

## INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA DE LA PLATAFORMA CENTRO NORTE COSTERA DE VENEZUELA

Mónica Paolini\*, Michael Schmitz, Nuris Orihuela Guevara

**Resumen.** Con el objeto de estudiar el régimen tectónico-estructural de la plataforma centro norte costera venezolana, entre Golfo Triste y Cabo Codera, se analizaron datos geofísicos que incluyen sísmica de reflexión 2D, así como también información gravimétrica y magnética derivada de modelos combinados que integran datos medidos en tierra, mar y desde plataformas satelitales. La metodología de trabajo fue dividida en tres fases: interpretación sísmica que incluyó el análisis de seis perfiles regionales. Fueron identificadas cuatro secuencias depositacionales, limitadas por cuatro discordancias, correspondientes a los ciclos Eoceno superior – Oligoceno inferior, Oligoceno superior – Mioceno inferior, Mioceno medio – Mioceno superior y Plioceno – Reciente. La fase de interpretación gravimétrica/magnética consistió en el análisis espectral, el cual generó el espectro de potencia promediado radialmente para realizar la separación de la componente regional y residual de las anomalías, y posterior cálculo de la profundidad de las fuentes que las generan. La última fase corresponde al modelado, integrando la información a lo largo de tres perfiles. Los resultados muestran la configuración regional de la plataforma al nivel profundo, intermedio y somero. El Moho aumenta su profundidad de norte a sur, de 21 km al NE de las Antillas de Sotavento a 38 km al sur, en el continente. Paralelo a la costa, la geometría del Moho presenta altos y bajos que indican un Moho más profundo al sur de la Cuenca de Bonaire hacia la costa (33 km) que se vuelve más somero hacia la Plataforma de La Guaira (28 km), y vuelve a profundizar al este, hacia Cabo Codera (32 km). La Cuenca de Bonaire se presenta como una provincia alongada que se extiende al sur de las Antillas de Sotavento desde Curazao hasta La Orchila, con un máximo espesor de sedimentos de 5 km.

**Palabras clave:** Sísmica de reflexión, Datos gravimétricos, Datos magnéticos, Cuenca de Bonaire, Plataforma de La Guaira, Antillas de Sotavento.

**Extended Abstract.** Northern Venezuela is located along the interaction between the Caribbean and the South American plates. This plate boundary comprises a deformation zone 100 km wide,

which is the result of a long process of oblique collision between them (Audemard, 1993), where most of the dextral lateral movement is distributed along the Boconó-San Sebastian-El Pilar fault system (Molnar & Sykes, 1969) and the rest of the deformation is distributed along faults on land and on the continental shelf of Venezuela (Audemard *et al.* 2000). In 2009, several seismic events were recorded, being the most important the earthquake reported on September 12, with magnitude  $M_w = 6.4$ , located offshore Morón, with a focal depth of 5.8 km and a focal mechanism expressing dextral lateral movement (Figure 1). The absence of damage south of the epicenter, and minor to moderate structural damage to the west (50 km, in the towns of Tucacas and Chichiriviche, Falcón state), suggests a possible directivity pattern of the dissipated energy related to the event (FUNVISIS, 2009), that allows us to reflect on the structural complexity of the area. This study includes the characterization of the north central coastal platform of Venezuela (Figure 2) from information that includes 2D seismic reflection lines, as well as gravity and magnetic data derived from combined models that integrate data measured on land, sea and from satellite platforms, in order to carry out an integrated interpretation allowing the construction of a geological model of the area. The study area includes: Los Roques Trough, Leeward Antilles, Bonaire Basin, Choroní Basin and La Guaira Platform. Figure 3 shows the physiographic provinces in the Venezuelan north central coastal platform, location of submarine canyons, and the main towns along the coast. From six seismic reflection profiles, we identify and interpret seismic horizons and faults in time domain (TWT). Subsequently, time to depth conversion was carried out. The first step consisted in the interpretation of the acoustic basement, identified in all the seismic lines. Thereafter, we identified the main regional unconformities (Macellari, 1995; Gorney *et al.* 2007).

Finally, considering the tectonic events that occurred in the area, the geometry of seismic reflectors and extension-compressive regimes, ages were assigned to recognized units. Four depositional sequences, bounded by four reflectors, were identified, corresponding to the cycles Eocene

\*M. Paolini, FUNVISIS  
monicpao@gmail.com

- Oligocene, Upper Oligocene - early Miocene, middle Miocene - Late Miocene and Pliocene – Recent (Figures 7, 8, 9, 10 and 11). Due to the absence of well-log data, time-to-depth conversion of seismic horizons was carried out using the velocity model presented by Magnani *et al.* (2009), which extends along profile PC5. Six pseudo-wells along the profile were defined (Figure 4). From the velocity model, pairs of velocity-depth data were extracted, that enabled the subsequent generation of pairs of two way travel time (TWT) and depth (Paolini, 2012). From gravity data, the radially averaged power spectrum for the entire study area was obtained (Spector & Grant, 1970; Figure 5). Considering the characteristic wave number values of regional and residual sources, a Gaussian filter was applied in order to obtain regional and residual gravity/magnetic anomalies maps. We started with an initial model, which incorporated all available information: bathymetry, geology, seismic, gravity, magnetic, as well as the depth of the surfaces with contrast in density and/or susceptibility between them (Paolini, 2012). Three profiles were plotted coinciding with the location of the seismic lines PC1, PC2 and PC3 (Figure 6).

The depth of the crust-mantle boundary is determined from compilation of previous works in the area (Arogunmati 2006; Niu *et al.* 2007; Bezada *et al.* 2008; Schmitz *et al.* 2008; Magnani *et al.* 2009). The depth and geometry of the upper-lower crust interface was determined from east-west and north-south profiles (Figure 6) based on the Euler deconvolution of gravity data applying a structure index equal to 1 (Orihuela & García, 2011). Both, basement and the limit corresponding to the boundary between Tertiary and Quaternary sediments, resulted from seismic interpretation and subsequent time-to-depth conversion. A structural map showing the main provinces in the study area (Figure 12) was generated from the interpretation of the seismic profiles (Figures 7, 8, 9, 10 and 12). This map was combined with the gravity/magnetic maps, as shown in Figure 13, in order to identify and correlate the main crustal structures. Two of the three profiles are showed: A-A (Figure 14) and C-C' (Figure 15) and their characteristics are presented in Table 2. The Leeward Antilles are characterized by positive values of magnetic and gravity anomalies as discontinuous bodies. Between Las Aves and Los Roques islands, minimum values of gravity/magnetic anomalies break the high anomaly trend in NW-SE direction, stating that there is a boundary dividing the island chain in two regions,

