

DECONVOLUCIÓN DE EULER DE DATOS GRAVIMÉTRICOS DEL SEGMENTO CENTRAL DE LA ZONA DE BORDE SUR DE LA PLACA CARIBE

Nuris Orihuela¹; Andreina García²

Forma de citar: Orihuela, N., y García, A. 2015. Deconvolución de Euler de datos gravimétricos del segmento central de la zona de borde sur de la Placa Caribe. *Boletín de Geología*, 37 (2): 25-39.

RESUMEN

La aplicación de la deconvolución de Euler a datos gravimétricos en una ventana geográfica que se extiende desde la Cuenca de Venezuela al Norte hasta los Llanos Centrales venezolanos al Sur nos permite estimar las características generales de las superficies de máximo contraste de densidad en el subsuelo de la región. El operador fue aplicado a la Anomalia de Bouguer. Su producto permitió identificar una superficie intracortical en el subsuelo de la Plataforma Centro Norte Costera, los Estados Centrales y parte del Estado Anzoátegui y la discontinuidad de Mohorovicic al este. Esta combinación se debe a la composición espectral de los datos. Los resultados expresan una división de dominios en las Antillas de Sotavento, la continuidad espectral en la respuesta de la Plataforma Centro Norte Costera y la Serranía del Litoral, con variaciones laterales asociadas al sistema de fallas oblicuo presente en la región. La sección al sur del Corrimiento Frontal revela una extensa e irregular superficie de contraste en el subsuelo de la Sub Cuenca de Guárico con orientación preferencial en dirección NNO. La aplicación de la deconvolución de Euler sobre la componente regional de la Anomalia de Bouguer refleja un límite localizado en la misma frontera geográfica identificada con la Anomalia de Bouguer. Esta confirma la división de dominios de las Antillas de Sotavento y la importancia tectónica del sistema de fallas oblicuo aflorante en las serranías del Litoral y el Interior.

Palabras clave: anomalía, deconvolución de Euler, contraste intracortical, napa.

EULER DECONVOLUTION TO GRAVIMETRIC DATA OF THE CENTRAL SEGMENT OF THE CARIBBEAN PLATE SOUTHERN EDGE

ABSTRACT

Applying the Euler deconvolution to gravimetric data in a geographic window covering from the Venezuelan Basin in the north to the Venezuelan Central Plains in the south enables the general characterization of the layers with maximum density contrast in the region's subsurface. The operator was applied to the Bouguer anomaly, making possible the identification of an intracrustal layer in the subsurface of the Venezuelan central states and part of Anzoátegui State, and the Moho discontinuity to the east, a combination deduced from the data set spectral composition. The results show a division of domains in the Leeward Antilles, spectral continuity in the response of the North-Central Coastal Platform and the Serranía del Litoral, with lateral variations associated to the region's outcropping oblique fault system. The section to the south of the Frontal Thrust reveals a vast and irregular contrast layer in the subsurface of the Guárico Sub-Basin with NNW preferential orientation. Deconvolution on the Regional Anomaly reflects a boundary on the same geographical border, which was identified with the Bouguer Anomaly, and confirms the domain division in the Leeward Antilles, so as the tectonic importance of the outcropping oblique fault system in the Serranía del Litoral and the Serranía del Interior.

Keywords: anomaly, deconvolution, intracrustal contrast, napa.

¹ Departamento de Geofísica, Facultad de Ingeniería, UCV, nurisorihuela@gmail.com

² Agencia Bolivariana para Actividades Espaciales, ABAE, andreinagarcia@gmail.com

INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO TECTÓNICO

Los trabajos previos revelan una elevada complejidad en la zona de estudio, lo cual no ha permitido establecer, un modelo geológico evolutivo aceptado por la totalidad de la comunidad científica (Pindell and Kennan, 2009; James, 2006; Meschede and Frisch, 1998). Las diversas napas tectónicas presentes en la zona, revelan la presencia de rocas formadas en múltiples ambientes donde destacan rocas con afinidad oceánica, ambiente de arco de islas y fragmentos paleozoicos que se asocian al basamento del antiguo borde de placa pasivo del norte de Suramérica (Ostos, 1990; Ostos and Sisson, 2005; Urbani, 2008). Bajo este contexto en este trabajo se plantea aplicar la deconvolución de Euler a los datos gravimétricos con el objeto de establecer los niveles de profundidad donde se identifican superficies de máximo contraste de densidad y su revisión en el marco geotectónico.

La deconvolución de Euler es una técnica de interpretación para determinar la localización de fuentes asociadas con anomalías de campos potenciales (Mushayandevu *et al.*, 2004), la cual ha sido utilizada en las últimas dos décadas como fuente de información para abordar el problema directo en la interpretación gravimétrica y magnética. La posibilidad de implementar el estudio en distintas ventanas geográficas permite la focalización de su producto, encontrándose estudios destinados a la estimación de profundidades de fuente de alcance cortical (Sánchez *et al.*, 2010; Tedla *et al.*, 2011) así como estudios que iluminan segmentos poco profundos de la corteza planetaria (Lücke *et al.*, 2010; Rajaram and Anand, 2003). Estos estudios han sido aplicados tanto sobre

datos terrestres y marinos (Sánchez, *et al.*, 2010) como sobre datos de origen satelital (Tedla *et al.*, 2011).

La compleja conformación de la zona de borde sur de la placa Caribe conduce a su estudio en forma segmentada; en este caso nos proponemos caracterizar la composición espectral de la sección central de la zona de borde sur, por considerarse que, en ella, convergen la totalidad de los ambientes y patrones de esfuerzo tectónico. La respuesta gravimétrica de las napas tectónicas allí presentes guardan elementos esenciales para reconstruir la historia evolutiva de la región. Bajo esta premisa, la propuesta es identificar la longitud de onda dominante de la atracción gravitacional ejercida por las rocas presentes en el subsuelo y asociar su distribución espacial con alguno de los modelos evolutivos conocidos para la región.

El área de estudio se encuentra ubicada entre las coordenadas 64° y 70° de longitud oeste y entre los 8° y 15° de latitud Norte. Las napas tectónicas aflorantes en la sección centro norte costera (FIGURA 1) se encuentran dispuestas con orientación oeste-este mientras las anomalías gravimétricas reflejan variaciones laterales en esa misma dirección (FIGURAS 2 y 3); esta conducta es ratificada por las anomalías magnéticas (García, 2009). La existencia de un importante sistema de fallas oblicuas (Tacagua, Charallave, Tacata) en la zona, hace presumir que esta conducta de los campos potenciales es el reflejo de variaciones laterales en subsuelo entre las provincias tectónicas aflorantes. La disposición de las napas permite esperar esfuerzos dominantes en sentido norte sur. La presencia de contraste en la misma dirección indica que, posterior a su emplazamiento, las napas fueron sometidas a vectores de esfuerzos con importantes componentes en sentido oeste-este.



FIGURA 1. Zona de estudio destacando napas tectónicas y provincias de interés (Modificado de Hackley *et al.*, 2005).

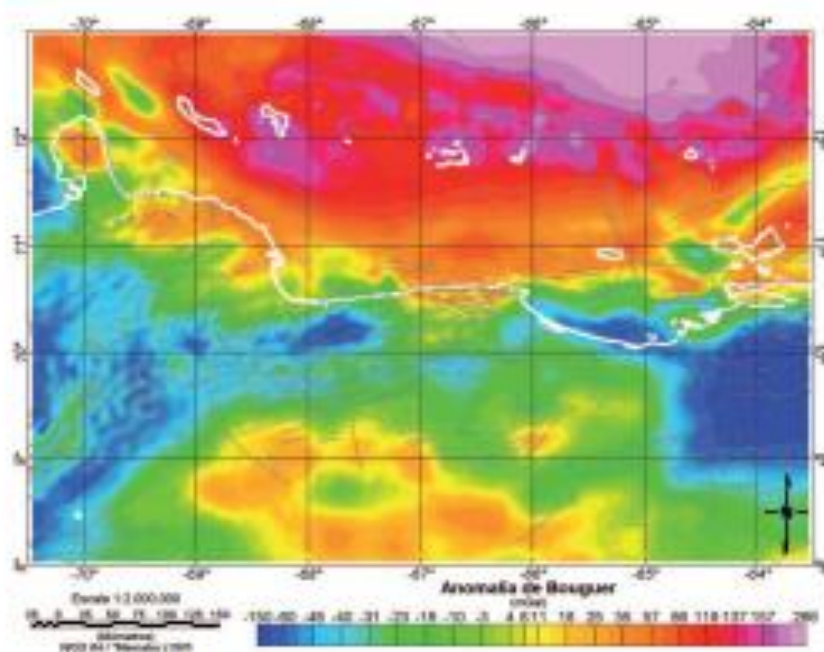


FIGURA 2. Anomalías de Bouguer (Tomado de García, 2009).

