se encuentra relacionada con la litósfera más débil, pero también se encuentra asociada a las secciones más altas de los Andes de Mérida y a las zonas más profundas de la cuenca de Maracaibo, ambos actuando como grandes cargas sobre una litósfera débil (con poco espesor elástico).

Otras cargas importantes son la serranía de Perijá y los Andes Colombianos, los cuales limitan la cuenca de Maracaibo en su margen occidental. La serranía de Perijá no distorsiona el patrón de los contornos de espesor elástico, lo cual implica que se encuentra en algún tipo de equilibrio isostático. Ya que no existe evidencia gravimétrica (Fig. 5.2 y Fig. 5.4) de la existencia de una raíz isostática (e.g. Kellogg y Bonini, 1982) y los valores de espesor elástico no son particularmente altos (Fig. 5.8), otro mecanismo de compensación debe existir. Generalmente, cuando se considera la isostasia, otros esfuerzos distintos a aquellos producidos por una carga no son considerados en el modelo. Se podría suponer que esfuerzos horizontales derivados de la compresión e interacción de placas, particularmente relacionados con la convergencia entre el bloque de Maracaibo, la placa del Caribe y Suramérica, podrían ser lo suficientemente fuertes como para soportar la carga de la serranía de Perijá en un equilibrio dinámico. Otra posibilidad es que, dado el

hecho de que el bloque de Maracaibo es una placa pequeña, la gran subsidencia de la litósfera causada por los Andes de Mérida, podría forzar al bloque cortical a inclinarse hacia el sureste, levantando el lado opuesto. Como las serranías de Perijá y Santa Marta se ubican en este lado, su peso evita que el bloque se levante, y que, por lo tanto, se encuentre en un equilibrio dinámico impulsado por esfuerzos verticales (hacia arriba vs hacia abajo). Lo más probable es que exista una combinación de ambos casos, lo cual ocasiona que la serranía de Perijá no necesite una raíz isostática para estar compensada.

El contorno de 20 km en el mapa de espesor elástico tiene una orientación similar al del sistema de fallas de Boconó, lo que sugiere que el límite cortical y mecánico entre el bloque de Maracaibo y Suramérica se encuentra de alguna forma asociado a esta estructura, a pesar de que es improbable que la falla desplace el Moho, como se muestra en las secciones balanceadas de los Andes de Mérida (Monod et al., 2010) y en una montaña similar (*Laramide Wind River Range*; Smithson, 1978). Se ha sugerido que la formación de los Andes de Mérida se encuentra relacionada con la deformación litosférica paralela a la falla de Boconó (Masy et al., 2011). Flujo en el manto superior paralelo a los Andes de Mérida no refleja necesariamente una falla de Boconó de escala litosférica, ni tampoco refleja la influencia del manto en la formación del sistema montañoso. Este flujo mantelar podría ser la respuesta a la presencia de una cuña cortical que empuja el manto litosférico hacia la astenosfera, como sugieren los resultados de Burgos et al. (2011) que muestran una litósfera más gruesa (de 70 km en la cuenca Barinas-Apure) a 80 km bajo la cuenca de Maracaibo), en la región donde se supone que el Moho se encuentra más profundo (Fig. 5.10). Es interesante el hecho de que la falla de Icotea, una falla sinestral, distorsione el patrón de los contornos del espesor elástico en la dirección de su desplazamiento. Por lo tanto, esta falla tiene, al menos, una influencia cortical, como sugiere la sismicidad en sus vecindades con eventos hasta 40 km de profundidad (Audemard y Audemard, 2002). Más aún, esta distorsión aparente proseguir hacia el sureste, lo que es compatible con la idea de que ésta converge con la falla de Boconó en algún punto (e.g. Beltrán, 1994), o que al menos no termina

en la costa del lago de Maracaibo como lo proponen Castillo y Mann (2006).

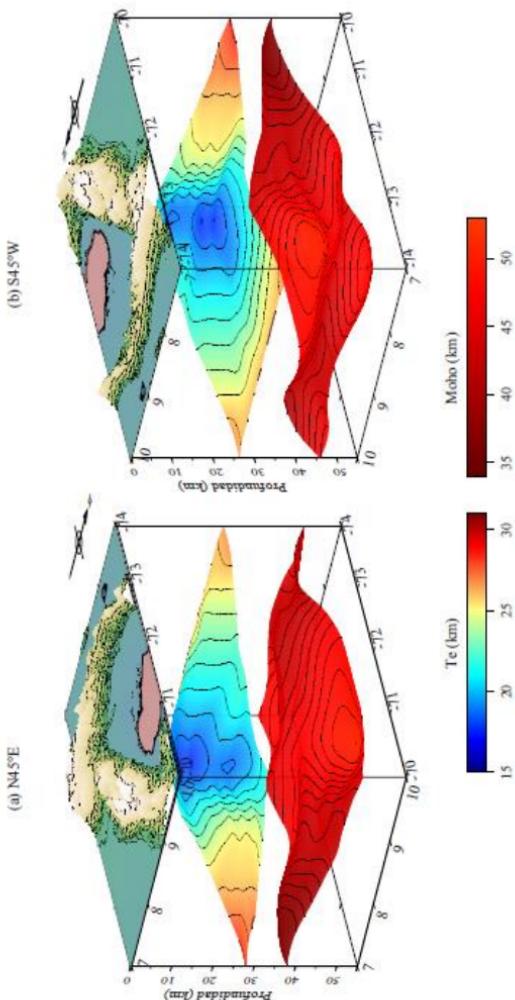


Fig. 5.10: Estructura cortical 3,D del bloque de Maracaibo mostrando, de arriba hacia abajo: topografía, espesor elástico y profundidad del Moho modelada a partir del mapa gravimétrico regional (Fig 5.4^a). (a) vista desde N45E. (b) vista desde S45W.

Como las cargas del bloque de Maracaibo tienen diferentes edades, discutiremos brevemente la flexión litosférica en función del tiempo. Con base en el modelo viscoelástico de la litósfera (Walcott, 1970), dos características son importantes: su edad y grosor (Watts, 2001). Cargas jóvenes se encuentran asociadas, por lo general, a altos valores de rigidez flexural, mientras que cargas antiguas tienden a producir valores bajos. Cargas anchas hacen que la litósfera se acerque más rápido a un estado hidrostático (modelo de isostasia de Airy) que una carga estrecha. Dentro del sistema flexural del bloque de Maracaibo, los Andes de Mérida pueden considerarse como una carga relativamente joven y estrecha que produce una flexión profunda y de corta longitud de onda sobre la litósfera. Estas circunstancias sugerirían que la rigidez flexural instantánea de la placa (y por lo tanto su espesor elástico) podrá encontrarse por debajo de los valores estándares para la litósfera continental. De hecho, no existe una relación simple entre la rigidez flexural instantánea, el espesor elástico y la edad de una carga (Watts, 2001). Por ello, no se puede directamente determinar cuánto de la subsidencia y la variación del espesor elástico es producido por la carga de los Andes de Mérida o cuánto es heredado de procesos anteriores.

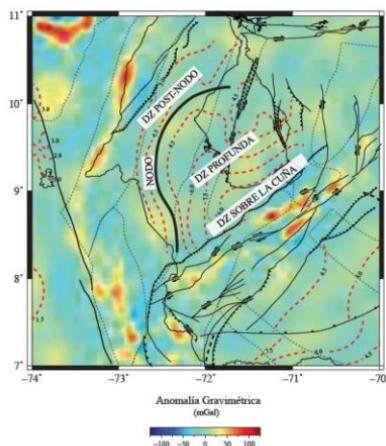


Fig. 5.11: Posición del nodo flexural y de las depozonas de la cuenca de Maracaibo sobre el mapa gravimétrico residual. El nodo flexural se localiza dentro de un conjunto de contornos de profundidad 4.5 km y se encuentra asociado a una anomalía residual positiva dentro de la cuenca.

5.6.1 Historia flexural del bloque de Maracaibo

Basados en los resultados de esta investigación y en interpretaciones previas de la evolución geodinámica del bloque de Maracaibo, sus orógenos y cuencas, se presenta un esquema de la historia de la región (Fig 5.12) con particular énfasis en los diferentes estados flexurales que han deformado esta microplaca:

- a. Originalmente, el bloque de Maracaibo era parte de la placa Suramericana. La litósfera probablemente tenía un gran espesor elástico y constante (>30 km), como sugieren estudios regionales de Suramérica (e.g. Watts et al., 1995; Stewart y Watts, 1997; Pérez-Gussinye, 2007).
- b. En el Jurásico tardío, la expansión entre Norteamérica y Suramérica creó el Protocaribe (e.g. Pindell y Barrett 1990) y un margen pasivo a lo largo del norte de Suramérica. Este proceso habría reducido el espesor elástico de la litósfera hacia el margen divergente. Eventualmente, la extensión sobre la litósfera creó una serie de grábenes y semigrábenes en la corteza (Parnaud et al., 1995); su formación debió haber debilitado la litósfera y reducido significativamente el espesor elástico cerca de estas estructuras, como fue sugerido por Audemard y Audemard (2002).
- c. Durante el Cretácico, se depositaron sedimentos sobre la plataforma continental causando subsidencia en la litósfera (Duerto, 1998). En el Maastrichtiano Tardío comenzó el levantamiento de la serranía de San Marta, lo que pudo haber afectado el espesor elástico de una forma desconocida. Durante este período, el equilibrio térmico en la litósfera produjo subsidencia en el bloque de Maracaibo, similar a los procesos descritos en la cordillera Oriental en Colombia (e.g. Sarmiento, 2002), seguramente reduciendo el espesor elástico.
- d. El primer estado de deformación flexural de la cuenca de Maracaibo estuvo asociado a la colisión del Gran Arco del Caribe con el norte de Venezuela, desde el Paleoceno hasta el Eoceno Temprano (Lugo y Mann, 1995). A lo largo de este período, algunos pedazos de este arco chocaron y sobrecorrieron el margen pasivo. Acortamiento debido a este proceso llevó al emplazamiento de las napas de Lara

(Stephan, 1985), lo que causó subsidencia en el noroccidente de Venezuela, reduciendo el espesor elástico en Suramérica, similar a la debilitamiento de la litósfera descrita en los Cárpatos del este (e.g. Artyushkov et al., 1996).

- e. El Oligoceno representa una etapa importante de orogénesis por el levantamiento de los Andes Colombianos y la serranía de Perijá, así como el segundo pulso del levantamiento de la serranía de Santa Marta. Los dos primeros se relacionan con la subducción de la placa de Nazca, mientras que el tercero con la subducción plana de la placa del Caribe (Kellogg, 1984; van der Hilst y Mann, 1994; Taboada et al., 2000). La subducción plana que empezó en el Noroeste durante este período pudo haber ayudado a soportar las cargas de la serranía de Santa Marta y Perijá. Es válido acotar que la estructura cortical de la serranía de Perijá no ha sido estudiada apropiadamente y, por lo tanto, en la reconstrucción aquí presentada se ha tomado la propuesta por Audemard y Audemard (2002).
- f. En el Mioceno Medio, esfuerzos producidos por la colisión del arco de Panamá con el norte de Suramérica forzaron la inversión de un graben jurásico, lo que llevó al levantamiento de los Andes de Mérida (e.g. Audemard y Audemard, 2002; Monod et al., 2010) e inició el proceso de subsidencia en la región, así como la creación del gran depocentro que se encuentra en el pie de monte norte de esta cadena montañosa (Audemard, 2003). La formación de la cuenca antepaís está registrada por fallas normales dentro de ella con un rumbo promedio de S37E (Castillo y Mann, 2006). La gran carga de los Andes de Mérida pudo haber reducido el espesor elástico en las cuencas contiguas y llevó a la formación del nodo flexural incipiente de la cuenca de Maracaibo.
- g. Finalmente, durante los últimos 5 Ma, la compresión generada por el arco de Panamá y la subducción de la cresta de Carnegie en la trinchera de Ecuador en el noroeste de Suramérica produjeron el escape del bloque de Maracaibo y del bloque de Bonaire (Egbue y Kellogg, 2010). Como ambos sobrecorren la placa del Caribe, se creó una subducción plana en el cinturón de deformación del Caribe sur (e.g Audemard, 2009). El levantamiento actual de los Andes de Mérida y de la serranía de Perijá es causado por la convergencia oblicua entre Suramérica y el bloque de Maracaibo y la transpresión

generada (Audemard y Audemard, 2002) afectando el sistema flexural de una manera desconocida.

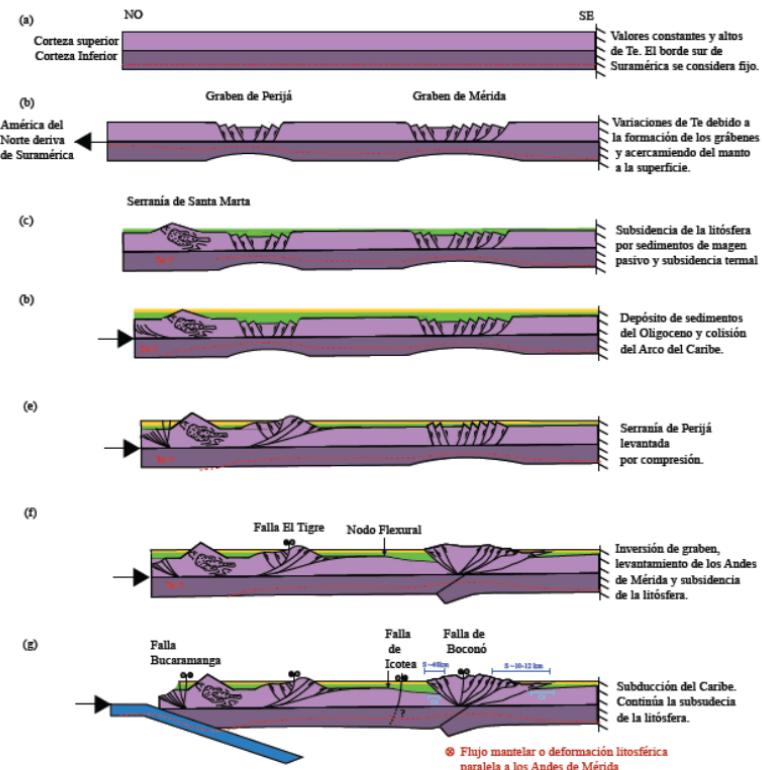


Fig. 5.12: Evolución geodinámica del bloque de Maracaibo, sus orógenos y cuencas, basada en las reconstrucciones propuestas por varios autores (ver texto para los detalles). La línea roja punteada representa las variaciones del espesor elástico a través del tiempo (sin escala vertical). La estructura de los Andes de Mérida se basa en los modelos de Monod et al. (2010) y Arnaiz-Rodríguez et al. (2011). La edad de las etapas se describe de la siguiente manera: (a) Pre-Jurásico, (b) Jurásico Tardío, (c) Cretáceo, (d) Paleoceno, (e) Oligoceno, (f) Mioceno Medio, (g) Plioceno. En la figura 5.12g, S representa el acortamiento y Ot el sobrecorrimento. Las flechas gruesas muestran la dirección del esfuerzo principal (compresión o extensión) y la flecha pequeña marca la posición del nodo flexural.