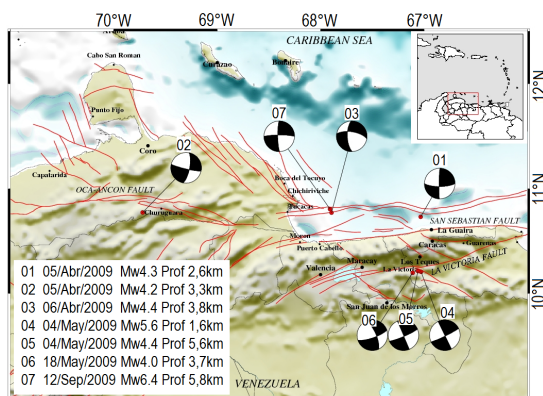
both, at depth and shallow level: Las Aves - Bonaire and Los Roques - La Orchila. The Bonaire Basin is presented as an elongated province that extends to the south of the Leeward Antilles from Curacao to La Orchila, with a maximum sediment thickness of 5 km. The limit between Bonaire Basin and Choróní Basin is given by the presence of the Mamo and Ocumare canyons (Sellier de Civrieux, 1971). Both canyons join to north in the Canyon "A", and below this canyon distinguish the presence of a fault with a vertical jump that divides the basin into two sectors characterized by the difference in basement depth. La Guaira Platform is presented as a structure characterized by positive gravity anomaly values between 40 and 83 mGal. The platform is not a continuous body; it is possible to distinguish localized structural highs in gravimetric, seismic and bathymetric data, identified as Placer de La Guaira, Placer de Caracas and Altos de Codera (Sellier de Civrieux, 1971). The gravity anomaly maps allow confirming the existence of two domains along the central coast: one domain characterized by negative anomalies west of Maiquetía, and another one to the east, represented by positive values, indicating subsidence and uplift, respectively. The boundary between both domains extends from north to south, from the Leeward Antilles, between the platforms of Las Aves and Los Roques, to the coastline and extending south towards the Serranía del Litoral. The depth to the top of the basement varies throughout the study area from 1 to 8 km (Figure 16). The basement depth allows a regional vision of the behavior of the basin, with an elongated shape south of the Leeward Antilles, becoming narrower to the coast. At the level of lower crust, upper crust and basement, it is possible to differentiate how the Bonaire Basin is located in a depressed area in relation to its eastern end, represented by the La Guaira platform, a structural high clearly differentiated in both, gravity and seismic data, and its western end, represented by Falcón Basin. The depth of the upper-lower crust interface varies from 8 km between Los Roques and La Orchila through to 24 km south of Bonaire Basin. It emphasizes north-south alignments in the central study area, and a well-defined high towards La Guaira Platform (Figure 17). The Moho deepens from 21 km northeast of Leeward Antilles to 38 km towards the south beneath the continent. Parallel to the coast, the Moho topography has highs and lows that indicate a deeper Moho to the south of Bonaire Basin (33 km), which becomes shallower towards La Guaira Platform (28 km), and deepens again eastwards at Cabo Codera (32 km) (Figure 18).

**Keywords:** Seismic reflection, Gravity data, Magnetic data, Modeling, Bonaire Basin, La Guaira Platform, Leeward Antilles.

**INTRODUCCIÓN**

El norte de Venezuela comprende la zona de interacción entre las placas Caribe y Suramericana. El límite entre ambas placas, que consiste en una zona de deformación de 100 km de ancho aproximadamente, es el resultado de un largo proceso de colisión oblicua entre ellas (Audemard, 1993), donde gran parte del movimiento lateral dextral es distribuido a lo largo del sistema de fallas Boconó-San Sebastián-El Pilar (Molnar & Sykes, 1969; Minster & Jordan, 1978; Pérez & Aggarwal, 1981; Stephan, 1982; Aggarwal, 1983; Schubert, 1984; Soulas, 1986; Beltrán & Giraldo, 1989) y el resto de la deformación se distribuye a lo largo de fallas en tierra y en la plataforma continental de Venezuela (Audemard *et al.* 2000).

En el año 2009, fueron registrados varios eventos sísmicos en el país, los cuales mostraron un incremento de la sismicidad regional en la zona norcentral, siendo el de mayor relevancia el sismo reportado el 12 de septiembre, 6,4 Mw, localizado costa afuera al NE de la población de Morón, con profundidad de 5,8 km y un mecanismo focal que expresa movimiento lateral dextral (Figura 1).



**Figura 1.** Mecanismos focales de los eventos sísmicos ocurridos desde abril a septiembre de 2009 en la región norcentral de Venezuela (FUNVISIS, 2009).

**Figure 1.** Focal mechanism solutions of seismic events occurred from April to September 2009 in the Venezuelan north central area (FUNVISIS, 2009).

La ausencia de daños al sur del epicentro y daños estructurales menores a moderados al oeste (a 50 km, en las poblaciones de Tucacas y Chichiriviche,

estado Falcón), sugiere un posible patrón de directividad de la energía liberada relacionada con el evento (FUNVISIS, 2009) que nos permite reflexionar acerca de la complejidad estructural del área. En este sentido, la contribución de los estudios geofísicos juega un papel fundamental en el entendimiento de la configuración estructural, tanto regional como local, de la plataforma continental, considerando que la interpretación de estructuras geológicas costa afuera es más limitada en relación con la interpretación en tierra, debido principalmente a una menor disponibilidad de datos.