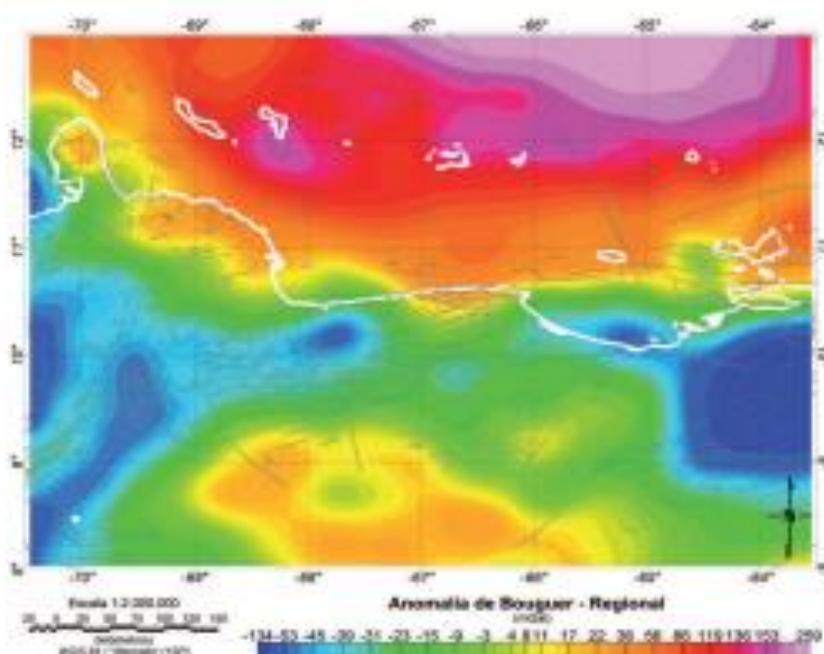


FIGURA 3. Anomalías gravimétricas regionales (Tomado de García, 2009).

CONTEXTO GEOLÓGICO

El patrón de esfuerzos al cual ha sido sometida la zona de borde sur de la placa Caribe ha evolucionado de transcurrente a transpresivo en los últimos 10 Ma (Audemard and Audemard, 2002; Eghue and Kellogg, 2010). Este límite, hasta los 10 Ma, se caracterizaba por un patrón de movimiento rumbo deslizante dextral

(Fallas de Oca-San Sebastián-Pilar) (Audemard, *et al.*, 2005) y posterior a ella las condiciones tectónicas se modifican para incorporar una componente convergente que deriva en la condición transpresiva la cual se asocia a la subducción oblicua de la placa Caribe bajo la placa Suramérica (Higgs, 2009), propuesta en la mayoría de los modelos publicados de la región hasta la fecha (Sánchez *et al.*, 2010). El evento tectónico capaz de

influir en este importante cambio de patrón se asocia a la colisión del Arco Centroamericano con el borde noroccidental de Suramérica y a la existencia de zonas de fractura que operan como planos de deslizamiento (Fallas de Boconó y Santa Marta) y que facilita el escape tectónico del Bloque de Maracaibo (Backé, G. *et al.*, 2006).

La condición actual de borde transpresivo, con subducción oblicua en la sección de influencia del escape tectónico del Bloque de Maracaibo, no encuentra soporte en la sismicidad del área, lo que puede ser interpretado a partir de lo incipiente del proceso, pero abre la duda entre los investigadores de la región sobre la existencia real de un patrón de esfuerzos que se traduzca en el consumo de la placa Caribe bajo la placa Suramericana, en la sección central de la zona de borde sur (Audemard *et al.*, 2005) La existencia de una componente convergente entre la placa Suramericana y la placa Caribe no está en duda, abundan estudios que documentan sus efectos (Müller *et al.*, 1999), lo que no implica que la misma derive necesariamente en subducción del grueso segmento oriental del Caribe (Cuenca de Venezuela) bajo el norte de Suramérica.

Las condiciones antes señaladas implican que para identificar la zona de borde de placas actual, se debe definir el papel del Bloque de Maracaibo. Si éste se asimila a la placa Suramericana, la zona de borde lo envuelve como un todo y queda fraccionada en tres segmentos, el occidental que él representa, el central donde se combinan componentes rumbo deslizantes dextrales (Fallas de San Sebastián-La Victoria) con la proyección convergente, hasta el Cañón de Los Roques, y el oriental dominado por el carácter rumbo deslizante dextral de la Falla del Pilar. Si al Bloque de Maracaibo se le trata como microplaca independiente, el borde de la placa de Suramérica con dicho bloque se asocia al sistema rumbo deslizante dextral representado por la Falla de Boconó y el límite con la placa Caribe se confina a los segmentos central y oriental previamente descritos.

Bajo cualquiera de las condiciones indicadas, la zona de borde sur de placa Caribe cuenta con tres segmentos. En el segmento central (entre 64° y 70° de longitud oeste) convergen todos los patrones de esfuerzos, solapándose los distintos dominios tectónicos. Si se mejora nuestro conocimiento del subsuelo en esta franja se podrá contar con elementos que contribuyan a mejorar la comprensión de la evolución tectónica de la región; es por ello que el estudio propuesto centra su atención en esta ventana geográfica.

La ventana de trabajo se extiende desde el segmento sur de la Cuenca de Venezuela al norte, hasta los Llanos Centrales venezolanos al sur (FIGURA 1) entre las latitudes 8° y 15° Norte. Esto garantiza la cobertura completa de la zona de borde y las franjas de extensión que permiten la caracterización de los patrones de respuestas físicas sin efectos de borde que comprometan los productos a ser presentados.

Cuenca de Venezuela

Esta es la cuenca más profunda (3.000 a 5.000 m) y extensa de las cuencas del interior del Caribe y también una de las más estudiadas. Las mayores profundidades se encuentran en los bordes septentrional y meridional. Esta cuenca limita al norte con la Fosa de Muertos, al este con el Alto de Aves, al oeste con el Alto de Beata y su límite sur es el cinturón deformado del Sur del Caribe.

En la Cuenca de Venezuela, diversos estudios sísmicos describen al subsuelo como compuesto por rocas de espesor variable que superan, en promedio, los espesores descritos en cuencas oceánicas mundiales, y rangos de velocidad levemente inferiores a los esperados de una corteza oceánica normal (Officer *et al.*, 1957; Ewing and Ewing 1962; Edgar *et al.*, 1971; Talwani *et al.*, 1977; Diebold *et al.*, 1981; Diebold, 2009; Driscoll and Diebold 1998; Diebold and Driscoll, 1999).

La zona cubierta por las cuencas interiores del Caribe ha sido caracterizada como una gran provincia ígnea-LIP (Coffin and Eddholm, 1994). Los trabajos asociados a las perforaciones existentes en la zona han permitido una descripción petrológica que sustenta esta interpretación (Donnelly *et al.*, 1973).

Dataciones radiométricas realizadas en muestras recuperadas en los proyectos DSDP y ODP, así como muestras de terrenos acrecionados sobre Haití, Curazao y el Occidente colombiano, indican que el LIP se formó como un flujo basáltico masivo en dos ciclos identificados entre 91 a 88 Ma y 76 Ma (Sinton *et al.*, 1998). Otros autores han identificado un tercer ciclo de magmatismo en 54 Ma (Revillón *et al.*, 2000).

Cinturón Deformado del Sur del Caribe

Este cinturón representa un prisma submarino formado en la interface entre material oceánico de las Cuencas de Colombia y Venezuela y la plataforma marina del margen norte del continente Suramericano. Se extiende desde Panamá hasta el Elevado de Aves; se le asocia edades que van del Eoceno Medio a nivel de la Cresta de

Beata al Mio-Pleistoceno en su extremo oriental (Mann *et al.*, 2007).

Antillas de Sotavento

Las Antillas representan una cresta submarina expuesta que se extiende desde Aruba al oeste a La Blanquilla al este, sobre la prolongación sur del Elevado de Aves. Estas islas contienen rocas del LIP Caribe (CLIP) expuestas en afloramientos y asociaciones de rocas de arco magmático Cretáceo (Beets *et al.*, 1984; White, *et al.* 1999; Kerr *et al.*, 2003; Thomson and Kempton, 2004).