5.7 Conclusiones

El modelado numérico del complejo sistema de cargas dentro del bloque de Maracaibo ha permitido estimar las variaciones laterales del espesor elástico en la región. Al considerarlas, se pueden extraer las siguientes conclusiones:

1. El uso de una modelo numérico es válido para estimar las variaciones del espesor elástico de la litósfera continental. Este método es aplicable siempre y cuando las condiciones de borde y limitaciones expresadas por las ecuaciones sean cumplidas, y satisfagan las condiciones generales de la geología.
2. El espesor elástico en el área de estudio varía entre 30 y 18 km, con un valor medio de 23.7 km y una moda de 26 km. La orientación de los contornos del mapa de espesor elástico es aproximadamente N45R, similar a la de los Andes de Mérida, indicando que ésta es la carga más importante dentro del bloque de Maracaibo. Valores altos de esta propiedad (>26 km) se encuentran asociados a la serranía de Santa Marta y al escudo de Guayana deformado. Valores bajos (<20 km) coinciden con el sistema flexural Andes de Mérida-cuenca de Maracaibo. Los errores estimados varían entre ± 1.0 km y ± 2.5 km.
3. La configuración del basamento dentro de la cuenca de Maracaibo parece encontrarse controlada por los Andes de Mérida (que representan la mayor carga), la serranía de Perijá y los Andes Colombianos (que limitan la cuenca en su margen oeste).
4. El mapa de espesor elástico muestra que el contorno de 20 km tiene una orientación similar a la del sistema de fallas de Boconó; esto podría implicar que el límite mecánico y geodinámico entre el bloque de Maracaibo y la placa Suramericana se encuentra, en cierta forma, asociado a esta estructura, a pesar de que sea improbable que la falla desplace el Moho.
5. La serranía de Perijá no parece distorsionar el patrón de los contornos del mapa de espesor elástico y carece de una raíz

isostática. Pueden existir dos explicaciones para eso: (a) que esfuerzos horizontales derivados de la compresión e interacción de placas sostienen la carga de la serranía de Perijá, o (b) que la gran subsidencia de la litósfera causada por los Andes de Mérida fuerce al bloque de Maracaibo a inclinarse hacia el SE; esto causaría que el lado oeste del bloque se levantase, pero las serranías de Perijá y Santa Marta prevengan su levantamiento. Una mezcla de ambos procesos no puede ser descartada.

6. Varios contornos contiguos de 4.5 km de profundidad en el mapa de basamento de la cuenca de Maracaibo y una anomalía residual de Bouguer positiva dentro de la cuenca indican la posición del nodo de flexión. Este no presenta una expresión topográfica, lo que implica que la cuenca se encuentra en estado sobrelleñado. Más aún, la distancia entre el frente de corrimiento y el nodo de flexión respaldan los bajos valores de espesor elástico encontrados.
7. La serranía de Santa Marta presenta los valores de espesor elástico de la zona (de 26 a 30 km). Esto podría deberse a la convergencia de la placa Suramericana y la placa del Caribe, y al acoplamiento asociado a este proceso. Los procesos expuestos para la serranía de Perijá podrían jugar un papel importante en el equilibrio isostático en el que se encuentra la serranía de Santa Marta. Más aún, el hecho de que ésta se encuentre levantada lejos de las zonas afectadas por la formación de grábenes sugiere que los valores de espesor elástico no fueron afectados por procesos pre-orogénicos.
8. Al comprender la evolución geodinámica del bloque de Maracaibo, es claro que, a pesar de que los Andes de Mérida representen la carga más importante en el sistema, su orogénesis no es el único proceso que produjo los gradientes de espesor elásticos observados. En consecuencia, los valores del espesor elástico dentro de la cuenca de Maracaibo (de 24 a 18 km) son la respuesta a diferentes etapas en la evolución geodinámica de la región. En particular, la extensión sufrida en el Jurásico debilitó la litósfera. Subsecuentemente, el levantamiento de los Andes de Mérida sobre la litósfera débil del bloque de Maracaibo produjo la profunda cuenca de Maracaibo.

CAPÍTULO 6

LA LITÓSFERA DEL CARIBE ORIENTAL: CONCLUSIONES GENERALES Y RECOMENDACIONES

En el capítulo I se ha definido la litósfera como la sección rígida superior de la Tierra, que consta de la corteza y del manto superior. También se ha expuesto que la litósfera es una capa con propiedades mecánicas, termales y químicas distintas a la astenosfera, a la cual suprayace. El espesor de la litósfera, su composición química y propiedades físicas y mecánicas juegan un papel importante en la tectónica de placas (Niu et al., 2003). Por lo tanto, para entender la geodinámica de la placa del Caribe es preciso conocer su litósfera bajo estos parámetros. En general, la información expuesta y discutida en los capítulos II y III ha permitido inferir algunas propiedades mecánicas y el estado termal de la litósfera del Caribe oriental; los resultados obtenidos en los capítulos IV y V han permitido entender la labor de la placa del Caribe en la Geodinámica de la placa Suramericana. El objetivo del presente capítulo es discutir, conjuntamente, los resultados presentados en los capítulos antes referidos con el propósito tanto de comprender la importancia del espesor de la litosfera oceánica para el desarrollo de la placa del Caribe, como de conocer el papel que juega el *plateau* basáltico del Caribe en este contexto.

6.1 La evidencia

En el capítulo II se expuso la información sobre el flujo calórico y se determinó la profundidad de Curie y el estado termal del Caribe oriental. Al examinar los resultados relativos a la profundidad de Curie, se concluye que el Caribe oriental presenta un área extensa poco perturbada con un valor medio de 23 km; por lo tanto, la isoterma se encuentra localizada dentro del manto superior, lo cual indica que esta sección superior de la litósfera es magnética. Estos resultados son cónsonos con la afirmación de que el Caribe es una corteza oceánica termalmente estable con valores de flujo calórico promedio similares a los valores promedios del mundo (Epp et al., 1970). Adicionalmente,

nuestros resultados apoyan las observaciones de Ferré et al. (2014), quienes plantean que el manto superior pudiese ser magnético; contrario a la creencia de que el Moho representa un límite entre el material magnético de la corteza y el material amagnético del manto (Wasilewski et al., 1979). Dentro de la región estable del Caribe, se detectó una sección en la región sur-central de la cuenca de Venezuela caracterizada por ser una zona de profundidad de Curie somera con un valor mínimo de 17 km y un alto local de flujo calórico. Este fenómeno se encuentra posiblemente asociado o bien a la existencia de una región de corteza delgada o bien a procesos mantelares.

En el capítulo III se han analizado las características mecánicas (en función de la estructura de velocidades de ondas sísmicas) de la litósfera del Caribe. Los resultados de la tomografía de ruido ambiental del presente estudio confirman que la velocidad de ondas de corte del manto litosférico es significativamente menor (-5.6%) que el promedio global, lo cual es consistente con otros LIP alrededor del mundo (e.g Richardson et al., 2000; Schimmel et al., 2003). Esta información está acorde con los resultados presentados en tomografías mundiales donde la región del Caribe ha mostrado valores de velocidades de corte menores a los valores estándares para el mundo en los 100 km más someros de la región (e.g. Woodhouse y Dziewonski, 1984). El origen de esta baja velocidad podría ser tanto térmico como composicional. En particular, la presencia de esta anomalía pudiera ser explicada por la inclusión de material ígneo asociados a la formación del LIP Caribe. Una anomalía prominente de bajas velocidades en la sección noreste del área de estudio se encuentra posiblemente asociada a la cuña mantelar hidratada de la subducción de la litósfera Atlántico. Además, la presente investigación revela la existencia de un gradiente de bajas velocidades en el manto, lo que aquí ha sido interpretado como el límite litosfera- astenosfera, el cual no había sido detectado en estudios previos sobre la región (e.g. González et al., 2011), y cuyos valores de profundidad son similares con los presentados por Burgos et al. (2011), quienes estudiaron este límite a nivel mundial. En tal sentido, los resultados evidencian que la litósfera del Caribe oriental tiene un espesor anormalmente delgado, variando entre ~50 km en el noreste hasta más de ~70 km en el oeste y en el suroeste.

En el capítulo IV se procedió a investigar la sección del Caribe oriental que no podía ser cubierta por la tomografía de ruido ambiental: el arco de las Antillas Menores. Para ello se utilizó la técnica de funciones receptoras que, debido a la calidad del dato, no permitió el estudio de la sección litosférica completa, pero sí de la corteza del arco. En general, se pone de manifiesto que el espesor cortical en el arco varía entre 22 y 36.8 km. Los valores altos de espesor cortical se presentan, en su mayoría, en el frente oeste de la sección norte del arco, mientras que los valores bajos se localizan en el frente este de su sección norte y en la sección sur. Así pues, los valores obtenidos se encuentran dentro del rango reportado por Christenson et al. (2008), Sevilla et al. (2010), Weinzierl (2010), pero son menores que los observados por Boyton et al. (1979) en las proximidades de St. Vincent. La distribución de estos valores se encuentra relacionada con el hecho de que la litósfera oceánica del Atlántico subduce más rápido al norte de la falla de Tiburón que al sur. En la indagación realizada, por primera vez, se estimó el espesor cortical de Barbuda en 22 km, y el del prisma de Barbados en 35.1 km, lo que resulta igual al estimado por Westbrook (1975; 35 km). El radio de Poisson estimado a lo largo del arco varía entre 0.266 ($V_p/V_s=1.777$) y 0.3 ($V_p/V_s=1.870$). Los valores bajos (0.266 a 0.277) se encuentran inscritos en la sección del arco al sur de Guadalupe; los altos (0.280 a 0.300) se localizan al norte de esta isla. Los valores mayores (0.280) se encuentran asociados al origen máfico del arco, siendo los valores menores más consistentes con valores de corteza continental. Esta diferencia viene correlacionada con la existencia de un basamento de edad Mesozoica que se presenta en la sección norte del arco. Estos valores e interpretaciones son consistentes con los presentados por Sevilla et al. (2010) aunque, por primera vez, se presentan de una forma general para varias secciones del arco.

En el capítulo V se indagó sobre la situación mecánica de la litósfera del bloque de Maracaibo, bajo el cual subduce la placa del Caribe. En particular, interesa su situación flexural. El resultado apunta a que el espesor elástico dentro de este bloque varía entre 30 y 18 km, y que la orientación preferencial de los contornos del mapa de espesor elástico es similar a la de los Andes de Mérida. Las variaciones de este

espesor no habían sido previamente estimadas; sólo se poseían valores considerados a partir de modelos sencillos a ambos lados de los Andes de Mérida (Chacín et al., 2005; Arnaiz-Rodríguez et al., 2011). Los valores de espesor elástico mayores a 26 km están asociados a zonas ubicadas al sureste de la cuenca Barinas-Apure y a la serranía de Santa Marta. La presencia de la serranía de Perijá no parece distorsionar el mapa de espesor elástico calculado. Por lo tanto, se estima que ésta debe encontrarse en equilibrio dinámico, como fue previsto por Kellogg y Bonini (1982), lo que significa que su carga se encuentra sostenida parcialmente por la rigidez de la litósfera, y parcialmente por el sistema de esfuerzos compresivos al que está sometido el bloque de Maracaibo.

6.2 La interpretación

Según el modelo teórico de flujo termal en función de la edad de una litósfera oceánica (Turcotte y Schubert, 2007), el Caribe debería tener un flujo de unas 0.72 a $0.95 \text{ } \mu\text{cal cm}^{-2}\text{s}^{-1}$, pero su flujo promedio es mayor ($1.35 \text{ } \mu\text{cal cm}^{-2}\text{s}^{-1}$, Epp et al., 1970). Si se considera la ley de Fourier, el flujo calórico (q) para una placa viene definido por la ecuación 6.1:

$$q = k \frac{T_{Base} - T_{Superficie}}{l} \quad (\text{ec. 6.1})$$

donde l es el espesor litosférico y k representa un promedio de las propiedades térmicas de las rocas basálticas típicas de la corteza oceánica y las del manto superior. Entonces, se puede inferir que el manto astenosférico por debajo del Caribe, o incluso el manto litosférico, debe estar más caliente que lo esperado para un placa de su edad. Esta hipótesis encuentra respaldo en los datos tomográficos que muestran al Caribe como una región de anomalías de bajas velocidades, pues la velocidad de las ondas de corte es inversamente proporcional a la temperatura (Lliboutry, 2000; Fowler, 2005; Turcotte y Schubert, 2007). En concordancia con lo expuesto, la conclusión lógica de que el material mantelar debajo del Caribe se encuentra relativamente más

caliente al ser comparado con el de otras placas tectónicas pudiera interpretarse, a su vez, como un efecto remanente de la interacción de la litósfera caribeña con una pluma mantelar hace 90 y 76 Ma. No obstante, ésta sería una explicación poco probable, ya que las anomalías termales derivadas de este tipo de procesos (y las anomalías térmicas, en general) tienden a desaparecer completamente después de 20 Ma que la pluma ha cesado su actividad (e.g. Woods y Okal, 1996). En consecuencia, los valores de flujo calórico posiblemente se encuentran relacionados con el poco espesor litosférico encontrado en la parte oriental del Caribe, lo que ayuda a traer el calor de la astenosfera más cerca de la superficie y determina, por lo tanto, que la litósfera se caliente de forma más eficiente.