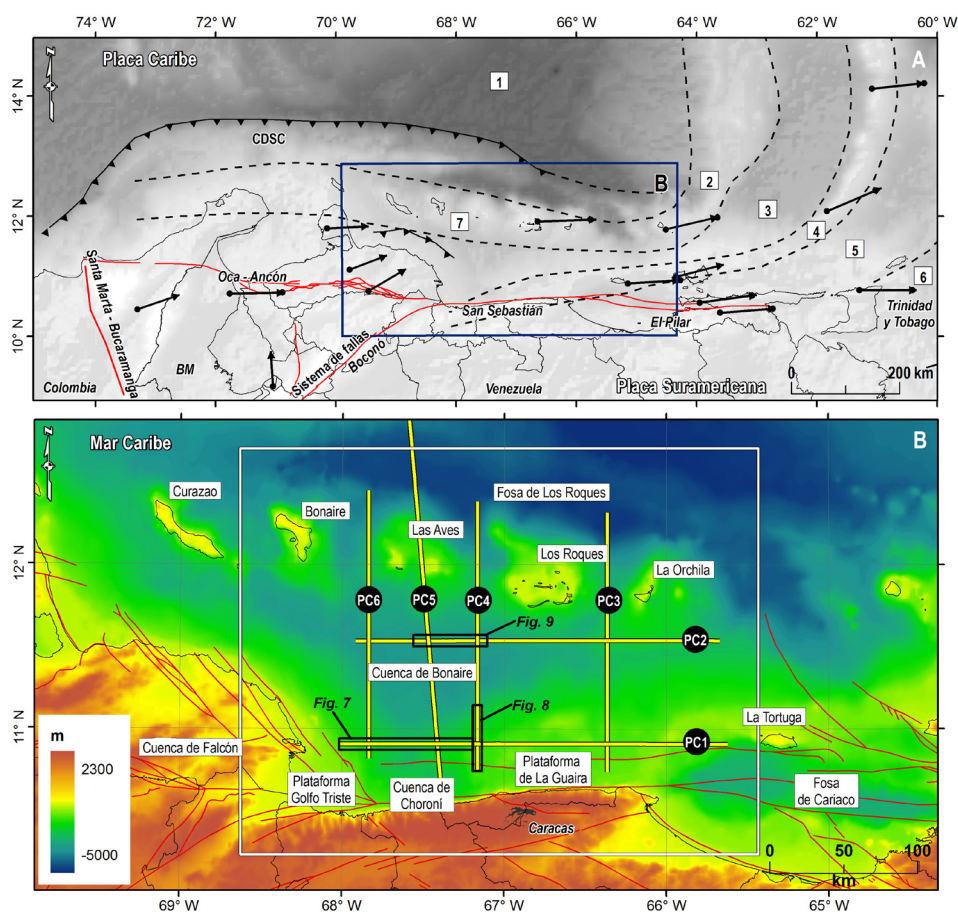
El presente estudio contempla la caracterización de la plataforma centro norte costera de Venezuela (Figura 2) a partir de información que incluye líneas sísmicas de reflexión 2D, así como también datos gravimétricos y magnéticos derivados de modelos combinados que integran datos medidos en tierra, mar y desde plataformas satelitales, con la finalidad de llevar a cabo una interpretación integrada, permitiendo la construcción de un modelo geológico del área, como un aporte al conocimiento de las estructuras presentes en el subsuelo.

**GEOLOGÍA LOCAL**

En líneas generales, en la región central de la plataforma continental de Venezuela han sido identificadas a partir de la interpretación de perfiles sísmicos, tres discordancias regionales, las cuales individualizan tres ciclos sedimentarios que constituyen una columna sedimentaria de espesor variable entre 900 m y 9.000 m (González de Juana *et al.* 1980). La primera discordancia regional representa el tope del basamento ígneo-metamórfico; por encima de esta discordancia se encuentra un espesor variable de 0 m a 4.500 m de sedimentos, constituido principalmente por lutitas, y caracterizado por fuertes buzamientos e intenso fallamiento; este ciclo está ausente sobre zonas estructuralmente levantadas como la Plataforma de La Guaira. La discordancia intermedia, correspondiente a la base del Mioceno inferior, es reconocida sólo en las zonas sometidas a mayor subsidencia de la plataforma continental, dado que en las zonas estructuralmente levantadas se confunde con la discordancia más somera, ocasionando la

desaparición del ciclo de sedimentación intermedio. El espesor de este ciclo sedimentario varía de 0 m a 1.200 m, y la naturaleza de las reflexiones sísmicas indica la posible presencia de horizontes de caliza intercalados con lutitas y areniscas. La discordancia más somera, que marca la base de un ciclo sedimentario que comenzó durante el Mioceno medio, se ha identificado sobre toda la extensión de la plataforma continental. Los estratos por encima de esta discordancia tienen buzamiento suave a sub-horizontal, con espesores entre 900 m y 6.000 m, representados por intercalaciones arenoso-lutíticas (González de Juana *et al.* 1980).

El área de estudio abarca, mayoritariamente, la Cuenca de Bonaire que se extiende al sur de las Antillas de Sotavento, desde Curazao hasta La Orchila (Figura 2), y contiene más de 4.000 m de depósitos cenozoicos (Case *et al.* 1984). Esta cuenca es una extensión en mar de la Cuenca de Falcón (Silver *et al.* 1975; Case *et al.* 1984), conformando la cuenca Falcón-Bonaire. Silver *et al.* (1975), a partir de datos gravimétricos de Aire Libre, realizaron un modelo a lo largo de un perfil que atraviesa la Cuenca de Bonaire, asignando un espesor de sedimentos de 6.000 m.



**Figura 2.** (A) Mapa de la región sureste del Caribe con las principales provincias tectónicas y características estructurales de la región: 1: Cuenca de Venezuela, 2: Alto de Aves, 3: Cuenca de Granada, 4: Antillas Menores, 5: Cuenca de Tobago, 6: Prisma de acreción de Barbados, 7: Antillas de Sotavento, BM: Bloque de Maracaibo. Las flechas representan los vectores de desplazamiento (20 mm/a) compilados por Pérez *et al.* (2001) y Trenkamp *et al.* (2002). (B) Mapa topográfico/batimétrico (Becker *et al.* 2009) de la región centro norte costera de Venezuela indicando el área de estudio con un recuadro. Fallas cuaternarias según Audemard *et al.* (2000). Las líneas representan la ubicación de los perfiles sísmicos de reflexión.

**Figure 2.** (A) Map of the southeastern Caribbean region with major tectonic provinces and structural features: 1: Venezuela Basin, 2: Aves Ridge, 3: Granada Basin, 4: Lesser Antilles, 5: Tobago Basin, 6: Barbados accretionary prism, 7: Leeward Antilles, BM: Maracaibo Block. The arrows represent the displacement vectors (20 mm/a) compiled from Pérez *et al.* (2001) and Trenkamp *et al.* (2002). (B) Topographic/bathymetric map (Becker *et al.* 2009) of the Venezuelan north central coast showing the framed study area. Quaternary faults from Audemard *et al.* (2000). Lines represent the location of seismic reflection profiles.