Napa de la Serranía del Litoral

Esta provincia contiene tres napas tectónicas: 1) la *Napa Costera*, representa una secuencia volcano-sedimentaria y terrígeno-carbonática del Cretáceo Temprano (Ostos, 1990). Presenta cantidades variables de rocas máficas y ultramáficas. La secuencia completa es considerada reflejo de una zona de subducción subcontinental metamorfozada (Giunta *et al.*, 2002). 2) la *Napa Ávila*: de edad Paleozoico con una unidad Proterozoica, conformada por el Complejo San Julián y unidades de rocas plutónicas graníticas, la litología más resaltante son los gneiss graníticos rodeados por esquistos (Urbani, 2008). 3) la *Napa Caracas*, de edad Paleozoico-Mesozoico, esta asociación metasedimentaria abarca los esquistos de Las Brisas, Las Mercedes y Chuspita, el gneiss de Sebastopol y diversos cuerpos de serpentinita (Urbani, 2008). Toda esta unidad fue metamorfozada en facies de esquistos verdes con diferentes deformaciones dúctiles (Giunta *et al.*, 2002).

Napas de la Serranía del Interior

Esta provincia expone tres napas tectónicas, Caucaagua-El Tinaco; Loma de Hierro y Villa de Cura. La napa de *Caucaagua-El Tinaco*. Está delimitado al norte por la Falla de La Victoria, límite tectónico con la Serranía del Litoral. En esta unidad se han descrito rocas máficas y ultramáficas a las cuales se asocia equivalencia al este en afloramientos en la Isla de Margarita (metagabros con metabasaltos doleríticos del Complejo La Rinconada) considerados químicamente compatibles con los metagabros de Sabana Larga y Tinaquillo. En ambos casos son interpretados como material asociado al manto en subducción subcontinental (Giunta *et al.*, 2002). La napa de *Loma de Hierro*, en contacto con la napa Caucaagua-El Tinaco a lo largo del sistema de fallas de Santa Rosa, es considerada una unidad de origen oceánico. En la base de la secuencia de este cinturón se identifican

ofiolitas, seguidas de brechas volcánicas básicas, tobas y lavas almohadilladas, una delgada capa de lavas basálticas y una cobertura sedimentaria (Ostos, 1990). La napa de *Villa de Cura*, esta napa está compuesta por lavas máficas, metatobas, intercalaciones de metafanitas, esquistos cloríticos y filitas (Bellizia y Dengo, 1990). Las unidades geológicas que conforman este cinturón están metamorfozadas y fuertemente deformadas (Ostos, 1990). Este complejo sobrecorre la napa de Loma de Hierro a lo largo de la falla de Agua Fria. *Dos Hermanas*, unidad de lavas basáltico andesíticas y volcánicoclásticas metamorfozadas de edad Cretácico Tardío.

ESTUDIOS GEOFÍSICOS PREVIOS

La TABLA 1 presenta una síntesis de la información recopilada de publicaciones recientes, para los datos sísmicos (Guedez, 2007, Schmitz *et al.*, 2008, Magnani *et al.*, 2009; Bezada *et al.*, 2010, Beardsley and Lallemand (2007), asociada al Proyecto BOLIVAR (Broadband Ocean-Land Investigations of Venezuela and the Antilles arc Region), para la gravimetría (Silver *et al.*, 1975; Bosch and Rodríguez, 1992; Orihuela y Cuevas, 1993; Sánchez *et al.*, 2010), y pocos trabajos en el caso de datos magnéticos (Ghosh, *et al.*, 1984, y Orihuela y García 2011).

La presencia en el subsuelo del Caribe Oriental de corteza oceánica bandeada con afinidad al centro de esparcimiento de una dorsal lenta (Orihuela y García, 2011, Orihuela *et al.*, 2012) representa una evidencia geofísica inconsistente con los modelos que postulan el origen de la placa Caribe sobre suelo del Océano Pacífico (Pindell and Kennen, 2009; Stephan *et al.*, 1990). Los estudios magnéticos (Orihuela y García, 2011, Orihuela *et al.*, 2012) reflejan, en la Cuenca de Venezuela, la presencia de tres fuentes de anomalías magnéticas, la más profunda se asocia a irregularidades de la isoterma de Curie, las anomalías bandeadas asociadas a la corteza oceánica original y sobre las dos anteriores se observa el efectos magnético de la cobertura LIP (este estudio).

Los estudios sísmicos y gravimétricos reflejan velocidades y densidades influidas por la presencia de la gran provincia ígnea (LIP), exponiendo valores levemente inferiores a los identificados en suelos oceánicos que no cuentan con su influencia. El incremento de espesor es otra consecuencia asociada al LIP claramente reflejada por las secciones sísmicas publicadas en la Cuenca de Venezuela (Diebold *et al.*, 1999, Diebold 2009).

TABLA 1. Geofísica de provincias del borde sur de la placa Caribe. *Ghosh *et al.* (1984), **Orihuela y Cuevas (1993), ***Sánchez *et al.* (2010), ****Orihuela y García (2011), *****García, (2009).

| Método | Gravimetría | Magnetometría |
|--|---|----------------------|
| Provincia | | |
| Cuenca de Venezuela | D: 2,0-2,8-3,0 gr/cm ³ corteza | Anomalías bandeadas |
| | D: 3,3 manto superior | App: 200nT |
| | Moho: 12 a 16 km | Manto superior con |
| | ** | Isoterma Curie entre |
| Islas de Sotavento | D: 2,91-3,41 gr/cm ³ corteza | 17 y 30 km |
| | D: 3,17-3,34 gr/cm ³ Manto superior | * |
| | *** | **** |
| | | |
| Islas de Sotavento | D: 2,0-2,86-2,9 gr/cm ³ corteza | Anomalías entre 20 y |
| | D: 3,1 manto superior | 60 nT |
| | Moho: 24 km | Isoterma de Curie |
| | ** | entre |
| Islas de Sotavento | D: 2,85 gr/cm ³ *** | 19 y 24 km |
| | | Anomalías entre 20 y |
| | | 60 nT |
| | | Isoterma de Curie |
| Napas de la Serranía del Litoral | D: 2,6-2,65-2,9 gr/cm ³ corteza | entre |
| | D: 3,3 manto superior | 19 y 24 km |
| | Moho: 28 km | Anomalías entre -30 |
| | ** | y -80 nT Isoterma de |
| Napas de la Serranía del Interior | D: 2,65-2,9 gr/cm ³ corteza | Curie promedio 25 |
| | D: 3,3 manto superior | km |
| | Moho: 30 km | ***** |
| | ** | |

Las Islas de Sotavento, desde el punto de vista gravimétrico y magnético, reflejan dos dominios cuya frontera se localiza entre Los Roques y Las Aves (FIGURAS 2 y 3). La distribución de los perfiles sísmicos publicados por el proyecto BOLIVAR no permite realizar las comparaciones necesarias para evaluar la división reflejada por los métodos potenciales.

Los datos gravimétricos en las napas de las serranías del Interior y Litoral reflejan profundidades inferiores a las reportadas por los modelos sísmicos en la zona, la profundidad de Moho en el segundo caso alcanza valores entre 35 km (Schmitz *et al.*, 2008) y 42 km (Magnani *et al.*, 2009) contra 28 km reportados por modelos gravimétricos (Silver, *et al.*, 1975; Orihuela y Cuevas, 1993).

De la información geofísica, es la magnética la que tiene mayor impacto en el establecimiento de condiciones a la

teoría de origen. La identificación del Océano Atlántico como posible centro de esparcimiento implica que el desplazamiento relativo al este de la placa Caribe se asocia a rangos del orden de cientos de kilómetros en contraposición al desplazamiento superior a los 1000 km requeridos por la propuesta de origen Pacífico. Otra consecuencia asociada es que la pluma de manto generadora del LIP Caribe se encuentra entre las Américas, considerando que la misma se mantiene en posición fija respecto al manto. Resulta de especial interés los estudios asociados al establecimiento de su posición en el subsuelo de la región.

Las Islas de Sotavento, asociadas en la mayoría de las teorías de origen al Gran Arco Caribe, se localizan en la prolongación sur de un alto magnético de longitud media en el extremo occidental (Aruba y Curazao), y el extremo oriental se relaciona con una anomalía de menor longitud de orientación NO-SE. Esta conducta no sólo es visible en el mapa de anomalías magnéticas generado con datos satelitales, también se confirma con los perfiles magnéticos marinos realizados en esta sección de la zona en estudio (Orihuela y García, 2011). Esta información aportada por los métodos potenciales orienta a proponer que las Islas de Sotavento representan una combinación de dominios tectónicos.

DECONVOLUCIÓN DE EULER.