Existe una relación intrínseca entre el espesor de una litósfera oceánica y su edad. La litósfera del Caribe, con una edad estimada entre 120 y 140 Ma (Ghosh et al., 1984), debería tener un espesor de más de 100 km, según los modelos teóricos de McKenzie et al. (2005; Fig. 1.2). Según Burgos et al. (2011), la media aproximada del espesor es de 50 km y el máximo 80 km. Los resultados de las investigaciones realizadas apuntan a que la litósfera del Caribe oriental es anormalmente delgada, la cual varía entre ~50 km en el noreste hasta más de ~70 km en el oeste y en el suroeste. Por lo tanto, el espesor de la litósfera del Caribe es menor que el que corresponde a una litósfera de su edad. Considerando este espesor, la edad de la placa del Caribe debería ser aproximadamente de 40 Ma. Al igual que las anomalías termales y de velocidades, se puede atribuir esta situación a la afectación de una pluma mantelar, la cual habría calentado la litósfera dejándola altamente afectada y adelgazada después del cese de su actividad. Al respecto, la existencia de una litósfera delgada bajo las zonas afectadas por plumas mantelares es relativamente recurrente. Por ejemplo, Landes et al. (2007) reportaron una litósfera delgada bajo la provincia volcánica Británica del Terciario (*British Tertiary volcanic province*) y sugirieron que era evidencia de erosión producto de la interacción de la cabeza de la proto-pluma de Islandia con la litósfera.

Otra de las características del Caribe es su espesor cortical (Fig. 3.8). Su espesor anómalo es consecuencia del emplazamiento del LIP Caribe.

En tal sentido, este podría desempeñar otro papel importante en el equilibrio isostático de la placa del Caribe, el cual ha sido poco discutido en la literatura. Granja et al. (2005) señalan que la corteza del Caribe se encuentra en desequilibrio isostático, mientras que Arnaiz-Rodríguez y Garzón (2012) aseguran que algunas estructuras se encuentran en un equilibrio isostático parcial. El modelo de Airy de isostasia local podría corroborar esta última hipótesis (ec. 6.2). Si la profundidad promedio de la batimetría es de 3500 m, la densidad del agua de mar 1,03 g/cm³, la densidad del manto $\rho=3,2$ g/cm³ y la densidad del basalto $\rho=2,85$ g/cm³, entonces, se estima que la raíz teórica del Caribe es de aproximadamente 18 km. Este resultado se aproxima a los valores estimados por sísmica (Officer et al., 1959; Edgar et al., 1971; Houtz y Ludwig, 1977), y permiten comprobar que la litósfera del Caribe, o al menos su corteza, debe encontrarse parcialmente en equilibrio isostático.

$$\boxed{raíz = \frac{d(\rho_{corteza} - \rho_{agua})}{(\rho_{manto} - \rho_{corteza})} = \frac{3,5 \text{ km } (2,85 - 1,03)}{(3,2 - 2,85)} = 18,2 \text{ km}} \quad (\text{ec. 6.2})$$

6.3 Las implicaciones

Recapitulando, se podría definir la Placa Caribe como una placa con una litósfera relativamente caliente para su edad, adelgazada por su interacción con una pluma mantelar, y con una corteza engrosada por el emplazamiento del LIP Caribe, pero en un equilibrio isostático parcial. En consecuencia, podemos considerarla como una litósfera caliente y delgada, rica en hierro, con una corteza gruesa, la cual, al sustituir material mantelar, hace que la densidad promedio sea menor.

En un contexto de subducción, estas propiedades son cruciales para entender la dinámica entre las placas tectónicas, lo que depende directamente de su flotabilidad (Niu et al., 2003). En su límite occidental, la placa del Caribe entra en contacto con la placa de Cocos, la cual posee una litósfera mucho más delgada y es forzada a subducir bajo una litósfera más gruesa, la cual es difícil de subducir por su mayor espesor. En su borde norte, las litosferas tienen un espesor promedio similar, lo que podría explicar por qué se genera un límite transformante. En esta

misma zona, se localiza el sistema de expansión de la fosa de Caiman, cuya formación podría encontrarse asociada a la extensión de la litósfera termalmente afectada y debilitada por el sistema de esfuerzos allí presentes (DeMets y Wiggins-Grandison, 2007).

En su límite oriental y noroccidental, la placa del Caribe se encuentra con la litósfera relativamente fría y densa del Atlántico. Se ha caracterizado la litósfera del Caribe como una litósfera delgada, con velocidades de ondas de corte por debajo de los estándares mundiales y con un estado térmico elevado (comparado con otras litósferas oceánicas de su edad). Consecuentemente, esta litósfera, que es delgada y con una densidad menor a la de una placa oceánica normal, tiene más flotabilidad que una litósfera más joven. En este límite convergente se formó el arco de las Antillas Menores, el cual podría haberse generado sobre la corteza engrosada del Caribe (Sevilla et al., 2010).

El límite sur es el más complicado. Posee dos rasgos: una etapa de subducción al oeste y centro de la placa, y una etapa de transcurriencia al este. Del lado este, la zona de encuentro entre la Placa Caribe, la Suramericana y la Placa del Atlántico ha sido descrita como una compleja zona en la que la litósfera Suramericana es erosionada o removida parcialmente por la subducción de la litósfera del Atlántico dejando una litósfera delgada (Clark et al., 2008; Bezada et al., 2010). Es posible que ambas litosferas, aunque adelgazadas por diferentes procesos, tengan una flotabilidad similar, o que el sistema de esfuerzos en la zona (asociado al movimiento relativo entre las placas) no posea una componente normal al desplazamiento, que sea suficiente para iniciar el proceso de subducción. Por el contrario, desde el centro de Venezuela hasta el límite con Centro América, se ha descrito un sistema, en el cual la placa del Caribe se encuentra subduciendo bajo la litósfera Suramericana (Van der Hilst y Mann, 1994). Según van Benthem y Govers (2010), esta zona es la que experimenta los mayores esfuerzos entre la placa del Caribe y la placa Suramericana debido al movimiento relativo entre éstas y el escape de los bloques del noroccidente de Suramerica, los cuales sobrecorren la litósfera del Caribe. Es posible que el complejo sistema de esfuerzos en esta zona haya sido suficiente para iniciar el proceso de subducción de bajo ángulo en el cual la litósfera

menos densa sobre corre a la más densa. Se considera que es este campo de esfuerzos, derivado de la subducción de una litósfera delgada pero poco densa, lo que ayuda a mantener en equilibrio dinámico la carga de la serranía de Perijá. Adicionalmente, el acoplamiento entre las litósferas al norte del bloque de Maracaibo es responsable del aumento del espesor elástico que sostiene la carga de la serranía de Santa Marta.

Finalmente, podría extrapolarse esta interpretación del sistema geodinámico actual para concluir que la flotabilidad de la litósfera del Caribe, conferida por los eventos mantelares que llevaron a la formación del CLIP, ha jugado un papel importante en su desarrollo. En efecto, si la flotabilidad de la placa del Caribe es, en la actualidad, lo suficientemente alta como para impedir que sea subducida, es lógico pensar que hace 70 Ma era mayor, pues se encontraba relativamente más caliente que como se encuentra hoy en día (según la Ley de Enfriamiento de Newton). Por otra parte, si se considera que los sistemas de esfuerzos no fueron de mayor magnitud que los que hoy se presentan (independientemente del modelo de formación de la placa del Caribe), se explicaría la razón por la cual ha llegado a su porción actual sin ser destruida, pero sí deformada. Un ejemplo puntual de esto lo constituye la subducción de la placa de Farayon descrita por Pindell y Kennan (2009).

6.4. Conclusiones de la Investigación

Los resultados obtenidos en este estudio nos han permitido estudiar, de forma conjunta, las características térmicas y mecánicas de la litósfera del Caribe oriental. Al hacer una interpretación de los resultados presentados se llegó a las siguientes conclusiones:

1. El valor promedio de la profundidad de Curie para el escudo de Guayana es de 40 km. Este resultado es coherente con el comportamiento de una plataforma termalmente estable con un espesor cortical entre 40 y 45 km. Las variaciones laterales reportadas de la profundidad de Curie parecen estar relacionadas con las edades de las diferentes provincias dentro del Escudo. Las cuencas continentales en Venezuela tienen diferentes

comportamientos termales: (a) la cuenca de Maracaibo es una cuenca termalmente estable con valores normales de flujo calórico, y valores de profundidad de Curie similares a la profundidad de Moho; (b) la subcuenta de Guárico es una cuenca termalmente afectada con valores de alto flujo calórico, donde la profundidad de Curie es de 8 a 10 km más somera que la profundidad de Moho.

2. La profundidad de Curie en el Caribe oriental se caracteriza por tener una extensa área poco perturbada con un valor medio de 23 km. Por lo tanto, el manto superior se encuentra magnetizado. Esta región estable se caracteriza por poseer bajos valores de flujo calórico relacionados con la corteza engrosada del Caribe. Una zona de profundidad de Curie somera se localiza dentro de la cuenca de Venezuela alcanzando un valor mínimo de 17 km. Este fenómeno revela que la litósfera del Caribe tiene un estado termal diferente al esperado para una placa de su edad posiblemente asociado a su espesor litosférico.
3. La litósfera del Caribe presenta una estructura de velocidades S anómala con respecto a las litósferas oceánicas normales del mundo. La velocidad de ondas de corte del manto litosférico es significativamente menor (-5.6%) que el promedio global, lo cual es consistente con las realizadas bajo otros LIP alrededor del mundo. El origen de esta baja velocidad se encuentra relacionado directamente con la composición del manto. Se ha interpretado que la presencia de material ígneo en el manto litosférico, asociados a la interacción de la litósfera con una pluma mantelar, explica, de forma satisfactoria, estas anomalías de velocidad. En general, no se puede descartar que un estado termal ligeramente elevado contribuya a la existencia de velocidades negativas de manera secundaria.
4. El Caribe oriental tiene una litósfera anormalmente delgada, la cual varía entre ~50 km en el noreste hasta más de ~70 km en el oeste y en el suroeste. La corteza gruesa que la caracteriza, con una litósfera anormalmente delgada y rica en hierro, ocasiona que la litósfera de la placa del Caribe sea moderadamente flotante. Esto origina que sea subducida bajo la placa Suramericana en un proceso de bajo ángulo, y sobreorra

la litósfera oceánica del Atlántico en la zona de subducción de las Antillas menores.

5. Los valores de la profundidad de Moho del arco de las Antillas Menores varían entre 22 y 36.8 km, con una media de 29 km y errores estadísticos entre 0.8 y 2.1 km con un valor medio de 1.5 km. Los valores altos de espesor cortical se presentan, en su mayoría, en el frente oeste de la sección norte del arco, mientras que los valores bajos se localizan en el frente este de su sección norte y en su sección sur. La distribución de los valores dentro del arco de las Antillas Menores se encuentra principalmente asociada a la dualidad de situaciones geodinámicas al norte y al sur del sistema de falla de Tiburón donde, al norte, la litósfera oceánica subduce más rápido que al sur.
6. El radio de Poisson estimado a lo largo del arco varía entre 0.266 ($V_p/V_s=1.777$) y 0.3 ($V_p/V_s=1.870$). Los valores bajos (0.266 a 0.277) se encuentran inscritos en la sección del arco al sur de Guadalupe, mientras que los altos (0.280 a 0.300) se localizan al norte de esta isla. Los valores relativamente altos (>0.280) son, en general, consistentes con un origen máfico de arco de islas y la presencia de rocas gabroicas en la corteza, mientras que los valores menores son más consistentes con valores de corteza continental. Esta diferencia viene asociada a la existencia de un basamento de edad mesozoica que se presenta en la sección norte del arco, lo que explica los resultados en función de una diferencia composicional de la corteza interior, como se ha podido corroborar a través de un modelado gravimétrico.
7. El espesor elástico en el área de estudio varía entre 30 y 18 km, con un valor medio de 23.7 km y una moda de 26 km. La orientación de los contornos del mapa de espesor elástico es aproximadamente N45R, similar a la de los Andes de Mérida, indicando que ésta es la carga más importante dentro del bloque de Maracaibo que controla la configuración del basamento. La serranía de Perijá no parece distorsionar el patrón de los contornos del mapa de espesor elástico y carece de una raíz isostática, por lo tanto, debe encontrarse en algún tipo de equilibrio dinámico. La serranía de Santa Marta presenta los

- mayores valores de espesor elástico de la zona (de 26 a 30 km), lo cual podría deberse al acoplamiento asociado a la subducción plana del Caribe bajo Suramérica.
8. La evolución geodinámica del bloque de Maracaibo revela que la configuración del basamento y su estado actual representan la respuesta a diferentes etapas. Particularmente, la extensión sufrida en el Jurásico y el rápido levantamiento de los Andes de Mérida representan las etapas más importantes de esta evolución.

Referencias

- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B. y Carneiro C. D. R. (2000). The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50(1), 77-111.
- Ammon, C. J. (1991). The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 2504-2510.
- Anand, S. P., Rajaram, M., Singh, K. H. y Purucker, M. E. (2010). Satellite derived Curie Isotherm Map of the Indian Sub-continent. DCS-DST News (2-6). Disponible:http://core2.gsfc.nasa.gov/research/purucker/anand_dcs_india_curi_e_2010.pdf [Consulta: 2015, Enero 5]
- Arkani-Hamed, J. (1991). Thermoremanent magnetization of the oceanic lithosphere inferred from a thermal evolution model: Implications for the source of marine magnetic anomalies. *Tectonophysics*, 192, 81-96.
- Arkani-Hamed, J., Strangway, D. W. (1986). Effective magnetic susceptibility of the oceanic upper mantle derived from MAGSAT data. *Geophysical Research Letters*, 13 (10), 999-1002.
- Arnaiz-Rodríguez, M. S. y Garzón, Y. (2012). Anomalías gravimétricas del Caribe. *Interciencias*, 37(3), 172-182.
- Arnaiz-Rodriguez, M. S. y Orihuela, N. (2013). Curie point depth in Venezuela and the Eastern Caribbean. *Tectonophysics*, 590, 38-51.