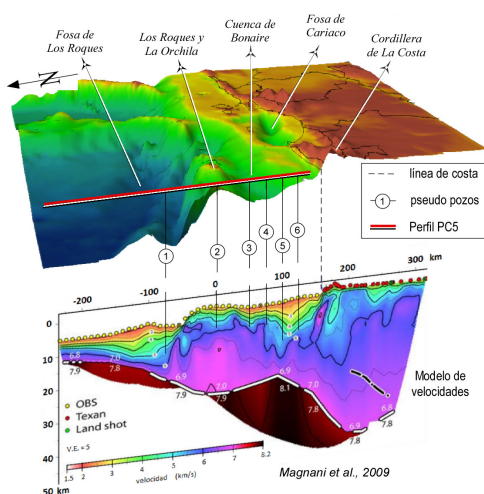




de datos obtenidos de la misión GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) basados en el modelo geopotencial combinado EGM2008 (Pavlis *et al.* 2008). García (2009), generó los datos de anomalía de Bouguer para toda Venezuela a partir de la gravedad observada, tomando como nivel de referencia el geode ( $h=0$ ) y una densidad de reducción de Bouguer igual a 2,67 g/cc. La resolución de los datos es de 0,033 grados (3.700 m, aproximadamente). Los datos magnéticos disponibles derivan del modelo combinado EMAG2 (Maus *et al.* 2009) con una resolución de 2 arc-minutos y reducido a 4.000 m por encima del geode. García (2009) generó los datos de anomalías de campo magnético total (ACMT) para 189.782 estaciones de medición.

### Interpretación sísmica

La primera fase en la interpretación consistió en la identificación del basamento acústico caracterizado por ser un reflector regional presente en todas las líneas sísmicas. Posteriormente, se procedió a la identificación de las principales discordancias regionales. Por último, a partir de la geometría de los reflectores sísmicos, característicos de regímenes de tipo extensivos o compresivos, fueron asignadas edades a los horizontes y las unidades reconocidas,



**Figura 4.** Ubicación de los seis pseudo-pozos a lo largo del perfil PC5. El modelo de velocidades fue tomado de Magnani *et al.* (2009). El tope del basamento cristalino está definido a una velocidad de 5,5 km/s. El promedio de velocidades en la corteza es de 6,3 a 6,5 km/s según los autores.

**Figure 4.** Location of six pseudo-wells along the PC5 profile. The velocity model according to Magnani *et al.* (2009). The crystalline basement defined as the 5.5 km/s velocity contour, deepens from 4 km to 13 km. Average crustal velocity is 6.3-6.5 km/s according to the authors.

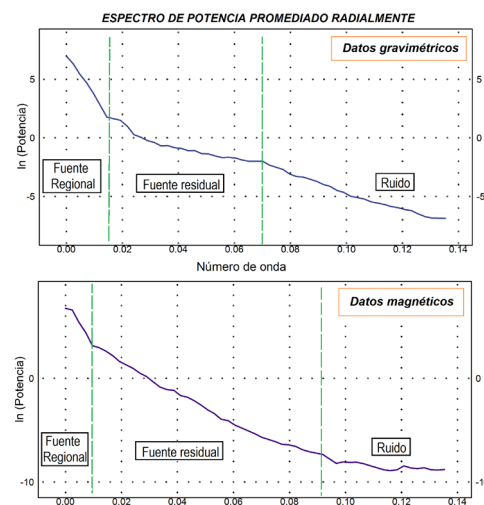
tomando en consideración la estimación de edades de los eventos tectónicos acontecidos en la zona (Macellari, 1995; Gorney *et al.*, 2007).

El proceso de conversión de tiempo a profundidad de los horizontes sísmicos, fue realizado usando como información base el modelo de velocidades presentado por Magnani *et al.* (2009), que se extiende a lo largo del perfil PC5. Se definieron seis pseudo-pozos a lo largo del perfil (Figura 4).

A partir del modelo de velocidades, fueron extraídos pares de datos de velocidad-profundidad que permitieron la posterior generación de pares tiempo doble de viaje (TWT) y profundidad, acción que permitió finalmente realizar la conversión a profundidad de los horizontes interpretados (Paolini, 2012).

### Interpretación gravimétrica/magnética

Se obtuvo el espectro de potencia promediado radialmente para la totalidad del área de estudio (Spector & Grant, 1970; Figura 5). Considerando los valores del número de onda característicos de las fuentes regionales y residuales, fue aplicado un



**Figura 5.** Espectro de potencia promediado radialmente de la anomalía de Bouguer y la anomalía magnética. Números de onda característicos: 0,014 (fuente regional) y entre 0,014 y 0,07 (fuente residual) para los datos gravimétricos y 0,0096 (fuente regional) y entre 0,0096 y 0,09 (fuente residual) para los datos magnéticos.

**Figure 5.** Radially averaged power spectrum of Bouguer anomaly and magnetic anomaly. Characteristic wave numbers: 0.014 (regional source) and between 0.014 and 0.07 (residual source) for gravity data; 0.0096 (regional source) and between 0.0096 and 0.09 (residual source) for magnetic data.

filtro de tipo Gaussiano con la finalidad de obtener los mapas de la componente regional y residual de las anomalías de Bouguer y las anomalías magnéticas.

**Modelado gravimétrico/magnético**

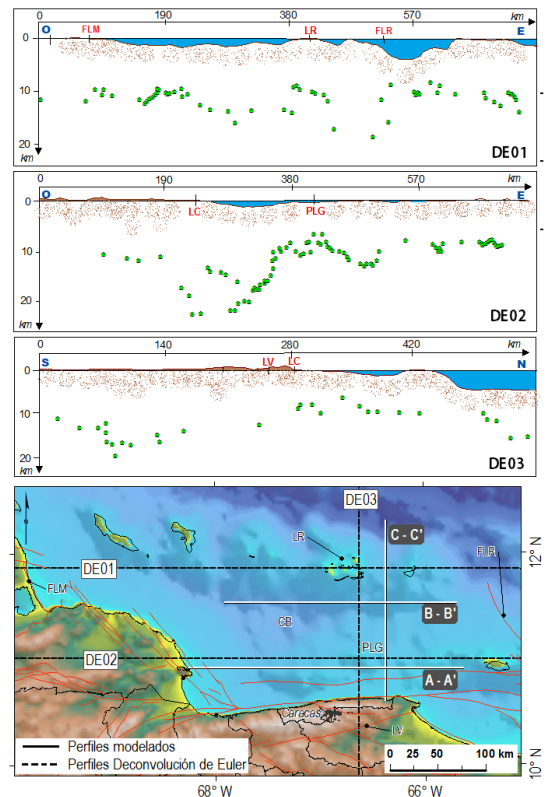
Se partió de un modelo inicial que incorpora toda la información disponible: batimétrica, geológica, sísmica, gravimétrica, magnética; así como también la profundidad de las superficies que presentan un contraste de densidad y/o susceptibilidad, el cual fue modificado en iteraciones sucesivas hasta que la respuesta del modelo calculado se ajustó con los datos observados (Paolini, 2012). Se trazaron tres perfiles que coinciden con la ubicación de las líneas sísmicas PC1 (perfil A-A'), PC2 (perfil B-B') y PC3 (Perfil C-C') (Figura 6).