La estimación de la profundidad de las superficies de contraste reflejadas por las anomalías del campo gravitacional, se realizó a partir del método convencional de deconvolución de Euler (Thompson, 1982; Reid *et al.*, 1990; Mushayandebu *et al.*, 2001; Nabighian and Hansen, 2001; Silva and Barbosa, 2003; Stavrev and Reid, 2007).

La deconvolución de Euler utiliza los tres gradientes ortogonales del potencial de gravedad para determinar la profundidad y localización de la fuente de contraste de densidad (Zhang *et al.*, 2000). Partiendo de la ecuación:

$$(x-x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y-y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z-z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B-T)$$

dónde:

- T: Componente vertical de la anomalía de gravedad
- x_0, y_0 y z_0 : Posición de la fuente cuya anomalía vertical de gravedad (T) es detectada en un punto de coordenadas x, y, z
- B: Valor regional de la gravedad
- N: Índice estructural (IE)

Dentro de esta ecuación existen cuatro incógnitas x_0, y_0, z_0 y B, para una ventana seleccionada de trabajo donde

existe n puntos de muestreo, siempre que n sea > 4 . Estos parámetros pueden ser estimados utilizando matrices inversas generalizadas (Lawson and Hanson, 1974).

El índice estructural (IE) se asocia a la geometría de la fuente. Para su establecimiento se utilizan modelos de geometría simple que se asimilan al contexto geológico que mejor lo represente. Así el IE cero (0) representa planos con lo cual se puede asociar geológicamente a superficies de falla, el IE uno (1) deriva de geometrías cilíndricas con lo cual se pueden asimilar a estructuras geológicas donde la relación entre su extensión horizontal y su semianchura sean valores muy superior a 1. Un IE dos (2) se asocia a geometría esférica con lo cual se puede asociar a fuentes con relaciones entre extensión y semianchura cercana a 1.

La aplicación del método se realizó con el módulo Euler 3D (Geosoft Inc, 2007). La selección del índice estructural se hizo tomando como referencia comparativa los resultados de un perfil sísmico publicado en la zona (Magnani, *et al.*, 2009). Se evaluaron los resultados para los índices estructurales: 0; 0,5; 0,75; 1; 1,5 y 2, encontrándose una tendencia de subestimación de profundidades para índices inferiores a 1 y una sobre-estimación de éstas para los índices superiores. Asimismo, se evaluó el comportamiento de las soluciones de Euler para ventanas de diferente tamaño (73,4 km, 36,7 km y 18,35 km). El porcentaje de

incertidumbre asociado a la estimación de profundidad, establecido por el programa, se mantuvo constante a lo largo de la investigación, siendo éste de 10%.

Los valores de anomalía de Bouguer utilizados en esta investigación, provienen de la base de datos gravimétricos satelitales de Venezuela (García, 2009) los cuales tienen una resolución espacial de 3,67 km y una densidad de reducción de Bouguer de 2,67 gr/c^3 . Esta base de datos fue generada a partir de la gravedad observada reportada en el modelo combinado EGM 2008 (Pavlis *et al.*, 2008) y a los efectos de este trabajo fue expandida hasta 15° de Latitud Norte.

RESULTADOS

La aplicación de la deconvolución de Euler a los datos gravimétricos se realizó tanto sobre perfiles como sobre grillas con disposición de datos gravimétricos regulares para la generación de mapas de isoprofundidad de fuente. Los perfiles fueron trazados sobre las zonas de interés para facilitar la identificación del origen de las variaciones laterales de gravedad dentro de las napas tectónicas aflorantes al noroeste del territorio venezolano (FIGURA 4). Se generaron cinco perfiles con orientación oeste-este (FIGURA 5) y cuatro con orientación norte-sur (FIGURA 6) dispuestos a ambos lados de la zona de alto contraste lateral destacada en las FIGURAS 2 y 3.

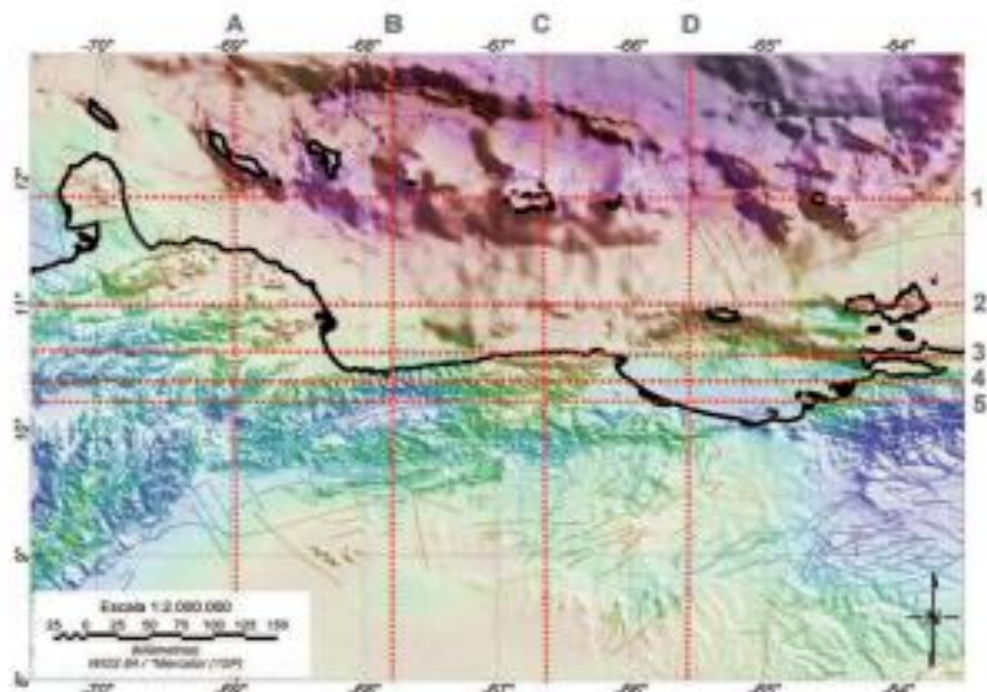


FIGURA 4. Localización e identificación de los perfiles generados. (Imagen de fondo: composición Anomalia de Bouguer).

Los cuatro (4) perfiles Norte-Sur revelan que la superficie de máximo contraste de densidad se proyecta al norte a profundidades de entre 10 y 17 km. Esta profundidad se incrementa, entre la Plataforma Centro Norte Costera y el subsuelo de las Serranías del Litoral y el Interior, al oeste del sistema de fallas oblicuo; y disminuye, de forma diferencial al este del mismo sistema de fallas y sobre las mismas provincias geológicas, revelando un adelgazamiento efectivo de las capas corticales de oeste

a este sobre el área de estudio. Los cinco (5) perfiles de orientación oeste-este revelan la complejidad del área al reflejar variaciones laterales consonas con las descritas por los perfiles norte-sur. Esta conducta se mantiene entre las serranías y la plataforma, variando al norte, sobre las Antillas de Sotavento donde se observan, mayores variaciones laterales en rangos de profundidad menores con un máximo local, alcanzado en el Cañón de los Roques (18 km).