- Arnaiz-Rodríguez, M. S., Rodríguez-Millán, I. y Audemard, F. (2011). Análisis gravimétrico y flexural del occidente de Venezuela. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28, 420-443.
- Artemieva, I. M. (2006). Global $1^\circ \times 1^\circ$ thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics*, 416, 245-277.
- Artyushkov, E. V., Baer, M. A. y Mörner, N. A. (1996). The East-Carpathians: indications of phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland. *Tectonophysics*, 262, 101-132.
- Audemard, F. A. (1993). Néotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuela (Système de failles d'Oca-Ancón). Doctorat These, *Université Montpellier II*, France.
- Audemard, F. A. (2003). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International*, 101-102, 43-65.
- Audemard, F. A. (2009). Key Issues on the Post-Mesozoic Southern Caribbean Plate Boundary. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 569-586.
- Audemard, F. A., Singer, A., Soulás, J. y The Neotectonics Section of the Funvisis Earth Sciences Department (2006). Quaternary Faults and Stress Regime of Venezuela. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4). Disponible: http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0004-48222006000400004&lng=es&nrm=iso [Consulta: 2015, Enero 05]
- Audemard, F. A., Machette, M. N., Cox, J. W., Dart, R. L. y Haller, K. M., (2000). Map and Database of Quaternary Faults in Venezuela and its Offshore Regions. Denver, Colorado: U.S. Dept. of the Interior/ U.S. Geological Survey/ International Lithosphere Program Task Group II-2.
- Audemard, F. A., Romero, G., Rendon, H. y Cano, V. (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews*, 69(3-4), 181-233.
- Audemard, F. E. y Audemard, F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1-4), 299-327.

- Audemard, F. E. (1991). *Tectonics of Western Venezuela*. Doctor of Philosophy thesis, Rice University, Houston-Texas.
- Banerjee, B., Subba Rao, P.B.V., Gautam Gupta, Joseph, E.J. y Singh, B.P. (1998). Results from a magnetic survey and geomagnetic depth sounding in the post- eruption phase of the Barren Island volcano. *Earth Planets Space*, 50, 327-338.
- Bansal, A. R., Gabriel, G. y Dimri, V. P. (2010). Depth to the bottom of magnetic sources in Germany. *8th Biennial international Conference & Exposition on Petroleum Geophysics*, p.129. Disponible: <http://www.spgindia.org/2010/129.pdf> [Consulta: 2015, Enero 05]
- Bektas, Ö., Ravat, D., Büyüksaraç, A., Bilim, F. y Ateş, A. (2007). Regional Geothermal Characterisation of East Anatolia from Aeromagnetic, Heat Flow and Gravity Data. *Pure and Applied Geophysics*, 164(5), 975-998.
- Bellizzia, A., Pimentel, N. (1994). Terreno Mérida: Un cinturón alóctono Herciniano en la Cordillera de Los Andes de Venezuela. *V Simposio Bolívarano Exploración Petrolera, Cuenca Subandina, Puerto La Cruz, Memoria*, 271-299.
- Beltrán, N. C. (1994). Trazas activas y síntesis neotectónica de Venezuela a escala 1:72 000000. *Proceedings VII Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas, 541- 547.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M. y Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169, 1239-1260.
- Bezada, M. J., Schmitz, M., Jácome, M. I., Rodríguez, J., Audemard, F. e Izarra, C. y The BOLIVAR Active Seismic Working Group. (2008). Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *Journal of Geodynamics* 45, 191-200.
- Bezada, M. J., Levander A. y Schmandt, B. (2010). Subduction in the southern Caribbean: Images from finite frequency P wave tomography. *Journal of Geophysical Research*, 115, B12333. doi:10.1029/2010JB007682

- Bezada, M. J., Magnani, M. B., Zelt, C. A. Schmitz, M. y Levander, A. (2010). The Caribbean-South American plate boundary at 65W: results from wide-angle seismic data, *Journal of Geophysical Research*, 115 (B08402). doi:10.1029/2009JB007070
- Bhattacharyya, B. K. y Leu, L. K. (1975). Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. *Journal of Geophysical Research*, 80(32), 4461-4465.
- Bilim, F. (2007). Investigations into the tectonic lineaments and thermal structure of Kutahya-Denizli region, western Anatolia, from using aeromagnetic, gravity and seismological data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 165(3-4), 135-146.
- Blackwell, D. D. (1971). The thermal structure of the continental crust. En J. G. Heacock (Editor), *The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust, Monograph 14* (169-184). Washington D. C: American Geophysical Union.
- Blakely, R. J. (1988). Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 93,11817-11832.
- Blakely, R. J., Brocher T.M., y Wells R.E. (2005). Subduction-zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle. *Geology* 33, 445-448.
- Bodine, J. H. (1981). *Numerical computation of plate flexure in marine geophysics*. Technical Report 1. New York: Lamont Doherty Geological Observatory of Columbia University.
- Bokelmann, G. y Silver, P. (2002). Shear stress at the base of shield lithosphere. *Geophysical Research Letters*, 29(23). doi:10.1029/2002GL015925
- Bosch, M. (1997). P wave velocity tomography of the Venezuelan region from local arrival times. *Journal of Geophysical Research*, 102(B3), 5455-5472.
- Bouysse, P. (1979). Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles. *Bulletin des Recherches Géologiques et Minières*, 3(4),185-210.
- Bouysse, P. (1984). The Lesser Antilles island arc: structure and geodynamic evolution. En B. Biju-Duval, J. C. Moore et al., *Initial*

- Reports of the Deep Sea Drilling Project 78A* (83-103). Washington: U.S. Govt. Printing Office.
- 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. y Westercamp, D. (1988). Effets de la subduction de rides océaniques sur l'évolution d'un arc insulaire: l'exemple des Petites Antilles. *Geol. Fr.*, 2/3, 3- 38.
- Bouysse, P., Westercamp, D. y Andreieff, P. (1990). The Lesser Antilles island arc. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*, 110, 29-44.
- Boynton, C. H., Westbrook, G. K., Bott, M. H. P. y Long, R. E. (1979). A seismic refraction investigation of crustal structure beneath the Lesser Antilles arc. *Geophysical Journal International*, 58(2), 371-393.
- Bryan, S. E. y Ernst, R. E. (2007). Revised Definition of Large Igneous Province (LIPs). *Earth Science Reviews*, 86(1-4), 175-202. doi: 10.1016/j.earscirev.2007.08.008
- Burgos, G., Montagner, J., Beucler, E., Trampert, J., Ritzwoller, M.H., Capdeville, Y. y Shapiro, N. M. (2011). Proxies of Lithosphere/Asthenosphere Boundary from global surface wave tomography. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2011*, abstract #DI41A-2050. Disponible: <http://adsabs.harvard.edu/abs/2011AGUFMDI41A2050B> [Consulta: 2015, Enero 05]
- Burke, K. (1988). Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 201-230.
- Byerly, P. E. y Stolt, R. H. (1977). An attempt to define the Curie point isotherm in northern and central Arizona. *Geophysics*, 42 (7), 1394-1400.
- Campos-Enriquez, J. O., Arroyo-Esquivel, M.A. y Urrutia-Fucugauchi, J. (1990). Basement, Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data. *Tectonophysics*, 172(1-2), 77-90.
- Cardona, A., Valencia, V., Reiners, P., Duque, J., Montes, C., Niculescu, S., Ojeda, G. y Cruz, J. (2008). *Cenozoic Exhumation of the Sierra Nevada De Santa Marta, Colombia: Implications on the*

- Interactions Between the Caribbean and South American Plate [Abstracts].* 2008 Joint Meeting of The Geological Society of America, Houston, Texas
- Cardozo, N. (2009). *flex3dv.* [on-line]. Disponible: <http://www.ux.uis.no/~nestor/Public/flex3dv.zip>
- Castillo, M. V., Mann P. (2006). Cretaceous to Holocene structural and stratigraphic development in south Lake Maracaibo, Venezuela, inferred from well and three-dimensional seismic data. *AAPG Bulletin, 90,* 529-564.
- Cerón-Abril, J. (2008). *Crustal Structure Of The Colombian Caribbean Basin And Margins.* Ph.D. thesis, University of South Carolina.
- Ceron, J., Kellogg, J. y Ojeda, G. (2007). Basin configuration of the northwestern South America-Caribbean margin from recent geophysical data. *Ciencia, Tecnologia y Futuro* (Bucaramanga, Colombia), 3(3), 25-49.
- Chacín, L., Jácome M., Izarra, C. (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics, 405 (1-4),* 155-167.
- Chang, M. K. (2008). *Gravity and aeromagnetic modelling of the Longmenshan fold- and-thrust belt, SW China.* Master of Philosophy Thesis, The University of Hong Kong, Hong Kong.
- Chiozzi, P., Matsushima, J., Okubo, Y., Pasquale, V. y Verdoya, M. (2005). Curie- point Depth form spectral analysis of magnetic data in central-southern Europe. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 152(4),* 267-276.
- Christensen, D. B. (2009). *Reflection Image Of The Eastern Montserrat Crust, Montserrat, West Indies.* Msc. Thesis, Department of Earth and Environmental Science, New Mexico Institute of Mining and Technology.
- Christeson, G. L., Mann, P., Escalona, P. y Aitken, T. J. (2008). Crustal structure of the Caribbean-northeastern South America arc continent collision zone. *Journal of Geophysical Research, 113,* B08104. doi:10.1029/2007JB005373, 2008
- Christofferson, E. (1973). Linear Magnetic Anomalies in the Colombia Basin, Central Caribbean Sea. *Geological Society of America Bulletin, v. 84 (10),* 3217-3230.

- Chun-Feng, L., Bing, C. y ZuYi, Z. (2009). Deep crustal structures of eastern China and adjacent seas revealed by magnetic data. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 52(7), 984-993. doi:10.1007/s11430-009-0096-x.
- Clark, S. A., Zelt, C.A., Magnani, M.B. y Levander, A. (2008). Characterizing the Caribbean-South American plate boundary at 64 degrees W using wide angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 113(B7). doi:10.1029/2007JB005329
- Clark, S. C., Frey, H. y Thomas, H. H. (1985). Satellite magnetic anomalies over subduction zones: The Aleutian Arc anomaly. *Geophysical Research Letters*, 12, 41-44.
- Clark, T. F., Korgen, B. J. y Best, D. M. (1978). Heat flow in the Eastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research* 83, 5883-5891. doi.org/10.1029/JB083iB12p05883
- Clayton, R. W., y Wiggins, R. A. (1976). Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 47(1), 151-177.
- Coffin, M. F. y Eldholm, O. (1994). Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, 32, 1-36.
- Coles, R. L. (1976). A flexible iterative magnetic anomaly interpretation technique using multiple rectangular prisms. *Geoexploration*, 14(2), 125-141.
- Colletta, B., Roure, F., de Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H. y Gou, Y. (1997). Tectonic inheritance, crustal architecture and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics*, 16(5), 777-794.
- Connard, G., Couch, R. y Gemperle, M. (1983). Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in Central Oregon. *Geophysics*, 48(3), 376-390.
- CORPOVEN (1989). *Mapas de Anomalías Magnéticas de Venezuela*. Escala 1:500000. Caracas: Autor.
- Cox, K. C. (1991). A superplume in the mantle. *Nature* 352, 564-565.
- Davis, D. M. y Hussong, D. M. (1983). Geothermal observations during Deep Sea Drilling Project LEG 78A. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (593-598). Washington D. C: U. S. Government.

- De Cizancourt, H. (1933). Tectonic structure of northern Andes in Colombia and Venezuela. *AAPG Bulletin*, 17, 211-228.
- De Toni, B. y Kellogg, J. N. (1993). Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics*, 12(6), 1393-1409.
- Debayle E., Kennett, B. L. N y Priestley, K. (2005). Global azimuthal anisotropy and the unique plate-motion deformation of Australia. *Nature*, 433, 509-512.
- Debayle, E. y Kennett, B. L. N. (2000). Anisotropy in the Australasian upper mantle from Love and Rayleigh waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters*, 184(1), 339-351.
- DeCelles, P. G. (2012). Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings. En C. Busby y A. Azor Pérez (Editores), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* (405-426). Chichester, West Sussex, UK: Blackwell Publishing Ltd.
- DeCelles, P. G. y Giles, K. A. (1996). Foreland basin systems. *Basin Research*, 8, 105-123.
- DeMets C. y Wiggins-Grandison, M. (2007) Deformation of Jamaica and motion of the Gonâve microplate from GPS and seismic data. *Geophysical Journal International*, 168, 362-378.
- Di Croce, J. (1995). Eastern Venezuela Basin: Sequence stratigraphy and structural evolution. Doctor of Philosophy thesis, Rice University, Houston, Texas.
- Diebold, J., Driscoll, N., Abrams, L., Buhl, E., Donnelly, T., Laine, E., Leroy, S. y Toy, A. (1999). New insights on the formation of the Caribbean basalt province revealed by multichannel seismic images of volcanic structures in the Venezuelan Basin. En P. Mann (Editor), *Sedimentary Basins of the World. Caribbean Basins* (561-589). Amsterdam: Elsevier.
- Dimitriadis, K., Tselentis, G. A. y Thanassoulas, K. (1987). A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source-depth estimation. *Computers & Geoscience*, 13(5), 549-560.
- Ditmar, P. G. y Yanovskaya, T. B. (1987). A generalization of the Backus-Gilbert method for estimation of lateral variations of surface wave velocity. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth, Acad. Sci. USSR*, 23(6), 470-477.