Los datos gravimétricos considerados para el modelado corresponden a la anomalía de Bouguer (Paolini, 2012). Los datos cuentan con la corrección de Bouguer en mar (García, 2009), que consistió en sustituir la densidad del agua del mar (1,03 gr/cm<sup>3</sup>) por la densidad estándar que se utiliza en las correcciones de Bouguer igual a 2,67 gr/m<sup>3</sup> (Nowell, 1999).

La profundidad del límite corteza-manto se determinó a partir de la recopilación de trabajos previos en la zona (Arogunmati, 2006; Niu *et al.* 2007; Bezada *et al.* 2008; Schmitz *et al.* 2008; Magnani *et al.* 2009). La profundidad y geometría de la interfase corteza superior-corteza inferior fue determinada mediante perfiles este-oeste y nortesur en el área de estudio (Figura 6), realizados a partir de la deconvolución de Euler de los datos gravimétricos, para un índice estructural igual a 1 (Orihuela & García, 2011). El límite correspondiente al basamento y los sedimentos terciarios-cuaternarios fueron producto de la interpretación sísmica y posterior conversión de los datos en tiempo a profundidad.

A partir del modelo de velocidades para el perfil PC5, fue realizada una estimación de las densidades (Tabla 1) que fueron asignadas al modelo, usando la relación Nafe-Drake (Ludwig *et al.* 1970). Los sedimentos tienen muy baja influencia magnética, por lo cual se les asignó cero de susceptibilidad. En el caso del manto y la corteza, la susceptibilidad

está condicionada a la litología controlada con la densidad y los valores de velocidad asignados al modelo.



**Figura 6.** Ubicación de los perfiles considerados para el modelado gravimétrico/magnético, denominados A-A', B-B' y C-C', que coinciden con la ubicación de los perfiles sísmicos PC1, PC2 y PC3, respectivamente. Deconvolución de Euler aplicada a tres perfiles (DE01, DE02 y DE03) ubicados en la región norcentral de Venezuela (modificado de Orihuela & García, 2011). FLM: Falla Los Médanos, LR: Los Roques, FLR: Falla Los Roques, LC: Línea de costa, PLG: Plataforma de La Guaira, LV: Falla La Victoria.

**Figure 6.** Profile location considered for gravimetric- magnetic modeling, A-A', B-B' and C-C', which coincide with the location of seismic profiles PC1, PC2 and PC3, respectively. Euler deconvolution applied to three profiles (DE01, DE02 and DE03) located in the north central region of Venezuela (Modified from Orihuela & García, 2011). FLM: Los Médanos fault, LR: Los Roques, FLR: Los Roques fault, LC: coastline, PLG: La Guaira platform, LV: La Victoria fault.

El valor de susceptibilidad magnética asociada con el manto se consideró cero, puesto que la interfase de Moho se encuentra por debajo de la profundidad de la isoterma de Curie en esa zona (Arnaiz-Rodríguez & Orihuela, 2013). Los resultados se presentan en la Tabla 1.

**Tabla 1.** Valores de densidad y susceptibilidad magnética considerados en el modelado.

**Table 1.** Density values and magnetic susceptibility considered in modeling.

Unidad	Velocidad aproximada (km/s)	Densidad estimada (g/cm <sup>3</sup> )	Susceptibilidad
Sedimentos Cuaternarios	2,00 – 2,50	2,40	0
Sedimentos Terciarios	2,50 – 5,00	2,50	0
Corteza superior	5,50 – 6,50	2,75	0,001
Corteza inferior	6,50 – 7,00	2,95	0,01
Manto	7,80 – 8,10	3,30	0

## RESULTADOS Y ANÁLISIS

### Interpretación sísmica

En los perfiles sísmicos fueron identificadas cuatro secuencias depositacionales limitadas por cuatro discordancias: Eoceno superior - Oligoceno inferior; Oligoceno superior – Mioceno inferior; Mioceno medio – superior y Plioceno – Reciente (Macellari, 1995; Gorney *et al.* 2007) (Figuras 7, 8, 9 y 10).

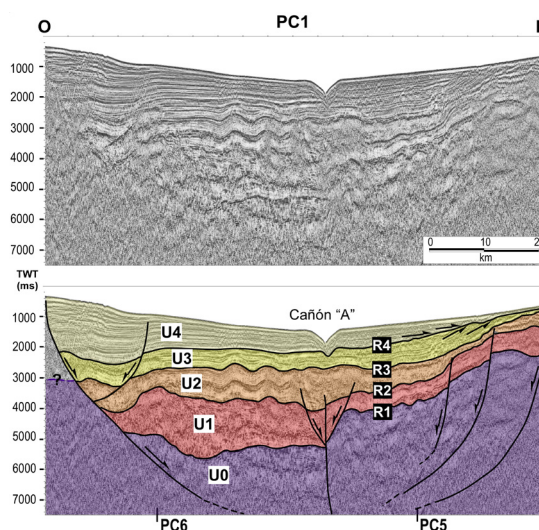
#### *Unidades identificadas*

##### Unidad 0: Basamento acústico

Esta unidad está limitada por un reflector regional que define el tope del basamento acústico. Hacia las Antillas de Sotavento y la Cuenca de Bonaire, el reflector es claro, mientras que al sur de la cuenca pierde definición dificultando su identificación. Al sur del área de estudio se observan dos dominios: un basamento profundo al oeste, donde se ubica la Cuenca de Bonaire (Figuras 7 y 8); y al este, un basamento más somero correspondiente a la Plataforma de La Guaira (Figura 9).

##### Unidad 1: Eoceno superior – Oligoceno

La unidad U1 reposa sobre el basamento acústico, separados por un reflector de carácter regional denominado R1. Los reflectores en esta unidad son mayoritariamente paralelos, de baja frecuencia y amplitud variable, llegan en onlap sobre el



**Figura 7.** Sección oeste de la línea sísmica PC1 (Figura 2), que señala discordancias y unidades identificadas. Se observa la presencia del Cañón A y fallamiento normal.