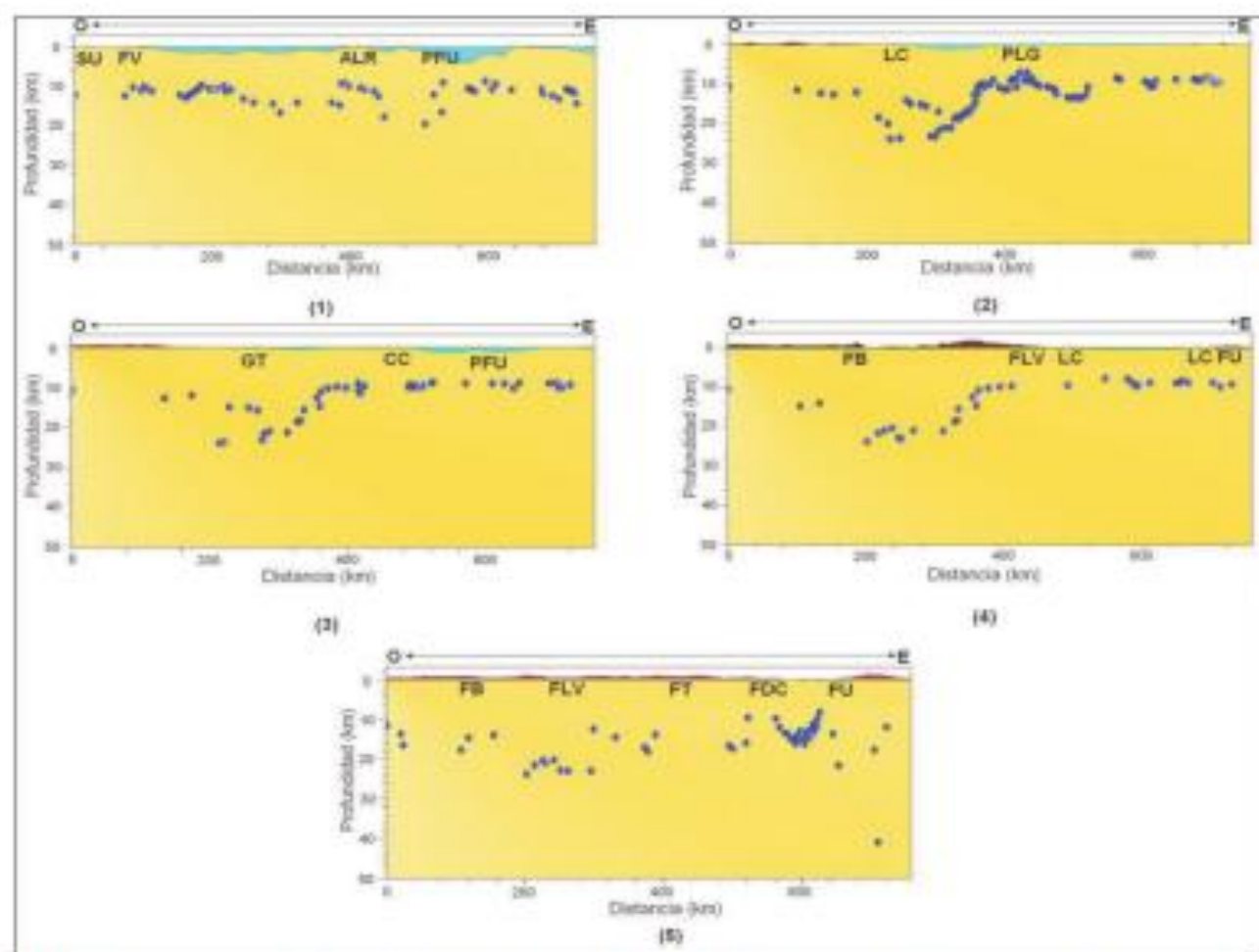


FIGURA 5. Soluciones de Euler sobre perfiles O-E de la región Norcentral de Venezuela. Leyenda - En Perfil 1: SU = Surco de Urumaco, FV= Falla de La Vela, ALR = Archipiélago Los Roques, PFU = Prolongación Falla de Urica; Perfil 2: LC= Línea de Costa, PLG = Plataforma de La Guaira; Perfil 3: GT = Golfo Triste, CC = Cordillera de la Costa, PFU = Prolongación de la Falla de Urica; Perfil 4: FB = Falla de Boconó, FLV = Falla de La Victoria, LC = Línea de costa, FU = Falla de Urica; Perfil 5: FB = Falla de Boconó, FLV = Falla de La Victoria, FT = Falla Túcata, FDC = Frente de corrimientos, FU = Falla de Urica.

Los mapas de profundidad de fuente se obtuvieron sobre los datos de la Anomalia de Bouguer (FIGURA 7) y sobre el mapa de anomalía regional (FIGURA 8), dentro de la ventana de trabajo. Es de destacar que este producto puede reflejar diversas superficies de contrastes en un mismo mapa en función de la

composición espectral de cada zona, con la cual, es un producto de difícil interpretación y de uso poco común. Sin embargo, al considerar que la información por ellos revelada es de gran interés para soportar los resultados de esta investigación, se incorporan con la advertencia del cuidado que se debe tener en su uso.

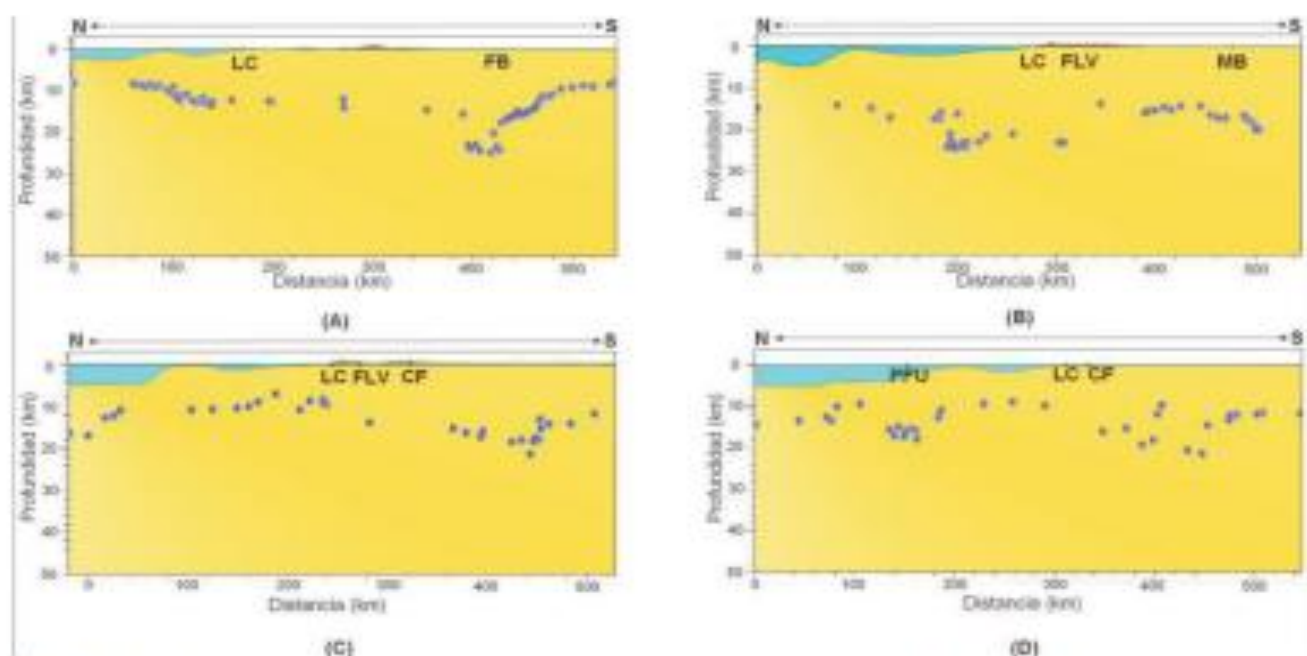


FIGURA 6. Soluciones de Euler sobre perfiles N-S de la región Norcentral de Venezuela. Leyenda - En Perfil A: LC = Línea de costa, FB= Falla de Boconó; Perfil B: LC= Línea de Costa, FLV = Falla de La Victoria, MB = Macizo El Baúl; Perfil C: LC = Línea de costa, FLV = Falla de La Victoria, CF = Corrimiento Frontal; Perfil D: PPU = Proyección de la Falla de Urica, LC = Línea de costa, CF = Corrimiento Frontal.

La selección del índice estructural uno (1) se realizó trazando un perfil sobre la posición promedio de la línea sísmica del proyecto BOLIVAR (Magnani *et al.*, 2009) de la cual se cuenta con un modelo de velocidades y de la interpretación geológica propuesta por los investigadores de este proyecto. Se tomó como base de comparación el reflector asociado a la velocidad de 6 km/s, relacionándolo al techo de fuentes basálticas como segmento de alto contraste de densidad para la zona. La integración de datos geofísicos realizada por Paolini, (2012) incorporan tres líneas sísmicas que fueron interpretadas tomando la superficie de contraste intracortical generada sobre perfiles de Euler con este índice estructural. Los modelos gravimétricos generados a partir de esta solución de la deconvolución de Euler son consistentes con la sísmica de la región al reflejar la profundidad de máximo contraste niveles semejantes a la profundidad del reflector con 6 km/s, considerado el tope de la superficie de cuerpos basálticos o equivalentes presentes en el subsuelo de la región.

A partir del análisis de los resultados de la deconvolución se puede establecer que el origen de las variaciones laterales de densidad que generan el alto gravimétrico en la sección oriental de las serranías del Litoral y el Interior se origina por el levantamiento de esta sección y el hundimiento del segmento occidental del sistema montañoso, teniendo como límite el sistema de fallas

oblicuos presente en la zona (FIGURA 1). Esta conducta se prolonga en la Plataforma Centro Norte Costera de Venezuela y es la responsable de la formación de la Cuenca de Bonaire - Falcón. La expresión geométrica de la superficie de máximo contraste intracortical en el segmento occidental revela una profundización progresiva de este a oeste, de 10 km a 20 km, para el techo de los basaltos, desde la franja de localización del sistema de fallas oblicuas hasta Falcón Oriental. La expresión combinada de múltiples perfiles (FIGURA 4) y la expresión del mapa correspondiente (FIGURA 7) revela una geometría de semi graben para esta superficie en el segmento occidental y de alto estructural con atenuación al este para el segmento oriental.