- Doglioni C., Harabaglia P., Merlini S., Mongelli F., Peccerillo A. y Piromallo C. (1999). Orogenes and slabs vs their direction of subduction. *Earth Science Reviews*, 45, 167-208.
- Dolmaz, M. N., Hisarli, Z. M., Ustaömer, T. y Orbay, N. (2005). Curie point depths based on spectrum analysis of aeromagnetic data, West Anatolian extensional province, Turkey. *Pure Applied Geophysics*, 162, 571-590.
- Donnelly, T. W. (1964). Evolution of Eastern Greater Antillean Island Arc. *Bulletin of The American Association Of Petroleum Geologists*, 48 (5), 680-696.
- Doser, D. I. y Kanamori, H. (1986). Depth of seismicity in the Imperial Valley región (1977-1983) and its relationship to heat flow, crustal structure and the October 15, 1979 earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 91(B1), 675-688.
- Dougan, T. W. (1972). Origen y metamorfismo de las gneises de Imataca y Los Indios, rocas precámbricas de la región de Los Indios - El Pilar, Estado Bolívar, Venezuela. *Boletín Geológico, Publicación Especial*, 5(3), 1337- 1548.
- Duerto L., Escalona, A. y Mann, P. (2006). Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 90, 505-528.
- Duerto, L. (1998). Principales zonas triangulares de Venezuela. M.Sc. thesis, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Duncan, R. A. y Hargreaves, R. B. (1984). Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. En W.E. Bonini, R.B. Hargraves, R. Shagam, (Editores). *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. Geological Society of America Memoir, 162, 81-94.
- Dunlop, D. J. y Prevot, M. (1982). Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks. *Geophysical Journal International*, 69, 763-802.
- Eaton, D. W., Darbyshire, F., Evans, R.L., Grütter, H. Jones, A.G. y Yuan, X. (2009). The elusive lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons. *Lithos*, 109, 1-22.
- Ebbing J., Gernigon L., Pascal, C. y Haase, C. (2007). Structural and thermal control on the depth to bottom of magnetic sources - A case

- study from the mid- Norwegian margin (1-4) *EGM 2007 International Workshop, Joint interpretation of EM, Grav, Mag and seismic data.*
- Edgar, N., Ewing, J. y Hennion, J. (1971). Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea. *AAPG Bulletin* 55, 823-870.
- Efron, B., y Tibshirani, R. (1986). Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and other measures of statistical accuracy. *Statistical Science*, 1, 54-75.
- Egbue, O. y Kellogg, J. (2010). Pleistocene to Present North Andean “escape”, *Tectonophysics*, 489(1-4), 248-257. doi: 10.1016/j.tecto.2010.04.021
- Elming, S. y Torne, A. (1976). The blue road geotraverse: A magnetic ground Survey and the interpretation of magnetic anomalies. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar* 98, 264-270. doi.org/10.1080/11035897609454379
- Epp, D., Grim, P. J. y Langseth, M. G., (1970). Heat flow in the Caribbean and Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 75(29), 5655-5669. doi: 10.1029/JB075i029p05655
- Eppelbaum L. V. y Pilchin A. N. (2006). Methodology of Curie discontinuity map development for regions with low thermal characteristics: An example from Israel. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4), 536-551.
- Erlich, R., Macsotay, O., Nederbragt, A., Lorente, M. (1999). Palaeocology, palaeogeography and depositional environments of Upper Cretaceous rocks of western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153(1-4), 203-238.
- Escobar, I. A., Rodríguez, I. (1995). Interpretación geofísica integrada de un transecto NW-SE a través de Los Andes venezolanos. Ponencia presentada en el I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 273-276.
- Espinosa-Cerdeña, J. M. y Campos-Enriquez J. O. (2008). Curie point depth from spectral analysis of aeromagnetic data from Cerro Prieto geothermal area, Baja California, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(4), 601-609.
- Feo-Codecido, G., Smith, F. D. Jr., Aboud, N., Di Giacomo, E. (1984). Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins. En W.E. Bonini, R.B., Hargraves, R. Shagam, (Editores). *The*

- Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics* (175-187). Geological Society of America Memoir 162.
- Ferré, E. C., Friedman, S. A., Martín-Hernández, F., Feinberg, J. M., Till, J. L., Ionov, D. A. y Conder, J. A (2014). Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic. *Tectonophysics*, 624-625(11), pp. 3-14. doi:10.1016/j.tecto.2014.01.004
- Fernández, D. (2004). *Análisis de la Cuenca Oriental de Venezuela a partir de información de pozos*. Trabajo Especial de Grado no publicado, Ingeniería Geofísica, Universidad Simon Bolívar, Caracas.
- Fischer, K. M., Ford, H. A., Abt, D. L. y Rychert, C. A. (2010). The Lithosphere- Asthenosphere Boundary. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38(1), 551-575.
- Folinsbee, R. A. (1972). The gravity field and plate boundaries in Venezuela. Ph.D thesis. *Mass. Inst. Techn. y Woods Hole Oceanog. Inst.*, USA.
- Fox, P. J., Schreiber, E. y Heezen, B. C. (1971). *Tectonophysics*, 12(2), 89-109. doi.org/10.1016/0040-1951(71)90011-4
- Fowler, C. M. R. (2005). *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. New York: Cambridge University Press.
- French, C. D., Schenk, C. J. (2004). *Map showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of the Caribbean Region*. U.S. Geological Survey Open-File Report 97-470-K, 1 map. [CD-ROM]. [on-line]. Disponible: <http://pubs.usgs.gov/of/1997/ofr-97-470/OF97-470K/>
- Frey, H. (1985). Magsat and POGO magnetic anomalies over the Lord Howe Rise: evidence against a simple continental crustal structure. *Journal of Geophysical Research*, 90, 2631-2639.
- Freymueller, J. T., Kellogg, J. N. y Vega, V. (1993). Plate motions in the North Andean region. *Journal of Geophysical Research*, 98(B12), 21853-21863.
- Gaherty, J. B. y Jordan, T. H. (1995). Lehmann Discontinuity as the base of an anisotropic layer beneath continents. *Science*, 268(5216), 1468-1471.
- Garrity, C. P., Hackley, P. C., Urbani, P. F. y Geological Survey (U.S.). (2004). Digital shaded-relief map of Venezuela [Recurso electrónico]. Reston, Va: U.S. Geological Survey.

- Geosoft Inc. (2007). Oasis Montaj [Plataforma integrada para la exploración de la Tierra]. Disponible: <http://www.geosoft.com/products/oasis5montaj>.
- Ghosh, N., Hall, S. A. y Casey, J. F. (1984). Seafloor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin. En W. E. Bonini, R. B. Hargraves y R. Shagam (Editores), *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics* (65-80). Geological Society of America Memoir 162.
- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F. y Vaccaro, C. (2002). The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolite units and kinematic evolution. *Lithos*, 63(1-2), 19-40. doi:10.1016/S0024-4937(02)00120-2.
- Giunta, G., Beccaluva, L. y Siena, F. (2006). Caribbean Plate margin evolution: constraints and current problems. *Geologica Acta*, 4(1-2), 265-277.
- Godey, S., Snieder, R., Villaseñor, A. y Benz, H. M. (2003). Surface wave tomography of North America and the Caribbean using global and regional broad-band networks: phase velocity maps and limitations of ray theory. *Geophysical Journal International* 152(3), 620-632.
- González de Juana, C. (1952). Introducción al estudio de la geología de Venezuela. *Boletín de Geología (Caracas)* 2(5), 311-330.
- Gonzalez, O. F., Alvarez, J. L., Moreno, B. y Panza, G. F. (2011). S-Wave Velocities of the Lithosphere-Asthenosphere System in the Caribbean Region. *Pure and applied Geophysics*, 169(1-2), 101-122. DOI 10.1007/s00024-011-0321-3.
- Grand, S. P. (2002). Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 360 (1800), 2475-2491.
- Granja, J. (2005). Geodinámica del borde noreste de la placa Caribe. Trabajo de investigación de Tercer Ciclo. Programa de Doctorado. *Universidad Complutense de Madrid*, Madrid.
- Guedez, M. (2007). *Crustal structure across the Caribbean-South American plate boundary at 70W: Results from seismic refraction and reflection data*. Master of Arts thesis, Rice Univ., Houston, Texas.

- Hall, D. H. (1974). Long-wavelength aeromagnetic anomalies and deep crustal magnetization in Manitoba and northwestern Ontario, Canada. *Journal of Geophysical Research*, 40, 403-430.
- Hamza, V. M. y Muñoz, M. (1996). Heat flow map of South America. *Geothermics* 25 (6), 599-646.
- Harrison, C. G. A. (1976). Magnetization of the oceanic crust. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 47, 257-283.
- Harrison, C. G. A. y Carle, H. M. (1981). Intermediate wavelength magnetic anomalies over ocean basins. *Journal of Geophysical Research*, 86(B12), 11585-11599.
- Hastie, A. R. y. Kerr, A. C (2010). Mantle plume or slab window?: physical and geochemical constraints on the origin of the Caribbean oceanic plateau. *Earth- Science Reviews*, 98, 283-293.
- Hernández, M. (2006). *Modelado numérico termal 1D de la Cuenca Oriental de Venezuela*. Trabajo Especial de Grado no publicado, Ingeniería Geofísica, Universidad Simon Bolívar, Caracas.
- Herrmann R. B., y Ammon, C. J. (2002). Computer programs in seismology: *Surface waves, receiver functions and crustal structure* (Version 3.30) [Algoritmo computacional] Disponible: <http://www.eas.slu.edu/eqc/eqccps.html> [Consulta: 2015, Enero 5]
- Hirth, G. y Kohlstedt, D. L. (1996). Water in oceanic upper mantle: Implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(196), 93-108, doi:10.1016/0012- 821X(96)00154-9.
- Houtz, R. E. y Ludwig, W. J. (1977). Structure of Colombia Basin, Caribbean Sea, from profiler-sonobuoy measurements. *Journal of Geophysical Research*, 82 (30), 4861-4867.
- Huang S. (1996). *The Determination of Lithospheric Rheology and Long-Term Interplate Coupling in Japan: Finite Element Modeling*. PhD thesis, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, Virginia.
- Ito, G. y van Keken, P. E. (2007). Hotspots and melting anomalies. En G. Shubert y D. Bercovici (Editores), *Treatise on Geophysics* (371-436). Amsterdam: Elsevier.
- James, K. H. (2002). A discussion of arguments for and against the far-field origin of the Caribbean Plate, finding for an in-situ origin. *16th Caribbean Geological Conference, Barbados*, Abstracts, 89.

- James, K. H. (2005). Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate and arguments for an in situ origin. *Caribbean Journal of Earth Sciences*, 39, 47-67.
- Johnson, B. D. (1985). Viscous remanent magnetization model for the Broken Ridge Satellite Magnetic Anomaly. *Journal of Geophysical Research*, 90(B3), 2640-2646.
- Jordan, T. E. (1995). Retroarc foreland and related basins. En C. J. Busby y R. V. Ingersoll (Editores), *Tectonics of Sedimentary Basins* (pp. 331-362). Oxford: Blackwell Science.
- Kanasewich, E. R. (1973). *Time Sequence Analysis in Geophysics*. Edmonton, AB: University of Alberta Press.
- Kaniuth K., Drewes, H., Stuber, K., Tremel, H., Hernandez, N., Hoyer, M., Wildermann, E., Kahle, H. G., Geiger, A. y Straub, C. (1999). Position changes due to recent crustal deformations along the Caribbean - South American plate boundary derived from the CASA GPS Project. XXII General Assembly of International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), Birmingham, U. K. *Poster at Symposium G1 of International Association of Geodesy*.
- Karner, G. D. y Watts, A. B. (1983). Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research*, 88(B12), 10449-10477.
- 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.
- Kellogg, J. N. (1984). Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela- Colombia, and adjacent basins. En W. E. Bonini, R. B. Hargraves, y R. Shagam (Editores), *The Caribbean-South America Plate Boundary and Regional Tectonics*. *Geological Society of America Memoir*, 162, 239-261.
- Kellogg, J. y Vega V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. *Special Paper-Geological Society of America*, 295, 75-90.
- Kellogg, J. N. y Bonini, W. E. (1982). Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics*, 1, 251-276.

- Kennett B. L. N., Engdahl, E. R. y Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the earth from travel times. *Geophysical Journal International*, 122(1), 108-124.
- Kennett, B. L. N. y Widjiantoro, S. (1999). A low seismic wavespeed anomaly beneath northwestern India: a seismic signature of the Deccan Plume?. *Earth and Planetary Science Letters*, 165, 145-155.
- Kent, D. V., Honnorez, B. M., Opdyke, N. D. y Fox, P. J. (1978). Magnetic properties of dredged oceanic gabbros and the source of marine magnetic anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 5, 513-537.
- Kerr, A. C. (1994). Lithospheric thinning during the evolution of continental large igneous provinces: A case study from the North Atlantic Tertiary province. *Geology*, 22(11), 1027-1030.
- Kittel, C. (1996). *Introduction to Solid State Physics* (7ma. Ed), New York: John Wiley & Sons.
- Klosko, E. R., Russo, R. M., Okal, E. A y Richardson, W. P. (2001). Evidence for a rheologically strong chemical mantle root beneath the Ontong-Java Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 186, 347-361.
- Kopp, H., Weinzierl, W., Bécel, A., Charvis, P., Evain, M., Flueh, E. R., Gailler, A., Galvé, A., Hirn, A., Kandilarov, A., Klaeschen, D., Laigle, M., Papenberg, C., Planert, L., Roux, E., Trail y Thales teams (2011). Deep structure of the central Lesser Antilles island arc: relevance for the formation of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 304, 121-134.
- Korenaga, J. y Karato, S. (2008). A new analysis of experimental data on olivine rheology. *Journal of Geophysical Research*, 113(B2). doi:10.1029/2007JB005100.
- Krutikhovskaya, Z .A. y Pashkevich. I. K. (1977). Magnetic model for the earth's crust under the Ukrainian Shield. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 14(12), 2718-2728.
- Ladd, J. W. y Watkins J. S. (1980). Seismic stratigraphy of the Western Venezuela Basin. *Marine Geology*, 35(1-3), 21-41.
- Laigle, M., Hirn, A., Sapin, M., Bécel, A., Charvis, P., Flueh, E., Diaz, J., Lebrun, J.- F., Gesret, A., Raffaele, R., Galvé, A., Evain, M., Ruiz, M., Kopp, H., Bayrakci, G., Weinzierl, W., Hello, Y., Lépine, J.-C., Viodé, J.-P., Sachpaz, M., Gallart, J., Kissling, L. y Nicolich, R.