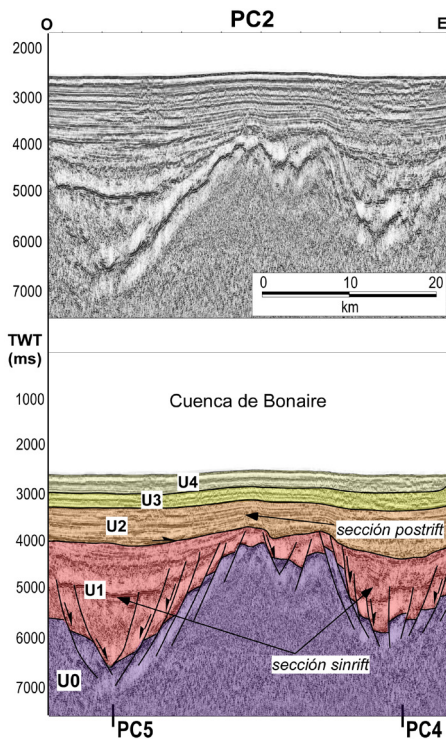
**Figure 7.** Western section of seismic line PC1 (Figure 2). Unconformities and units identified are indicated. Note the presence of Canyon A and normal faulting.

basamento y se caracterizan por fuertes buzamientos e intenso fallamiento (Figura 8). Es la unidad sísmica más espesa, tiende a profundizar hacia el suroeste y en la Cuenca de Bonaire alcanza sus máximos espesores (3 s TWT, aproximadamente).

Esta secuencia es correlacionable con depósitos de edad Eoceno-Oligoceno en la Cuenca de Falcón a partir de registros de pozo (Wheeler, 1963; González de Juana *et al.* 1980; Audemard, 1993; Gorney *et al.* 2007), correspondiente a lutitas de ambientes marino-profundos, equivalente a la Formación Cerro Misión, depositados durante el desarrollo de la Cuenca Falcón-Bonaire; la Formación Paraíso que representa la fase inicial de la transgresión oligocena y, posteriormente, la Formación Pecaya, en profundidades que alcanzan hasta los 1000 m (González de Juana *et al.* 1980; Porras, 2000).

Hacia el este del área de estudio, que incluye la Plataforma de La Tortuga y Margarita, esta unidad paleógena está bien desarrollada, adelgaza hacia el sur y tiende a desaparecer en la Cuenca de Cariaco y Ensenada de Barcelona (Escalona & Mann, 2011). Esta unidad tiende a adelgazar en el límite entre la Cuenca de Bonaire y la Plataforma de la Guaira.





**Figura 8.** Sección oeste de la línea sísmica PC2 (Figura 2), correspondiente a la ubicación de la Cuenca de Bonaire, que señala discordancias, unidades identificadas y fallas presentes.

**Figure 8.** Western section of seismic line PC2 (Figure 2), corresponding to Bonaire Basin location. Discordances, units identified and faults are indicated.

Unidad 2: Mioceno inferior – Mioceno medio

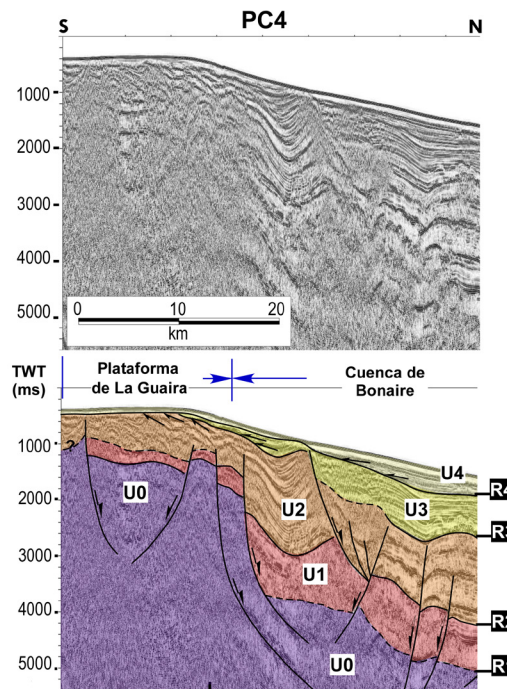
El límite entre las unidades U1 y U2 está marcado por una discordancia representada por un fuerte reflector denominado R2 (Figuras 7, 8 y 9). Esta discordancia es reconocida sólo en las zonas sometidas a mayor subsidencia de la plataforma continental dado que en las zonas estructuralmente levantadas, como la Plataforma de La Guaira, se confunde con la discordancia más somera, ocasionando la desaparición del ciclo de sedimentación correspondiente a la unidad U2.

La unidad U2 tiende a profundizar hacia el oeste y volverse más espesa en ese sentido. Se correlaciona con las formaciones Agua Clara y Cerro Pelado del Mioceno inferior en la Cuenca de Falcón (Gorney *et al.* 2007). Los reflectores dentro de la unidad U2 son horizontales y paralelos en la zona correspondiente a la Cuenca de Bonaire. Al sur de la cuenca los reflectores están plegados (Figura 7), denotando la característica plástica de los sedimentos, atribuibles a lutitas y arcillas depositadas en ambientes marino-

profundos sometidos a esfuerzos compresivos posteriores a la depositación y correspondientes a la fase de inversión de la cuenca (Mioceno medio). Hacia la Plataforma de La Guaira los reflectores se encuentran truncados por una discordancia superior, denominada R3 (Figura 9).

Unidad 3: Mioceno medio – Mioceno superior

Los reflectores de esta unidad (U3) son paralelos y hacia el sur de la Cuenca de Bonaire se presentan deformados, fallados y llegan en onlap sobre la superficie R3 (Figura 7). Autores previos (Biju-Duval *et al.* 1982; Gorney *et al.* 2007) asocian esta superficie con la discordancia del Mioceno medio. Audemard (1993; 1998; 2001), propone que la discontinuidad del Mioceno medio marca la inversión de la Cuenca de Falcón. El producto de la erosión de este levantamiento regional en la Cuenca de Falcón se refleja por la generación de una discordancia angular (R3) que trunca la unidad U2 (Gorney *et al.* 2007), en la región correspondiente a la Plataforma de La Guaira (Figura 9).



**Figura 9.** Sección sur de la línea sísmica PC4 (ver Figura 2), correspondiente a la ubicación de la Plataforma de La Guaira y Cuenca de Bonaire, señalando discordancias, unidades identificadas y fallas presentes.

**Figure 9.** South section of seismic line PC4 (see Figure 2), corresponding to La Guaira Platform and Bonaire Basin location. Unconformities, units identified and faults are indicated.