Otros productos a destacar son la segmentación de las Antillas de Sotavento, con un límite localizado en las Islas las Aves, la segmentación del Alto de Baúl sobre tres franjas de orientación preferencial NNO y la profundización de la superficie de contraste al este, con clara afinidad espectral de la Sub Cuenca de Maturín con el Cratón de Guayana.

La expresión combinada de las dos superficies de contraste permite visualizar que la corteza en el subsuelo venezolano se dispone con un frente de adelgazamiento de sureste a noroeste, con dos franjas tectónicas mayores, el dominio del Precámbrico con

mayores espesores y menores irregularidades de las discontinuidades y una sección intermedia que agrupa dominios del Paleozoico (Feo-Codecido *et al.*, 1984),

con importantes variaciones intracorticales que revelan patrones de esfuerzos tectónicos de la fase temprana o previa a la formación del Caribe.

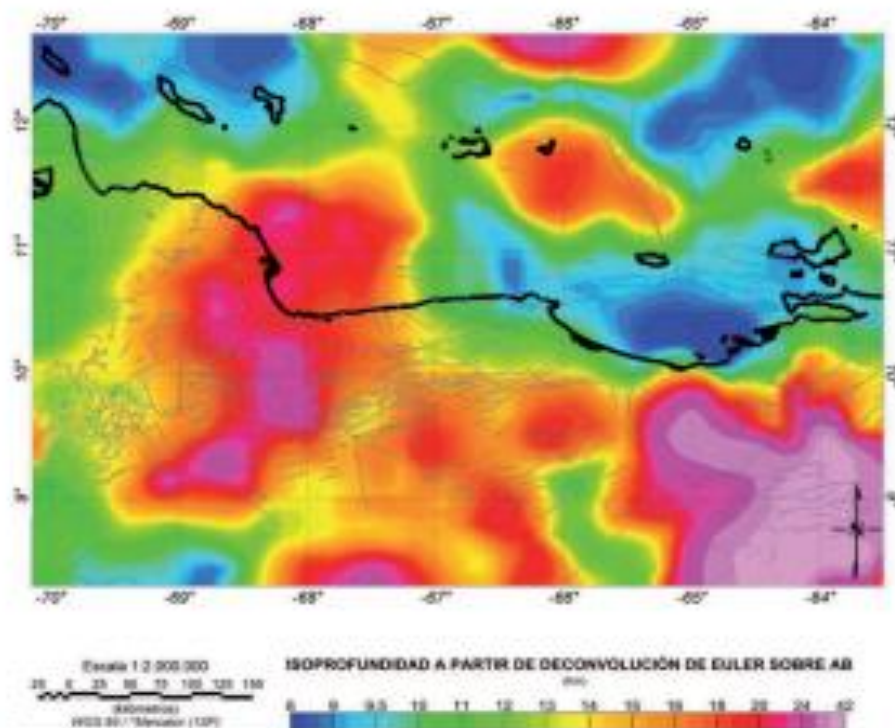


FIGURA 7. Máxima profundidad de contraste generado a partir de la deconvolución de Euler en Anomalías de Bouguer.

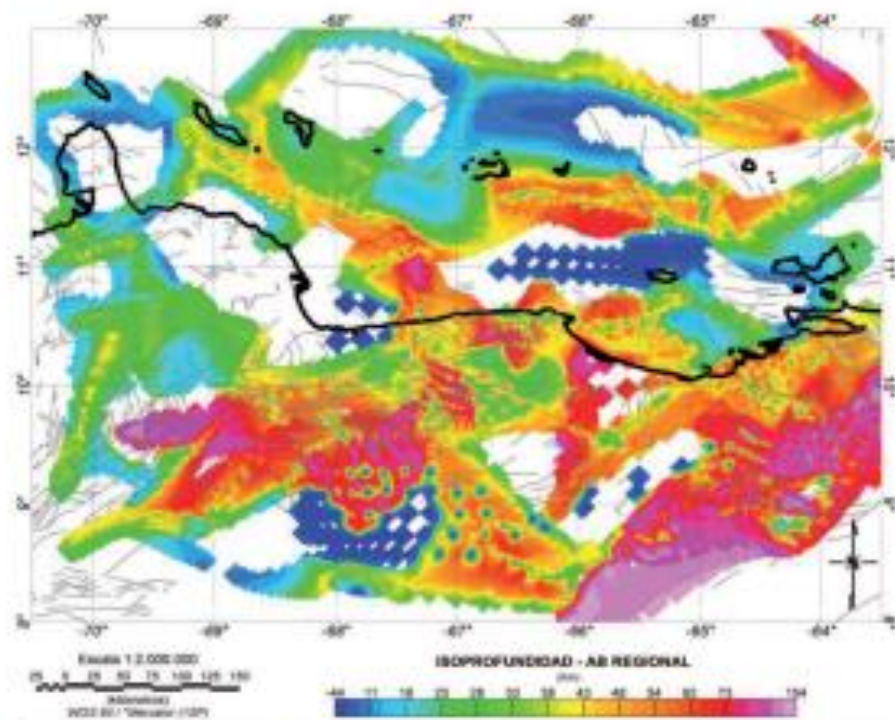


FIGURA 8. Máxima profundidad de contraste generado a partir de la anomalías gravimétricas regionales.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

La disposición de las superficies de máximo contraste de densidad en el subsuelo venezolano y en la zona de borde sur de la placa Caribe evidencia, para la franja continental, una evolución tectónica con un frente de margen pasivo con un límite bien marcado que se puede asociar a la frontera entre los terrenos Cámbricos y el Bloque de Piara propuesto por Feo-Codecido *et al.* (1984). Al este, los datos de subsuelo evidencian superficies de contrastes profundas y regulares que pueden ser asociadas a la antigüedad de su origen al estar representada por terrenos Precámbricos (FIGURA 7).

La variabilidad de la superficie de máximo contraste intracortical en la Sub Cuenca de Guárico le confieren al Alto del Baúl una geometría irregular, con intercalaciones de altos y bajos estructurales de orientación NNO.

Las napas tectónicas localizadas al norte del Corrimiento Frontal evidencian variaciones laterales en profundidad de las superficies de contraste a lo largo de toda la corteza. La superficie intracortical obtenida con la deconvolución de Euler de la Anomalia de Bouguer en esa franja evidencia la existencia de un patrón de esfuerzos tectónicos en el área, tal que el segmento occidental (al oeste de sistema de fallas oblicuas) fue sometido a extensión, mientras el segmento oriental era sometido a compresión. Esta combinación de esfuerzos generó la Cuenca Bonaire-Falcón al Norte y el hundimiento de las serranías del Litoral y del Interior al Sur, evidenciando que la fuente de la deformación ocurre, después del levantamiento de las serranías y antes de la deposición de los sedimentos más antiguos descritos en la cuenca, que corresponden al Eoceno Tardío (Gorney *et al.*, 2007). Este patrón de esfuerzos es de orden regional visto que la conducta descrita a nivel intracortical se propaga al manto superior como lo evidencia la deconvolución de Euler de la anomalía regional del área (FIGURA 8).

La sección oriental (al este del sistema fallas oblicuas) se caracteriza por el levantamiento de toda la sección cortical. Esto es claramente reflejado tanto por los mapas de anomalías regionales como los de las deconvoluciones correspondientes. Esto implica que la Plataforma Centro Norte Costera de Venezuela en su sección oriental se encuentra levantada respecto a la occidental y similar conducta exhiben las Serranías del Litoral y del Interior. Este levantamiento es máximo en la sección norte-sur al norte del sistema de fallas oblicuo y se atenúa al este. En la sección continental, la frontera de dominios se orienta en sentido NNO, respetando la

orientación del sistema de fallas oblicua, en la sección marina la frontera se orienta, a nivel intracortical en dirección norte-sur.

Las Antillas de Sotavento revelan expresiones de las superficies de contraste claramente divididas a nivel de las Islas Las Aves. Al oeste de estas islas, la superficie intracortical de contraste de densidad se revela menos profunda que al este, la frontera entre dominios se orienta en dirección norte-sur. La sección occidental de las Antillas de Sotavento agrupa similar composición espectral que la sección oriental de la Plataforma Centro Norte Costera, revelando la posible continuidad lateral de ambos segmentos al momento de su formación.