- (2013). Seismic structure and activity of the north-central Lesser Antilles subduction zone from an integrated approach: Similarities with the Tohoku forearc. *Tectonophysics*, 603, 1-20.
- Landes, M., Ritter, J. R. R y Readman, P. W. (2007). Proto-Iceland plume caused thinning of Irish lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(1-2), 32-40. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.12.003>
- Langseth, M. G. y von Herzen, R. P. (1970). Heat flow through the floors of the world oceans. En A. E. Maxwell (Editor), *The Sea 4, I* (299-352). New York: Wiley Interscience.
- Langston, C. A. (1977). Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(3), 713-724.
- Larson, R. L. (1991). Latest pulse of earth: evidence for mid-Cretaceous superplume. *Geology* 19, 547-550.
- Laske G. y Masters, G. (1997). A Global Digital Map of Sediment Thickness. *EOS Trans. AGU*, 78, F483. Disponible: <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/sediment.html#refs>.
- Levander A. y Niu, F. (2003). *Receiver-function imaging of the crustal and mantle structure beneath South Africa: a comparison of stacking and migration*. American Geophysical Union, Fall Meeting 2003, abstract #S51A-07.
- Levander, A., Schmitz, M., Avé Lallement, H. G., Zelt, C.A., Sawyer, D. S., Magnani, M. B., Mann, P., Christeson, G., Wright, J., Pavlis, D. y Pindell, J. (2006). Evolution of the Southern Caribbean Plate Boundary. *EOS*, 87(9), 97-100.
- Levander, A., Niu, F., Miller, M. S., Zhai, Y. y Liu, K. (2003). USAArray Receiver Function Images of the Lithosphere in the Western U.S. *EOS Trans.*, 88.
- Levshin, A. L. y Ritzwoller y M. H. (2001). Automated detection, extraction, and measurement of regional surface waves. *Pure and Applied Geophysics*, 158, 1531-1545.
- Li, H., Su, W., Wang, C. Y., Huang, Z. y Lv, Z. (2010). Ambient noise Love wave tomography in the eastern margin of the Tibetan plateau. *Tectonophysics*, 491 (1-4), 194-204. doi:10.1016/j.tecto.2009.12.018.

- Lin, F. C., Ritzwoller, M. H. y Shapiro, N. M. (2006). Is ambient noise tomography across ocean basins possible? *Geophysical Research Letters*, 33(L14304). doi:10.1029/2006GL026610.
- Lliboutry, L. (2000). *Quantitative Geophysics and Geology*. Cornwall, UK: Editorial Springer. 480 pp.
- Lowes, F. (2007). Geomagnetics spectrum, spatial. En D. Gubbins y E. Herrero- Bervera, (Editores), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism* (pp. 350-353). Springer: Dordrecht, The Netherlands.
- Lugo, J. y Mann, P. (1995). Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. En A. Tankard, S. Suarez y H. Welsink (Editores), *Petroleum basins of South America* (699-725). AAPG Memoir 62.
- Maden, N. (2009). Crustal Thermal Properties of the Central Pontides (Northern Turkey) Deduced from Spectral Analysis of Magnetic Data. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18, 383-392.
- Magnani, M. B., Zelt, C.A., Levander, A. y 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, 1-23.
- Manea M. y Manea V. C. (2010). Curie Point Depth Estimates and Correlation with Subduction in Mexico. *Pure and Applied Geophysics* 186(8-9), 1489-1499, doi: 10.1007/s00024-010-0238-2
- Mann, P. y Taira, A. (2004). Global tectonic significance of the Solomon Islands and Ontong Java Plateau convergent zone. *Tectonophysics*, 389(3-4), 137-190. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.024>.
- Mann, P. y Burke, K. (1984). Neotectonics of the Caribbean. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 22(4), 309-362.
- Mann, P., Escalona, A., Castillo, V. (2006). Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela. *AAPG Bulletin*, 90(4), 445-477.
- Masy, J., Niu, F., Levander, A. y Schmitz, M. (2011). Mantle flow beneath northwestern Venezuela: Seismic evidence for a deep origin of the Merida Andes. *Earth Planetary Science Letters*, 305, 396-404, doi:10.1016/j.epsl.2011.03.024.
- Mauffret, A. y Leroy, S. (1997). Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283, 61-104.

- Maus, S. (2010a). An ellipsoidal harmonic representation of Earth's lithospheric magnetic field to degree and order 720. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11 (6), <http://dx.doi.org/10.1029/2010GC003026>.
- Maus, S. (2010b). *Enhanced Magnetic Model (EMM2010)*. Disponible: <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/EMM/> [Consulta: 2015, Enero 7].
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosh, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Dostaler, F., Fairhead, J. D., Finn, C., von Frese, R. R. B., Gaina, C., Golynsky, S., Kucks, R., Luhr, H., Milligan, P., Mogren, S., Muller, R. D., Olesen, O., Pilkington, M., Saltus, R., Schreckenberger, B., Thébault, E. y Tontini, F. C. (2009). EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(8), Q08005, doi:10.1029/2009GC002471
- Mayhew, M. A. y Galliher, S. G. (1982). An equivalent layer magnetization model for the United States derived from MAGSAT data. *Geophysical Research Letters*, 9(4), 311-313.
- Mayhew, M. A. (1985). Curie isotherm surface inferred from high-altitude magnetic anomaly data. *Journal of Geophysical Research*, 90, 2647-2654.
- McKenzie, D. P., Jackson, J. A. y Priestley, K. F. (2005). Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth Planetary Science Letters*, 233, 337-349. doi:ISSN 0012-821X
- Medina, O. (2009). *Estimación de espesor elástico efectivo de la litosfera en zonas de cuencas antepaís: Cuenca Barinas - Apure*. Trabajo de Grado (Magíster), Universidad Simón Bolívar.
- Mendoza, V. (1977). Evolución tectónica del Escudo de Guayana. En Congreso Latinoamericano de Geología II, Caracas, Noviembre 1973, Memoria, *Boletín Geológico, Publicación Especial*, 7(3), 2237- 2270.
- Meschede, M. y Frisch, W. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophys.* 296 (3-4), 269-291.
- Miller, M. S., Levander, A., Niu, F. y Li, A. (2009). Upper mantle structure beneath the Caribbean-South American plate boundary

- from surface wave tomography. *Journal of Geophysical Research*, 114(B01312), doi:10.1029/2007JB005507.
- Miyazaki, Y. (1991). Analysis of potential data over Long Valley, California; 2 mapping of Curie isothermal depth from aeromagnetic anomalies. *Buturi-tansa (Geophysical Exploration)* 44, 289-310.
- Monod, B., Dhont, D., y Hervouët, Y. (2010). Orogenic float of the Venezuelan Andes. *Tectonophysics*, 490(1-2), 123-135, doi: 10.1016/j.tecto.2010.04.036.
- Mooney W. D. y Vidale, J. E. (2003). Thermal and chemical variations in subcrustal cratonic lithosphere: evidence from crustal isostasy. *Lithos*, 71, 185-193.
- Muirhead, K. J. (1968). Eliminating false alarms when detecting seismic events automatically. *Nature*, 217, 533-534.
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C. y Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4), Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.
- Niu, F., Levander, A., Cooper, C. M., Aeolus Lee, C. T., Lenardic, A. y James, D. E. (2004). Seismic constraints on the depth and composition of the mantle keel beneath the Kaapvaal craton. *Earth Planetary Science Letters*, 224, 337-346.
- Niu, F. y James, D. E. (2002). Fine structure of the lowermost crust beneath the Kaapvaal craton and its implications for crustal formation and evolution. *Earth Planetary Science Letters*, 200, 121-130.
- Niu, F. y Kawakatsu, H. (1998). Determination of the absolute depths of the mantle transition zone discontinuities beneath China: Effect of stagnant slabs on mantle transition zone discontinuities. *Earth Planets Space*, 50, 965-975.
- Niu, F., Bravo, T., Pavlis, G., Vermon, F., Rendon, H., Bezada, M. y Levander, A. (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela. *Journal of Geophysical Research*, 112(B11308). doi:10.1029/2006JB004802.
- Niu, Y., O'Hara, M. J. y Pearce, J. A. (2003). Initiation of subduction zones as a consequence of lateral compositional buoyancy contrast

- within the lithosphere: a Petrological Perspective. *Journal of Petrology*, 44(5), 851-866.
- Nwankwo, L. I., Olasehinde, P. I. y Akoshile, C. O. (2009). An attempt to estimate the Curie-point isotherm depths in the Nupe Basin, West Central Nigeria. *Global Journal of Pure Applied Sciences*, 15(3-4), 427-433.
- Nwobgo, P. O. (1998). Spectral Prediction of Magnetic Source Depths from Simple Numerical Models. *Computers and Geosciences*, 24(9), 847-852.
- Nyblade, A. A. y Pollack, H. N. (1993). A global analysis of heat flow from Precambrian terrains: implications for the thermal structure of Archean and Proterozoic lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 98(B7), 12207-12218.
- Obayashi M., Yoshimitsu, J. y Fukao, Y. (2009). Tearing of stagnant slab. *Science* 324, 1173-1175.
- Officer, C. B., Ewing, J. I., Hennion, J. F., Harkinder, D. G., y Miller, D. E. (1959). Geophysical investigations in the eastern Caribbean: summary of the 1955 and 1956 cruises. En C.H. Ahrens, F. Press, K. Rankama, S.K. Runcorn (Editores), *Physics and Chemistry of the Earth* 3 (17-109). London: Pergamon Press.
- Okubo, Y., Tsu, H. y Ogawa, K. (1989). Estimation of Curie point temperature and geothermal structure of island arcs of Japan. *Tectonophysics*, 159(3-4), 279-290.
- Onwuemesi, A. G. (1997). One-dimensional spectral analysis of aeromagnetic anomalies and curie depth isotherm in the Anambra basin of Nigeria. *Journal of Geodynamics* 23(2), 95-107.
- Orihuela Guevara, N., García. A. y Arnaiz-Rodríguez, M. (2012). Magnetic anomalies in the Eastern Caribbean. *International Journal of Earth Sciences*, 102, 591-604. doi 10.1007/s00531-012-0828-6
- Ostos, M., Yoris, F. y Avé Lallement, H. G. (2005). Overview of the southeast Caribbean-South American plate boundary zone. En: H. G. Avé Lallement y V. B. Sisson, (Editores), *Caribbean-South American Plate Interactions, Venezuela* (53- 89). Geological Society of America Special Paper 394.
- Pandey, O. P., Chandrakala K., Reddy, P .R. y Koti Reddy, G. (2009). Structure, tectonics and thermal state of the lithosphere beneath

- Intraplate seismic region of Latur, Central India: An appraisal. *Journal of Geological Society of India*, 73, 457-468.
- Parnaud, F., Gou, Y., Pascual, J. C., Truskowski, I., Gallango, O. y Passalacqua, H. (1995). Petroleum geology of the Central Part of the Eastern Venezuela Basin. En A. J. Tankard, R. Suarez, H. J. Welsink, (Editores), *M62: Petroleum Basins of South America* (741-756) American Association of Petroleum Geologists, AAPG Special Volumes, Memoir 62.
- Pennington, W. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 86, 10753-10770.
- Pérez de Armas, J. (2005). Tectonic and thermal history of the western Serranía del Interior foreland fold and thrust belt and Guárico basin, north-central Venezuela: Implications of new apatite fission-track analysis and seismic interpretation. *Geological Society of America, Special Paper*, 394, 271- 314.
- Pérez-Gussinyé, M., Lowry, A. R. y Watts, A. B. (2007). Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(5). doi:10.1029/2006GC001511, 2007.
- Phinney, E. J., Mann, P., Coffin, M. F. y. Shipley, T. H. (2004). Sequence stratigraphy, structural style, and age of deformation of the Malatia accretionary prism (Solomon arc-Ontong Java Plateau convergent zone). *Tectonophysics*, 389, 221-246.
- Pindell, J. L. y Kennan, L. (2001). Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. Proceeding of Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM). *Foundation, 21st Annual Research Conference. Petroleum Systems of Deep-Water Basins*, 193-220.
- Pindell, J. L. y Barrett, S. F. (1990). Geological evolution of the Caribbean regions: A plate tectonic perspective. En G. Dengo, J. E. Case (Editores). *The Caribbean region. The Geology of North America, v. H* (405-432). Boulder, Colorado: Geological Society of America.
- Pindell, J. L. y Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. En K. James, M. A. Lorente, J. Pindell,

- (Editores.), *The geology and evolution of the region between North and South America* (1-55). Geological Society of London, Special Publication, 328.
- Pindell, J.L., Kennan, L., Stanek, K.P., Maresch, W. V. y Draper, G. (2006). Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta*, 4(1-2), 303-341.
- Pollack, H. N., Hurter, S. J. y Johnson, J. R. (1993). Heat loss flow from the earth's interior: analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics*, 31(3), 267-280.
- Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A .I. M., Hebeda, E. H., Verdumen, E. A. Th. y Verschure, R.H. (1973). Age of the Precambrian Roraima Formation in northeastern South America: Evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic rocks in Suriname. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1677-1684.
- Priestley, K. y McKenzie, D. (2006). The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(1-2), 285-301.
- Rajaram, M., Anand, S. P., Hemant, K. y Purucker, M. E. (2009). Curie Isotherm map of Indian subcontinent from satellite and aeromagnetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 281(3-4), 147-158.
- Raymond, C. A. y LaBrecque, J. L. (1987). Magnetization of oceanic crust: thermoremanent magnetization or Chemicals remanent magnetization? *Journal of Geophysical Research*, 92(B8), 8077-8088.
- Reading, A., Kennett, B. L. N. y Sambridge, M. (2003). Improved inversion for seismic structure using transformed, S-wave vector receiver functions: Removing the effect of the free surface. *Geophysical Reseach Letters*, 30(19), doi:10.1029/2003GL018090.
- Regan, R. D., Marsh, B. D. (1982). The Bangui magnetic anomaly: Its geological origin. *Journal of Geophysical Research*, 87(B2), 1107-1120.
- Révillon, S., Hallot, E., Arndt, N., Chauvel, C. y Duncan, R. (2000). A complex History of the Caribbean Plateau: petrology, geochemistry, and geochronology of the Beata Ridge, South Hispaniola. *The Journal of Geology*, 108, 641-661.