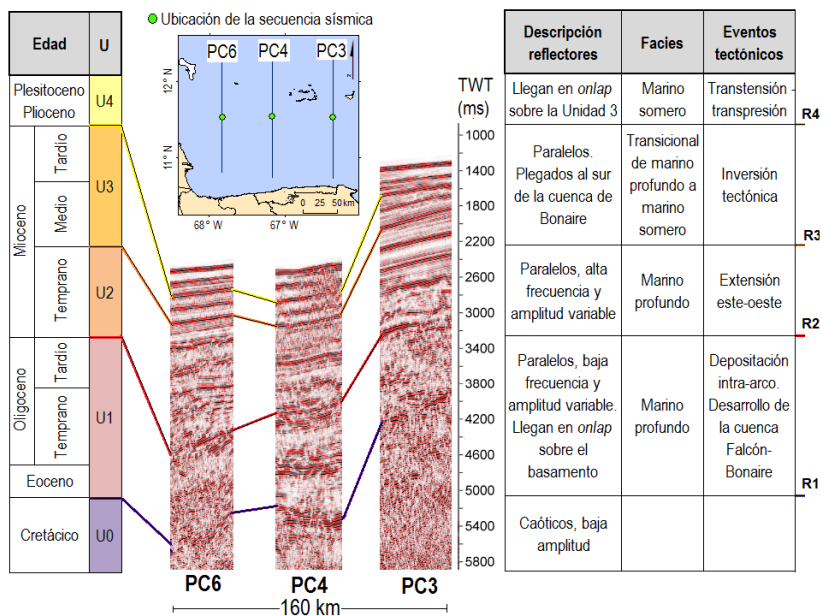
**Unidad 4: Mioceno superior - Pleistoceno**

La discordancia definida como R4, que separa las unidades U3 y U4, se presenta como una superficie de erosión que trunca los sedimentos de la unidad U2. La unidad U4 se caracteriza por la presencia de reflectores horizontales y paralelos que llegan en onlap sobre la superficie R4 (Figura 9).

**Provincias sismotectónicas**

A partir de la interpretación realizada de los perfiles sísmicos (Figura 11), se generó un mapa estructural

con la representación de las provincias presentes en el área de estudio (Figura 12). La Fosa de Los Roques, que se caracteriza por ser una cuenca de turbiditas que contiene más de 2.000 m de estratos de edad terciaria (Silver *et al.* 1975; Case *et al.* 1984), presenta una secuencia espesa de reflectores planos que se acuñan hacia el norte y hacia el sur contra el Cinturón Deformado del sur del Caribe (CDSC) y las Antillas de Sotavento, respectivamente. La fosa muestra una tendencia ONO-ESE y se extiende al norte de las islas.



**Figura 10.** Discordancias regionales y tabla resumen de las principales unidades sísmicas identificadas en los perfiles sísmicos localizados en la Cuenca de Bonaire. Considerando la geometría de los reflectores sísmicos caracterizados por regímenes de tipo extensivos o compresivos, fueron asignadas edades a las unidades reconocidas (Audemard, 1993; Macellari, 1995; Gorney *et al.* 2007).

**Figure 10.** Regional unconformities and table summarizing the main seismic units recognized in seismic profiles located in the Bonaire Basin area. Considering the geometry of seismic reflectors, characterized by extensive or compressive regimes, ages to distinguished units were assigned (Audemard, 1993; Macellari, 1995; Gorney *et al.* 2007).

La transición entre la Fosa de Los Roques y las Antillas de Sotavento es abrupta de norte a sur y el límite está caracterizado por reflectores planos que llegan en onlap sobre el basamento de las islas (Figura 11, perfiles PC3 y PC5). Al sur de la fosa se ubican las Antillas de Sotavento, de oeste a este: Bonaire, Las Aves, Los Roques y La Orchila. La plataforma de dichas islas fue delimitada a partir de la línea de contorno de 200 m (Figura 12).

La isla de Bonaire se levanta prominentemente sobre el nivel del mar, mientras Las Aves, Los

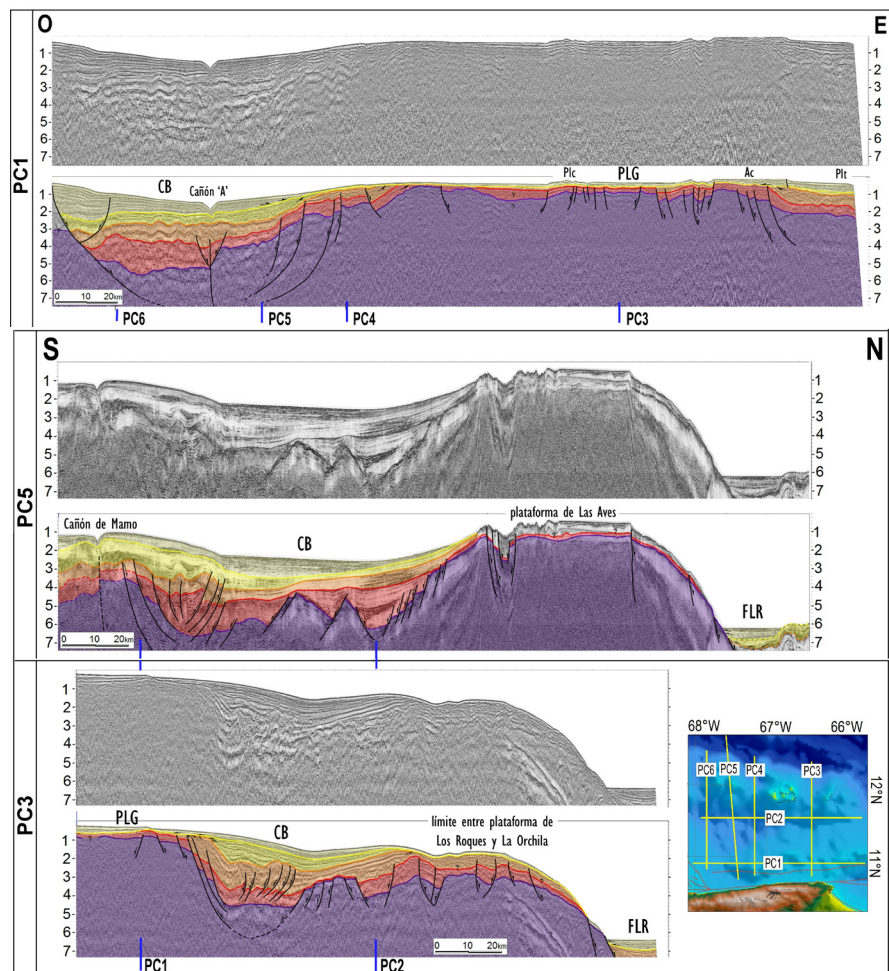
Roques y la Orchila tienen pocas áreas expuestas. El límite entre las Antillas de Sotavento y la Cuenca de Bonaire es transicional, caracterizado por la presencia de fallas normales. El límite norte de la cuenca está caracterizado por el acuñamiento de los reflectores contra el basamento de las islas, pronunciado hacia Las Aves y Bonaire y con un menor gradiente entre La Orchila y Los Roques (Figura 11, perfiles PC3 y PC5). De norte a sur, la Cuenca de Bonaire puede ser dividida en dos sectores. Al norte, la cuenca se caracteriza por la presencia de estratos principalmente horizontales y

paralelos, mientras que al sur, la zona se caracteriza por la presencia de un cinturón de deformación de 20 km de ancho aproximadamente, zona compleja caracterizada por la presencia de estratos que fueron sometidos a esfuerzos extensivos y compresivos (Silver *et al.* 1975; Porras, 2000) (Figura 12).