La distribución de las superficies de contraste de densidad revelada por la deconvolución de Euler dentro de la zona de borde Sur de la placa Caribe evidencia que la zona ha sido sometida a deformaciones, posteriores a la acreción de los sistemas ígneos metamórficos expuestos en las Antillas de Sotavento y las serranías del Litoral y el Interior venezolano, bajo patrones de esfuerzos con importante componentes oeste-este, sobre bloques tectónicos con franjas de debilidad en sentido Norte-Sur, y componentes rotacionales en sentido horario, capaces de desplazar franjas tectónicas de orientación original oeste-este a posiciones NO-SE.

La división de dominios de las Antillas de Sotavento es innegable. Una explicación posible es la rotación horaria de la sección occidental de estas islas ante el escape del Bloque de Maracaibo. La clara ruptura de conducta de las superficies de contraste de densidad, tanto a nivel intracortical como en manto superior en las Islas Las Aves, le da carácter litosférico a esta rotación, pero requiere de la existencia previa de una zona de debilidad.

CONCLUSIONES

De la integración de resultados de la caracterización de los campos potenciales realizados en la sección oriental de la placa Caribe y, en especial, a partir del producto de la aplicación de la deconvolución de Euler a datos gravimétricos se puede concluir que:

La anomalía gravimétrica positiva localizada en el extremo oriental de las serranías del Litoral y el Interior es de alcance cortical. Se origina por el hundimiento de la sección occidental de ambas serranías lo que deriva en una profundización del orden de 10 km de la superficie de máximo contraste de densidad asociada al techo de rocas basálticas o equivalentes. Esta conducta

se prolonga en la Plataforma Centro Norte Costera, con una disminución progresiva de sur a norte, atenuándose totalmente a nivel de las Antillas de Sotavento.

El sistema de fallas oblicuo que aflora en las serranías del Litoral y el Interior en Venezuela, así como su proyección en la Plataforma Centro Norte Costera, operó como zona de debilidad ante el escape tectónico del Bloque de Maracaibo facilitando la rotación horaria de la sección occidental de la plataforma; sin embargo, para esa fecha (Mioceno) ya la deformación intracortical existía. Esto lo evidencia las edades del relleno sedimentario de la Cuenca de Bonaire, con lo cual dicha deformación se asocia al cambio global ocurrido a finales del Eoceno, período en el cual el mismo sistema de fallas representa la línea de debilidad cortical que facilita el hundimiento de la sección occidental y el levantamiento de la oriental.

La afinidad espectral de la sección occidental de las Antillas de Sotavento (Aruba) con la Plataforma Centro Norte Costera podría evidenciar un origen común y explicar, parcialmente, la falta de continuidad lateral de las anomalías gravimétricas en esta cadena de islas.

La sección norte de la Placa Suramericana revela un patrón de altos y bajos de la superficie de máximo contraste de densidad, con orientación NNO, en terrenos Paleozoicos, en contacto tectónico con el Bloque de Piedra al este (Feo-Codecido *et al.*, 1984) de edad Precámbrico representando este último, el basamento de la Sub Cuenca de Maturín. El límite entre ambos dominios tiene una orientación preferencial norte-sur y se localiza en el subsuelo del estado Anzoátegui.

Si se combina este resultado con la afinidad magnética del Caribe Oriental al Océano Atlántico (Orihuela y García, 2011, Orihuela *et al.*, 2012) con lo cual el Caribe se origina entre las Américas (Meschede and Frisch, 1998), la cresta de esparcimiento oceánico en su propagación al sur se topó con la plataforma continental, lo que impidió su avanzada inmediata y generó un patrón de fallas transformantes al norte de Suramérica y el transporte del sistema de *rifting* a la sección continental formando la secuencia de *grabens* Jurásico descritas en el subsuelo venezolano. Situación similar se presenta en el Ártico con la dorsal de Gakkel y el mar de Laptev (Van Wijk and Blackman, 2005). En esta región la propagación de la dorsal, al encontrarse con la plataforma continental ártica, deriva en la activación de la falla transformante de Khatanga-Lomonosov y de la ancha zona de *rifting* continental localizada al oeste del Cratón Siberiano, con secuencias de *grabens* y *horts* de orientación NNE-SSO (Franke and Hinz, 2009).

REFERENCIAS

- Audemard, F.E., and Audemard, F.A. 2002. Structure of the Merida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345: 299-327.
- Audemard, F., Romero, G., Rendon, H., and 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: 181-233.
- Backé, G., Dhont, D., and Hervouët, Y. 2006. Spatial and temporal relationships between compression, strike-slip and extension in the Central Venezuelan Andes: Clues for Plio-Quaternary tectonic escape. *Tectonophysics*, 425: 25-53.
- Beets, D., Maresch, W., Klaver, G., Mottana, A., Bocchio, R., Beunk, F., and Monen, H. 1984. Magmatic rock series and high-pressure metamorphism as constraints on the tectonic history of the southern Caribbean. In: *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*, edited by W. E. Bonini, R. B. Hargraves, and R. Shagam, *Memories Geological Society of America*, 162: 95-130.
- Bellizia, A., and Dengo, C. 1990. The Caribbean mountain system, northern South America; a summary. In: Dengo, G. and Case, J. E. (eds) *The Geology of North America*, Vol. H, *The Caribbean Region*, Geological Society of America, 167-175p.
- Beardsley, A., and Lallemand, A. 2007. Oblique collision and accretion of Netherlands Leeward Antilles to South America. *Tectonics*, 26, TC2009, doi: 10.1029/2006TC002028.
- Bezada, M., Magnani, M., Zelt, C., Schmitz, M., and Levander, A. 2010. The Caribbean-South American plate boundary at 65°W: Results from wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 115: B08402.
- Bosch, M., and Rodriguez, I. 1992. North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plates. *Journal of South American Earth Science*, 6(3): 133-143.
- Coffin, M., and Eldholm, O. 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. *Reviews in Geophysics*, 32: 1-36.

- Diebold, J., Stoffa, P., Buhl, P., and Truchan, M. 1981. Venezuelan Basin crustal structure. *Journal of Geophysical Research*, 86: 7901–7923.
- Diebold, J., and Driscoll, N. 1999. New insights on the formation of the Caribbean basalt province revealed by multichannel seismic images of volcanic structures in the Venezuelan Basin. En: Hsu, K. J., (Series Ed.). *Sedimentary Basins of the World*, 4: 561–589.
- Diebold, J. 2009. Submarine volcanic stratigraphy and the Caribbean LIP's formational environment. *Geological Society, London, Special Publications*, 328: 799–808. doi:10.1144/SP328.30.
- Donnelly, T., Melson, W., Kay, R., and Rogers, J. 1973. Basalts and dolerites of Late Cretaceous age from the central Caribbean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, US Government Printing Office, Washington, DC*, pp.1137.
- Driscoll, N., and Diebold, J. 1998. Deformation of the Caribbean region: one plate or two? *Geology*, 26: 1043–1046.
- Edgar, N., Ewing, J., and Hennion, J. 1971. Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 55: 833–870.
- Egbue, O., and Kellogg, J. 2010. Pleistocene to present North Andean "escape". *Tectonophysics*, 489: 248–257.
- Ewing, J., and Ewing, M. 1962. Reflection profiling in and around the Puerto Rico Trench. *Journal of Geophysical Research*, 67: 4729–4739.
- Feo-Codecido, G., Smith, F., Aboud, N., and Di Giacomo, E. 1984. Basement and Paleozoic rock of the Venezuelan Llanos basins. *The Caribbean American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geological Society of America Memoirs*, 162: 175–187.
- Franke, D., and Hinz, K. 2009. *Geology of the shelves surrounding the New Siberian Islands, Russian Arctic. Stephan Mueller Special Publication Series*, 4: 35–44.
- García, A. 2009. Mapas de anomalías de gravedad y magnetismo de Venezuela generados a partir de datos satelitales. Trabajo de Grado, Universidad Central de Venezuela, 208p. Consultado en <http://www.abae.gob.ve>.
- Geosoft Inc. 2007. Oasis montaj v.6.4.2, Standard Edition [Program].
- Ghosh, N., Hall, S., and Casey, J. 1984. Sea floor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin. In: *The Caribbean–South American Plate Boundary. Geological Society of America Memoirs*, 162: 65–80.
- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F., and Vaccaro, A. 2002. The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: Tectono-magmatic setting of the ophiolitic units and kinematic evolution. *Lithos*, 63(1–2): 19–40.
- Guedez, M. 2007. *Crustal Structure Across the Caribbean–South American Plate Boundary at 70°W – Results From Seismic Refraction and Reflection Data*, M.S Thesis, Rice University, Houston, Texas.
- Gorney, D., Escalona, A., Mann, P., and Magnani, M. 2007. Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on-land geology. *AAPG Bulletin*, 91(5) 653–684.
- Hackley P., Urbani, F., Karlsen A., and Garrity, C. 2005. *Geologic Shaded Relief Map of Venezuela*. U.S. Geological Survey, Consultado en <http://pubs.usgs.gov/of/2005/1038>.
- Higgs, R. 2009. Caribbean-South America oblique collision model revised. *Geological Society, London, Special Publications*, 328: 613–657. doi: 10.1144/SP328.25.
- James, K. 2006. Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter-American origin: En Iturralde-Vinent, M. A., Lidiak E. G., (Eds.), *Caribbean Plate Tectonics, Geological Act*, 4(1-2): 279-302.
- Kerr, A., White, R., Thompson, P., Tarney, J., and Saunders, A. 2003. No Oceanic Plateau – no Caribbean Plate? The seminal role of oceanic plateau(s) in Caribbean Plate evolution. In: Bartolini, C., Buffler, R. T. and Blickwede, J. (eds) *The Gulf of Mexico and Caribbean Region: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics. American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, 79: 126–268.
- Lawson, C., and Hanson, R. 1974. *Solving least squares problems*. Prentice-Hall, Inc.