- Richardson, W. P., Okal, E. A. y Van der Lee, S. (2000). Rayleigh Wave Tomography of the Ontong-Java Plateau. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 118, 29-51
- Riddihough, R. P. (1972). Regional magnetic anomalies and geology in Fennoscandia: a discussion. *Canadian Journal of Earth and Sciences*, 9(3), 219-232.
- Ritsema, J., Deuss, A., van Heijst, H. J. y Woodhouse, J. H. (2011). S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltimes and normal-mode splitting function measurements. *Geophysical Journal International*, 184(3), 1223-1236.
- Rogers, R. D., Kárason, H. y van der Hilst, R. D. (2002). Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America. *Geology*, 30(11), 1031-1034.
- Ruder, M. E., Alexander, S. S. (1986). Magsat equivalent source anomalies over the southeastern United States: implications for crustal magnetization. *Earth and Planetary Science Letters*, 78, 33-43.
- Ruiz F., Introcaso, A. (2004). Curie Point Depth beneath Precordillera Cuyana and Sierras Pampeanas obtained from spectral analysis of magnetic anomalies. *Gondwana Research*, 7(4), 1133-1142.
- Saltus, R.W. y Hudson, T. L. (2007). Regional magnetic anomalies, crustal strength, and the location of the northern Cordilleran fold and thrust belt. *Geology*, 35(6), 567-570, doi 10.1130/G23470A.1.
- Sandwell, D. T. y Smith, W. H. F. (2009). Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: ridge segmentation versus spreading rate. *Journal of Geophysical Research*, 114(B0141), doi:10.1029/2008JB006008.
- Santos, J. O. S., Potter, P. E., Reis, N. J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., McNaughton, N.J. (2003). Age, source and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 115, 331-348.
- Sarmiento, L. F. (2002). Relationships between stratigraphy, deformation and thermal history in sedimentary basins. Impact of geodynamic concepts in petroleum exploration. *CT&F - Ciencia, Tecnología y Futuro*, 2(3), 7-21.

- Schenetzler, C. C. (1985). An estimation of continental crust magnetization and susceptibility from Magsat data for the conterminous United States. *Journal of Geophysical Research*, 90(B3), 2617-2620.
- Schimmel, M., Assumpção, M. y Vandercar, J. C. (2003). Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4), 1978-2012, doi:10.1029/2001JB000187.
- Schmerr N. (2011, Sept, 19th). Imaging the lithosphere-asthenosphere boundary beneath an oceanic plate: A sharp interface at upwellings [Conferencia] The Lithosphere-Asthenosphere Boundary EarthScope Institute, Portland Oregon. Disponible: http://www.earthscope.org/assets/uploads/events/2_2_LAB_Schmer_r.pdf [Consulta: 2015, Enero 4]
- Schmitz, M., Orihuela, N. D., Klarica, S., Gil, E., Levander, A., Audemard, F. A., Mazuera, F. y Avila, J. (2013). T23B-08: Lithospheric scale model of Merida Andes, Venezuela (GIAME Project). Poster presentado en AGU-Meeting of the Americas, Cancún, Abstract T23B-08.
- Schmitz, M., Avila, J., Bezada, M., Vieira, E., Yáñez, M., Levander, A., Zelt, C. A., Jácome, M. I., Magnani, M. B. y The BOLIVAR active seismic working group. (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, 459(1-4), 14-26, doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.072.
- Schmitz, M., Chalbaud, D., Castillo, J. e Izarra, C. (2002). The crustal structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data. *Tectonophysics*, 345 (1-4), 103-118.
- Schubert, C. E. y Peter, G. (1974). Heat flow northeast of Guadeloupe Island, Lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research*, 79 (14), 2139-2140.
- Sebai, A., Stutzmann, E., Montagner, J., Sicilia, D. y Beucler, E. (2006). Anisotropic structure of the African upper mantle from Rayleigh and Love wave tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 155(1-2), 48-62.
- Segawa, J. y Oshima, S. (1975). Buried Mesozoic volcanic-plutonic fronts of the north-western Pacific island arcs and their tectonic implications. *Nature*, 256, 15-19. doi:10.1038/256015a0

- Selim, E. S. y Aboud, E. (2012). Determination of sedimentary cover and structural trends in the Central Sinai area using gravity and magnetic data analysis. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43(1), 193-206.
- Sevilla W. I., Ammon, C. J., Voight B. y De Angelis, S. (2010). Crustal Structure beneath the Montserrat region of the Lesser Antilles island arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(6), doi: 10.1029/2010GC003048.
- Sharma, S. R., Poornachandra Rao, G. V. S., Rao., V. K. (2006). Heat Flow, Curie Depth and Composition of Lower Crust Beneath the Indian Shield. En Wing- Huen Ip (Editor), *Advances in Geosciences, Volume 1: Solid Earth* (189-195). Singapore: World Scientific Co.
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to Seismology* (2nd. Ed.). Cambridge University Press, Cambridge. 396 p.
- Sheriff, R. (2002). *Encyclopedic dictionary of applied geophysics*. Geophysical Reference Series No. 13 (4 edición). Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists.
- Shive, P. N., Blakely, R. J., Frost, B. R. y Fountain D. M. (1992). Magnetic Properties of the lower continental crust. En D.M. Fountain, R. Arculus y R. W. Kay (Editores), *Continental Lower Crust, Developments in Geotectonics* 23 (145-199). Amsterdam: Elsevier.
- Shuey, R. T., Schellinger, D. K., Tripp, A. C. y Alley, L. B. (1977). Curie depth determination from aeromagnetic spectra. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 50(1), 75-101.
- Shuey, R. T., Schellinger, D. K., Johnson, E. H. y Alley, L. B. (1974). Aeromagnetics and the transition between the Colorado Plateau and Basin Range Provinces. *Geology*, 1(3), 107-110.
- Sinton, C., Duncan, R. A., Storey, M., Lewis, J. y Estrada, J. J. (1998). An oceanic flood basalt province within the Caribbean Plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 155(3-4), 221-235.
- Sisson, V., Avé Lallement, H. G., Ostos, M., Blythe, A. E., Snee, L. W., Copeland, P., Wright, J. E., Donelick, R. A. y Guth, L. R. (2005). Overview of radiometric ages in three allochthonous belts of northern Venezuela: Old ones, new ones, and their impact on regional geology. *Geological Society of America, Special Papers*, 394, 91-117.

- Smith, P. (1975). *Temas de Geofísica*. España: Editorial Reverte.
- Sleep N.H. (2005). Evolution of the continental lithosphere. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 33: 369-393.
- Smith, R. B., Shuey, R. T., Freidline, R. O., Otis, R. M. y Alley, L. B. (1974). Yellowstone hot spot: new magnetic and seismic evidence. *Geology*, 2, 451-455.
- Smith, W. H. F. y Sandwell, D. T. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277, 1957-1962.
- Smithson, S. B., Brewer, J., Kaufman, S., Oliver, J. y Hurich, C., (1978). Nature of the Wind River thrust, Wyoming, from COCORP deep-reflection data and from gravity data. *Geology*, 6, 648-652.
- Sousa, J., Rodríguez, J., Giraldo, C., Rodríguez, I., Audemard, F. A. y Alezones, R. (2005). *An integrated geological-geophysical profile across northwestern Venezuela*. En Sixth International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, Spain, 689-692.
- Spector, A. y Grant, F. S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293-302.
- Stampolidis, A. y Tsokas, G. N. (2002). Curie Ponti Depths of Macedonia and Thrace, N. Greece. *Pure applied Geophysics*, 159, 2659-2671.
- Stephan, J. F. (1985). Andes et chain Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela). En *Evolution géodinamique. Symposium Geodynamique des Caraïbes* (505-529). Paris: éditions Technip.
- Stewart, J. y Watts, A. B. (1997). Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research*, 102, 5327-5352.
- Stixrude, L. y Jeanloz, R. (2007). Constraints on seismic models from other disciplines - Constraints from mineral physics on seismological models. En G. Shubert (Editor), *Treatise on Geophysics*, 1 (775-803). Amsterdam: Elsevier.
- Sykes, L. R. y Ewing, M. (1965). The Seismicity of the Caribbean region. *Journal of Geophysical Research*, 70, 5065-5074.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J. y Rivera, C. (2000). Geodynamic of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 787-813.

- Talukdar, S. C. y Colvée, G. P. (1974). Geología y Estratigrafía del área meseta de El Viejo-Cerro Danto. Territorio Federal Amazonas. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos* 9(2), 21-41.
- Tamanyu, S., Sato T. y Kato, M. (2006). Subsurface thermal and hydrothermal characterization based on geothermal resources map, drill hole thermal gradients, Curie point depth and hypocenter distribution - Examples of Tohoku district, Japan. *Journal of Geochemical Exploration*, 89(1-3), 389-393.
- Tanaka, A. e Ishikawa, Y. (2005). Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: The Japanese islands case study. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152, 257-266.
- Tanaka, A., Okubo, Y. y Matsubayashi, O. (1999). Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306, 461-470.
- Tatsumi, Y. (1989). Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 94(4), 4697-4707.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. y Nesbitt, R. W. (1986). Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high- pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 293-309.
- Taylor, B. y Hayes, D. E. (1983). Origin and history of the South China Sea Basin. En D.E. Hayes (Editor), *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands, Part 2* (23-56.). AGU, Geophysical Monograph Series.
- Toft, P. B. y Haggerty, S. E. (1988). Limiting depth of magnetization in Cratonic lithosphere. *Geophysical Research Letters*, 15, 530-533.
- Trifonova, P., Zhelev, Z., Petrova, T. y Bojadzieva, K. (2009). Curie point depth of Bulgarian territory inferred from geomagnetic observations and its correlation with regional thermal structure and seismicity. *Tectonophysics*, 473, 362-374.
- Tsokas G. N., Hansen, R. O. y Fytikas, M. (1998). Curie Point Depth of the Island of Crete (Greece). *Pure and applied geophysics*, 152, 747-757.

- Turcotte, D. L. y Schubert, G. (2007). *Geodynamics* (2da. ed.). Cambridge University Press, New York, p. 456.
- Urbani F. (1991). *Geotermia en Venezuela. Geos*, 31, 1-347.
- van Benthem, S. y Govers, R. (2010). The Caribbean plate: Pulled, pushed, or dragged? *Journal of Geophysical Research*, 115, B10409, doi:10.1029/2009JB006950.
- van Benthem, S., Govers, R., Spakman, W. y Wortel, R. (2013). Tectonic evolution and mantle structure of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 118, 3019-3036, doi:10.1002/jgrb.50235.
- van der Hilst, R. D. y Spakman, W. (1989). Importance of the reference model in linearized tomography and images of subduction below the Caribbean Plate, *Geophysical Research Letters*, 16, 1093-1096.
- van der Hilst, R. D. y Mann, P. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, 22, 451-454.
- Ventsel, E. y Krauthammer, T. (2001). *Thin Plates and Shells: Theory. Analysis and Applications*. New York: M. Dekker INC, 666 pp.
- Villaseñor, A., Yang, Y., Ritzwoller, M. H. y Gallart, J. (2007). Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: implications for shallow seismic structure. *Geophysical Research Letters*, 34(11), doi:10.1029/2007GL30164.
- Vinnik, L. P. (1977). Detection of waves converted from P to SV in the mantle. *Physics of the Earth Planetary Interiors*, 15, 39-45.
- Wadge, G. y Shepherd, J. B. (1984). Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 71, 297-304.
- Waff, H. S. (1974). Theoretical considerations of electrical conductivity in a partially molten mantle and implications for geothermometry. *Journal of Geophysical Research*, 79, 4003-4010.
- Walcott, R. I. (1970). Flexural rigidity, thickness, and viscosity of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 75, 3941-3954.
- Wasilewski, P., Thomas, H., Mayhew, M. (1979). The Moho as a magnetic boundary. *Geophysical Research Letters*, 6, 541-544.
- Wasilewski, P. J. y Mayhew, M. A. (1992). The moho as a magnetic boundary revisited. *Geophysical Research Letters*, 19, 2259-2262, doi:10.1029/92GL01997.

- Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge: Oxford University Press.
- Watts, A.B ., Lamb, S., Fairhead, J. D. y Dewey, J. F. (1995). Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 134, 9-21.
- Watts, A. B., ten Brink, U., Buhl, P. y Brocher, T. (1985). A multi-channel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian-Emperor seamount chain. *Nature*, 315, 105-111.
- Weinzierl, W. (2010). *Crustal structure of the central Lesser Antilles island arc: seismic near-vertical and wide-angle profiling*. Dissertation Doktorgrades, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Der Christian-Albrechts- Universität Zu Kiel.
- Westbrook, G. K. (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, 201-237.
- Westbrook, G. K. (1982). The Barbados Ridge Complex: tectonics of a mature fore- arc system. En J. K Leggett (Editor), *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins* (275-290). London: Geological Society of London/Special Publications/Blackwell Scientific Publications.
- Woodhouse, J. H. y Dziewonski, A. M. (1984). Mapping the upper mantle: Three dimensional modeling of earth structure by inversion of seismic waveforms. *Journal of Geophysical Research*, 89, 5953-5986.
- Woods M. T. y Okal, E. A. (1996). Rayleigh-wave dispersion along the Hawaiian Swell: A test of lithospheric thinning by thermal rejuvenation at a hotspot, *Geophysical Journal International*, 125, 325-339.
- Wright, J. y Wyld, S. (2010). Late Cretaceous subduction initiation on the eastern margin of the Caribbean-Colombian Oceanic Plateau: One Great Arc of the Caribbean (?). *Geosphere* 2(7), 468-493, doi: 10.1130/GES00577.1
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Levshin, A. L. y Shapiro, N. M. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe, *Geophysical Journal International*, 168(1), 259-274, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03203.x.

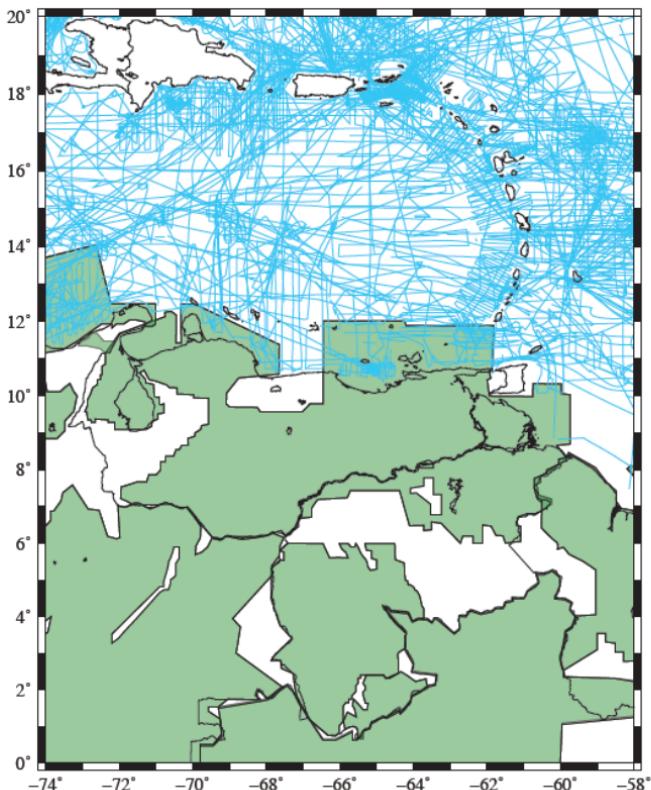
- Yano, Y., Tsu, K., Ogawa, H. y Okubo, Y. (1982). Curie point depth in the Japan Sea (in Japanese). *Abstract of the 66th Society of Exploration Geophysicists of Japan*, 59.
- Yanovskaya, T. B., Antonova, L. M y Kozhevnikov, V. M (2000). Lateral variations of the upper mantle structure in Eurasia from group velocities of surface waves. *Physics of the Earth Planetary Interiors*, 122(1-2), 19-32.
- Yao, H., van der Hilst, R. D. y de Hoop, M. V. (2006). Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis: I - Phase velocity maps. *Geophysical Journal International*, 166, 732-744.
- Yoris, F. y Ostos, M. (1997) Geología de Venezuela: Geología General y avances petrolíferos. En J. Singer (Editor), *WEC 1997, Evaluación de pozos* (24-44). Texas: Joyel Printing Schlumberger Surenc CA.
- Yoshino, T., Manthilake, G., Nishi, M. y Katsura, T. (2006). *Electrical conductivity of mantle minerals*. American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, abstract #MR21A-0002.

APÉNDICE 1: Valores de flujo calórico para el norte de Venezuela y el Caribe oriental en $\mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$, tomados de diferentes bases de datos. Las fuentes en la tabla son: (1) Clark et al. (1978); (2) Epp et al. (1970); (3) Fernández (2004) y Hernández (2006); (4) Pollack (1993). FC es flujo calórico

Longitud	Latitud	FC ($\mu\text{cal/m}^2 \text{s}$)	Fuente	Longitud	Latitud	FC ($\mu\text{cal/m}^2 \text{s}$)	Fuente	Longitud	Latitud	FC ($\mu\text{cal/m}^2 \text{s}$)	Fuente
-64.51	14.09	1.68	1	-71.79	9.65	1.71	3	-72.22	17.57	2.12	4
-64.46	14.1	2.11	1	-71.54	9.11	1.28	3	-75.03	11.92	2.14	4
-64.25	14.1	2.14	1	-71.16	9.27	1.3	3	-74.85	12.88	2.14	4
-64	14.13	1.93	1	-62.43	11.02	1.05	3	-66.3	12.57	2.15	4
-63.54	14.12	2.05	1	-67.21	10.17	1.46	3	-63.15	13.1	2.15	4
-63.49	14.12	3.39	1	-74.28	11.75	0.77	4	-74.9	12.07	2.19	4
-63.45	14.11	5.78	1	-75.24	12.3	0.81	4	-69.18	15.38	2.2	4
-63.02	14.14	4.84	1	-58.4	16.95	0.82	4	-68.77	14.43	2.22	4
-62.54	14.13	4.39	1	-74.78	15.85	0.87	4	-64.58	14.03	2.22	4
-62.48	14.13	4.67	1	-60.68	12.35	0.91	4	-66.57	20.2	2.24	4
-62.41	14.14	3.38	1	-76.33	16.1	0.93	4	-66.2	15.72	2.24	4
-62.37	14.11	2.28	1	-76.15	11.88	0.98	4	-74.45	16.13	2.26	4
-62.3	14.1	1.42	1	-74.29	16.17	0.99	4	-75.23	19.2	2.27	4
-62.2	14.13	1.93	1	-66.29	16.06	1.15	4	-65.18	17.35	2.27	4
-62.02	14.15	1.56	1	-70.2	16.16	1.2	4	-65.03	17.12	2.27	4
-61.13	14.16	2.45	1	-57.65	16.4	1.22	4	-62.32	14.37	2.27	4
-61.02	14.16	3.94	1	-59.97	15.07	1.24	4	-76.72	12.43	2.31	4
-60.37	14.14	5.02	1	-60.53	12.02	1.26	4	-71.67	13.68	2.33	4
-60.23	14.15	5.54	1	-58.42	14.23	1.26	4	-59.15	16.35	2.33	4
-60.14	14.16	2.12	1	-58.32	14.98	1.26	4	-74.88	14	2.34	4
-76.2	16.06	0.53	2	-67.37	13.47	1.34	4	-70.75	11.92	2.34	4
-70.5	14.38	1.01	2	-64.32	13.38	1.38	4	-67	13.78	2.34	4
-76.06	11.12	1.02	2	-75.4	12.5	1.4	4	-59.12	18.05	2.34	4
-76.43	12.26	1.04	2	-66.3	12.57	1.4	4	-72.57	14.55	2.4	4
-68.33	14.27	1.08	2	-58.88	16.75	1.42	4	-63.83	15	2.4	4
-69.18	14.46	1.15	2	-74.48	16.28	1.73	4	-57.75	15.98	2.4	4
-72.55	17.08	1.17	2	-58.87	13.48	1.73	4	-64.53	13.63	2.42	4
-75.26	12	1.19	2	-74.9	12.07	1.75	4	-71.98	13.6	2.45	4
-73.5	14.5	1.2	2	-74	11.81	1.15	4	-64.2	15.97	2.5	4
-70.57	14.36	1.2	2	-75.78	11	1.45	4	-63.35	12.22	2.5	4
-72.48	16.08	1.21	2	-73.83	14.83	1.75	4	-76.53	14.18	2.52	4
-72.13	17.34	1.21	2	-70.95	14.6	1.75	4	-75.87	15.07	2.54	4
-66.18	12.34	1.23	2	-76.1	11.2	1.77	4	-65.93	13.55	2.55	4
-63.09	13.06	1.23	2	-70.83	14.63	1.77	4	-57.63	16.92	2.57	4
-74.54	12.04	1.25	2	-71.43	13.59	1.8	4	-76.95	10.03	2.59	4
-69.11	15.23	1.26	2	-65.12	12.52	1.8	4	-73.28	15.38	2.63	4
-68.46	14.26	1.27	2	-57.9	16.58	1.8	4	-71.72	13.98	2.63	4
-74.27	16.08	1.29	2	-68.4	15.47	1.84	4	-66.42	20.82	2.66	4
-75.14	19.12	1.3	2	-57.87	16.57	1.87	4	-66.57	20.23	2.7	4
-65.11	17.21	1.3	2	-68.55	14.45	1.89	4	-62.02	14.25	2.73	4
-65.02	17.07	1.3	2	-58.47	16.88	1.89	4	-57.4	14.22	2.73	4
-74.53	14	1.34	2	-59.05	16.73	1.91	4	-57.1	14.23	2.8	4
-70.45	11.55	1.34	2	-72.8	16.13	1.93	4	-71.23	17.03	2.92	4
-72.34	14.33	1.37	2	-68.63	13.25	1.93	4	-62.1	12.82	2.92	4
-63.21	12.13	1.43	2	-63.15	13.1	1.93	4	-57.63	16.85	2.92	4
-76.32	14.11	1.44	2	-58.62	16.3	1.98	4	-76.92	13.2	2.96	4
-65.56	13.33	1.46	2	-69.3	14.77	2.01	4	-68.67	16.83	2.96	4
-69.46	14.1	1.54	2	-66.48	16.1	2.01	4	-73.28	15.38	3.03	4
-71.14	17.02	1.67	2	-65.88	19.83	2.03	4	-67.38	20.37	3.08	4

Longitud	Latitud	FC (ncal/m² s)	Fuente	Longitud	Latitud	FC (ncal/m² s)	Fuente	Longitud	Latitud	FC (ncal/m² s)	Fuente
-76.55	13.12	1.69	2	-72.92	17.13	2.05	4	-71.72	13.98	3.15	4
-68.4	16.5	1.69	2	-75.43	12	2.08	4	-76.97	12.5	3.26	4
-58.28	16.9	1.72	2	-76.53	14.18	2.1	4	-62.33	14.2	3.38	4
-73.17	15.23	1.73	2	-73.83	14.83	2.1	4	-62.25	15.03	3.5	4
-62.38	12.45	2.08	2	-70.95	14.6	2.1	4	-60.5	15.07	3.5	4
-63.5	10	3.27	3	-70.72	15.68	2.1	4	-60.35	13.52	3.61	4
-63	9.5	2.34	3	-70.33	16.27	2.1	4	-62.63	12.75	3.64	4
-64.2	9.3	3.98	3	-66.48	16.1	2.1	4	-62.35	14.05	3.71	4
-66	9.75	4.76	3	-57.72	17.58	2.1	4	-75.8	14.9	3.92	4
-67.21	10.17	1.46	3	-59.93	16.63	2.1	4	-71.95	12.89	1.58	4
-71.64	10	1.26	3	-72.8	16.13	2.12	4	-72.48	12.4	1.39	4

APÉNDICE 2: Cobertura de datos magnéticos aerotransportados (zonas verdes) y marinos (perfíles azules) incorporados en el EMM2010 para Venezuela y el Caribe oriental



APÉNDICE 3: Localización e instrumentación de las estaciones utilizadas para la tomografía de ruido ambiental.

NT	Sta.	Lat.(°)	Lon. (°)	Ele. (m)	Sensor	Period
PR	CPD	18.04	-65.92	385	CMG-40T	2003-2005
PR	OBIP	18.04	-66.61	103	CMG-40T	2003-2005
PR	MTP	18.10	-65.55	191	CMG -3ESP	2003-2005
PR	MPR	18.21	-67.14	22	CMG-3T	2003-2005
PR	CBYP	18.27	-65.86	607	CMG-40T	2003-2005
PR	AOPR	18.35	-66.75	355	CMG-3T	2003-2005
PR	AGPR	18.47	-67.11	120	CMG-3ESP	2003-2005
XT	MATU	9.81	-63.21	56	CMG-3T	2003-2005
XT	CARI	10.19	-63.53	1197	CMG-3T	2003-2005
XT	SANM	10.29	-63.59	373	CMG-3T	2003-2005
XT	CACO	10.48	-63.65	46	CMG-3T	2003-2005
XT	GUAY	10.65	-63.83	11	CMG-3T	2003-2005
XT	COCH	10.79	-63.99	15	CMG-3T	2003-2005
XT	CURA	12.18	-68.96	54	CMG-3T	2003-2005
XT	ARUB	12.51	-70.00	19	CMG-3T	2003-2005
TR	TOSP	11.30	-60.54	1	CMG-40T	2003-2005
VE	SANV	9.50	-69.54	1083	CMG-40T	2003-2005
VE	TERV	9.96	-69.29	1235	CMG-40T	2003-2005
VE	CURV	10.01	-69.96	750	CMG-40T	2003-2005
VE	CUPV	10.06	-65.81	634	CMG-40T	2003-2005
VE	GUNV	10.14	-62.94	64	CMG-40T	2003-2005
VE	PCRV	10.16	-64.59	395	CMG-40T	2003-2005
VE	TURV	10.45	-67.84	200	CMG-40T	2003-2005
VE	TEST	10.47	-66.81	875	CMG-40T	2003-2005
VE	BIRV	10.48	-66.27	200	CMG-40T	2003-2005
VE	VIRV	10.50	-72.41	148	CMG-40T	2003-2005
VE	GUIV	10.64	-62.21	50	CMG-40T	2003-2005
VE	SIQV	10.65	-69.81	400	CMG-40T	2003-2005
VE	DABV	10.92	-70.64	147	CMG-40T	2003-2005
VE	ITEV	11.36	-63.13	6	CMG-40T	2003-2005
VE	ORCV	11.81	-66.19	10	CMG-40T	2003-2005
VE	IBAV	11.82	-64.60	10	CMG-40T	2003-2005
VE	MONV	11.96	-69.97	239	CMG-40T	2003-2005
VE	IMOV	12.36	-70.90	66	CMG-40T	2003-2005
XT	SRPC	9.58	-64.29	320	STS-2	2003-2005
XT	FCPC	9.65	-66.83	210	CMG-40T	2003-2005
XT	ARPC	9.74	-63.80	295	STS-2	2003-2005
XT	JMPC	9.89	-67.40	498	CMG-40T	2003-2005
XT	ROPC	9.91	-66.38	433	CMG-40T	2003-2005
CM	URI	11.70	-71.99	68	STS-2	2011-2013
CU	GRGR	12.13	-61.65	195	STS-2	2011-2013
CU	ANWB	17.67	-61.79	39	STS-2	2011-2013

CU	SDDR	18.98	-71.29	589	STS-2	2011-2013
DR	SDD	18.46	-69.92	34	CMG-40T	2011-2013
DR	SC01	19.43	-70.73	230	RT151	2011-2013
IU	SVD	8.88	-70.63	1620	STS-1	2011-2013
IU	SJG	18.11	-66.15	420	STS-1	2011-2013
NA	SEUS	17.49	-62.98	46	STS-2	2011-2013
NA	SABA	17.62	-63.24	261	STS-2	2011-2013
NA	SMRT	18.05	-63.07	260	STS-2	2011-2013
PR	PCDR	18.51	-68.38	10	CMG-3ESP	2011-2013
TR	SVB	13.27	-61.25	282	CMG-40T	2011-2013
TR	MCLT	13.71	-60.54	0	CMG-40T	2011-2013
G	FDF	14.74	-61.15	467	STS-2	2003-2005 2011-2013

PR: Puerto Rico Seismic Network; XT: BOLIVAR broadband deployment; VE: FUNVISIS; TR: Eastern Caribbean Seismograph Network; CM: Red Sismologica Nacional de Colombia; CU: CariUSGS Caribbean Network; DR: Dominican Republic Seismic Network; IU: Global Seismograph Network; NA: Netherlands Antilles Seismic Network; G: GEOSCOPE