- Lücke, O., Götze, H.-J., and Alvarado, G. 2010. A Constrained 3D Density Model of the Upper Crust from Gravity Data Interpretation for Central Costa Rica. *International Journal of Geophysics*, ID 860902: 1-9. doi:10.1155/2010/860902.
- Magnani, M., Zelt, C., Levander, A., and 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: 23-12.
- Mann, P., Rogers, R., and Gahagan, L. 2007. Overview of Plate tectonic history and its unresolved tectonic problems. In: Bundschuh, J. and Alvarado, G. (eds) *Central America: Geology, Resources and Hazards*. Taylor and Francis, London, 1: 201–237.
- Meschede, M., and Frisch, W. 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate. *Tectonophysics*, 296: 269-291.
- Müller, R., Royer, J.-Y., Cande, S., Roest, W., and Maschenkov, S. 1999. New constraints on the Late Cretaceous/Tertiary plate tectonic evolution of the Caribbean. In: Mann, P. (ed.) *Caribbean Basins, Sedimentary Basins of the World*, 4: 33–59.
- Mushayandebvu, M., Van Driel, P., Reid, A., and Fairhead, J. 2001. Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution. *Geophysics*, 66: 814-823.
- Mushayandebvu, M., Lesurz, V., Reid, A., and Fairhead, J. 2004. Grid Euler deconvolution with constraints for 2D structures. *Geophysics*, 69 (2): 489–496.
- Nabighian, M., and Hansen, R. 2001. Unification of Euler and Werner deconvolution in three dimensions via the generalized Hilbert transform. *Geophysics*, 66: 1805-1810.
- Officer, C., Ewing, J., Edwards, R., and Johnson, H. 1957. Geophysical investigations in the eastern Caribbean: Venezuelan Basin, Antilles island arc, and Puerto Rico Trench. *Geological Society of America Bulletin*, 68: 359–378.
- Orihuela, N., y Cuevas, J. 1993. Modelaje sismogravimétrico de perfiles regionales del caribe central. *Revista de la Facultad de Ingeniería*, 8(1): 55-73.
- Orihuela, N., y García, A. 2011. Anomalías magnéticas bandeadas del caribe oriental. IV convención cubana de ciencias de La Tierra, Geociencias, Habana, Cuba.
- Orihuela, N, García, A, and Arnaiz, M. 2012. Magnetic anomalies in the Eastern Caribbean *International Journal of Earth Sciences*, 102: 591-606, doi:10.1007/s00531-012-0828-6.
- Ostos, M. 1990. Tectonic evolution of the south-central Caribbean based on geochemical and structural date. PhD thesis, Houston, Rice University.
- Ostos, M., and Sisson, V. 2005. Geochemistry and tectonic setting of igneous and metaigneous rocks of north Venezuela. In: Ave' Lallemand, H.G. and Sisson, V. B. (eds) *Caribbean–South American Plate Interactions, Venezuela*. Geological, 119-156 p.
- Paolini, M. 2012. Interpretación geofísica integrada del sector occidental de la Plataforma Centro Norte Costera de Venezuela. Tesis Ms.C. Universidad Central de Venezuela, 154p.
- Pavlis, N., Simon, A., Holmes, S., Kenyou, J., and Factor, K. 2008. An Earth Gravitational Model to Degree 2160, EGM2008, National Geospatial Intelligence Agency. EGU General Assembly, Vienna, Austria.
- Pindell, J., and Kennan. 2009. South America in the mantle reference frame: an update tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern. *Geological Society, London, Special Publications*, 328: 1-55.
- Rajaram, M., and Anand, S. 2003. Central Indian tectonics revisited using aeromagnetic data. *Earth Planets Space*, 55: 1–4.
- Reid, A., Allsop, L., Granser, H., Millet, A., and Somerton, I. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55: 80-91.
- Révilion, S., Hallot, E., Arndt, N., Chauvel, C., and Duncan, R. 2000. Caribbean Plateau: petrology, geochemistry, and geochronology of the Beata Ridge, South Hispaniola. *Journal of Geology*, 108: 641–661.
- Sánchez, J., Götze, H., and Schmitz, M. 2010. 3-D lithospheric density structure of the Caribbean-South American plate boundary. *International Journal of Earth Sciences*, 100(7): 1697-1712, doi: 10.1007/s00531-010-0600-8.

- Schmitz, M., Bezada, M., Avila, J., Vieira, E., Yáñez, M., Levander, A., Zelt, M., Magnani, B., Rocabado, V., Ollarves, R., Gil, G., Sánchez, J., Cano, V., and Jacome, M. 2008. Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, 459: 14-26.
- Silva, J., and Barbosa, V. 2003. Euler deconvolution: Theoretical basis for automatically selecting good solutions. *Geophysics*, 68: 1962-1968.
- Silver, E., Case, J., and Macgillavry, H. 1975. Geophysical study of the Venezuelan Borderland. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 213-226.
- Sinton, C., Duncan, R., Storey, M., Lewis, J., and Estrada, J. 1998. An oceanic flood basalt province within the Caribbean Plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 155: 221-235.
- Stavrev, P., and Reid, A. 2007. Degree of homogeneity of potential fields and structural indices of Euler deconvolution. *Geophysics*, 72(1): 1-12.
- Stéphan, J-F., Mercier de Lépinay, B., Calais, E., Tardy, M., Beck, C., Carfantan, J.C., Olivet, J.L., Vila, J.M., Bouysse, P., Mauffret, A., Bourgois, J., Théry, J.M., Toumon, J., Blanchet, R., and Dercourt, J. 1990. Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 8: 915-919.
- Talwani, M., Windisch, C., Stoffa, P., Buhl, P., and Houtz, R. 1977. Multichannel seismic study in the Venezuelan Basin and the Curacao Ridge. In: *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*. Maurice Ewing Series, 1. American Geophysical Union, 83-98p.
- Tedla, G., Van Der Meijde, M., Nyblade, A., and Van Der Meer, F. 2011. A crustal thickness map of Africa derived from a global gravity field model using Euler deconvolution. *Geophys. Journal International*, 187: 1-9.
- Thompson, D. 1982. Eulph - A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47: 31-37.
- Thompson, P., and Kempton, P. 2004. Elemental, Hf-Nd isotopic and geochronological constraints on an island arc sequence associated with the Cretaceous Caribbean Plateau: Bonaire, Dutch Antilles. *Lithos*, 74: 91-116.
- Urbani, F. 2008. Revisión de la nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metamórficas del norte de Venezuela. *Boletín de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales*, 68(3): 27-43.
- Van Wijk, J., and Blackman, D. 2005. Dynamics of continental rift propagation: the end-member modes. *Earth and Planetary Science Letters* 229: 247-258.
- White, R., Tarney, J., Kerr, A., Saunders, A., Kempton, P., Pringle, M., and Klaver G. 1999. Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. *Lithos*, 46(1): 43-68, doi: 10.1016/S0024-4937(98)00061-9.
- Zhang, Ch., Mushayandebvu, M., Reid, A., Fairhead, J., and Odegard, M. 2000. Euler deconvolution of gravity tensor gradient data. *Geophysics*, 65(2): 512-520.

Trabajo recibido: abril 28 de 2012

Trabajo aceptado: agosto 15 de 2014