El límite entre la Cuenca de Bonaire y la Plataforma de La Guaira está representado por fallas normales que afectan el basamento; somero en la Plataforma de La Guaira que varía de forma abrupta profundizando hacia la Cuenca de Bonaire (Figura 11, perfil PC1).

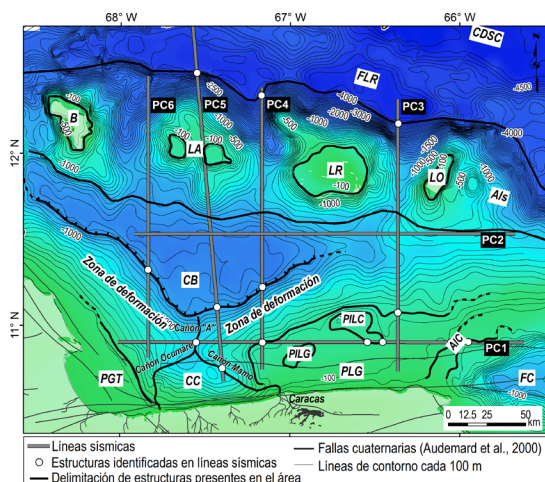
Se identifican los cañones submarinos “A” en sentido norte-sur y Cañón de Mamo en sentido NO-SE en concordancia con la batimetría de la zona, así como también a partir de la interpretación de los

perfiles sísmicos PC1 y PC5 (Figura 11). En el centro de la cuenca y debajo del Cañón “A”, se distingue en profundidad una falla con un salto vertical que divide a la cuenca en dos sectores caracterizados por la diferencia en profundidad del basamento. En la zona occidental el basamento es más profundo y el espesor de las unidades correspondientes al Paleógeno y al Mioceno temprano, U1 y U2 respectivamente, es mayor que en la región oriental de la cuenca, donde el basamento es más somero, lo que permite inferir que la falla fue activa durante la depositación de ambas unidades y presentó mayor actividad durante el Paleógeno. Dado que los reflectores correspondientes al Mioceno mediotardío al Reciente no se ven afectados por la falla, permite indicar que la misma fue activa hasta el Mioceno medio (Figuras 7 y 11).



**Figura 11.** Secciones sísmicas interpretadas: PC1 (este-oeste); PC3 (norte-sur) y PC5 (norte-sur), denotando las provincias características del área de estudio, PLG: Plataforma de La Guaira, CB: Cuenca de Bonaire, FLR: Fosa de Los Roques.  
**Figure 11.** Interpreted seismic sections: PC1 (east-west) and PC5 (north-south), showing the main provinces in the study area, PLG: La Guaira Platform, CB: Bonaire Basin, FLR: Los Roques Trough





**Figura 12.** Mapa estructural con la representación de las provincias presentes en la región. Los puntos en la imagen indican la posición de las estructuras en las líneas sísmicas y las líneas gruesas representan la extensión de dichas estructuras a lo largo de la zona de estudio. CDSC: Cinturón Deformado del Sur del Caribe; FLR: Fosa de Los Roques; B: Bonaire; LA: Las Aves; LR: Los Roques; LO: La Orchila; Als: Antillas de Sotavento; CB: Cuenca de Bonaire; PGT: Plataforma de Golfo Triste; CC: Cuenca de Choroni; PLG: Plataforma de La Guaira; PILG: Placer de La Guaira; PILC: Placer de Los Caracas; AIC: Altos de Codera; FC: Fosa de Cariaco.

**Figure 12.** Structural map with the representation of provinces in the region. Dots in the image represent identification of the structures in seismic lines and bold lines represent the extension of these structures along the study area. CDSC: South Caribbean Deformed Belt, FLR: Los Roques Trough, B: Bonaire, LA: Las Aves, LR: Los Roques, LO: La Orchila, Als: Leeward Antilles, CB: Bonaire Basin, PGT: Golfo Triste Platform, CC: Choroni Basin, PLG: La Guaira Platform; PILG: La Guaira Placer, PILC: Los Caracas Placer, AIC: Codera Heights, FC: Cariaco Basin.

### Interpretación gravimétrica

La anomalía de Bouguer en el área de estudio está comprendida entre  $-91$  a  $239$  mGal, con valores fundamentalmente positivos que abarcan la plataforma costera y las islas, y en menor proporción valores negativos hacia el sur que comprenden parte de la Cordillera de La Costa, la Cuenca de Choroni y la Fosa de Cariaco (Figura 13). Una distribución de máximos gravimétricos se observa al norte del área de estudio con valores entre  $130$  mGal y  $200$  mGal. El primero de ellos en dirección NO-SE incluye a las islas Las Aves, Bonaire y su posible extensión hacia Curazao. La segunda alineación de máximos incluye Los Roques y La Orchila.

Se observa una tendencia NO-SE hacia la costa oriental de Falcón, donde la respuesta gravimétrica

comprende valores positivos por encima de  $150$  mGal. En la plataforma costera destaca un alto gravimétrico al norte del estado Vargas con un rango comprendido entre  $40$  mGal y  $83$  mGal, denotando una disminución en el espesor de sedimentos y/o basamento más somero, representado por la Plataforma de La Guaira. Al sur y al oeste de dicho alto, se observan alineaciones en dirección este-oeste que reflejan la expresión gravimétrica de la falla de San Sebastián, así como también la falla Tacagua, con rangos entre  $40$  y  $60$  mGal, separados por una alineación de mínimos entre  $17$  mGal y  $-10$  mGal. El alto gravimétrico de la sección oriental de la Plataforma de La Guaira se prolonga al Sur sobre la misma sección de la Serranía del Litoral (Figura 13).

El mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer (Figura 13), presenta valores entre  $-68$  y  $230$  mGal y está dominado por un gradiente con una alineación este-oeste en la plataforma centro-norte costera, donde los valores disminuyen de norte a sur. A la par, se observa una tendencia NO-SE hacia la costa oriental de Falcón, con valores que disminuyen hacia el SO, mostrando la profundización del manto en esa dirección. En el norte de la ventana de estudio, es posible apreciar dos dominios caracterizados por altos gravimétricos, el primero de ellos al sur de Bonaire y Las Aves, con rangos entre  $145$  y  $155$  mGal, y el segundo hacia el noreste de Los Roques y La Orchila, donde se reportan los mayores valores, entre  $150$  y  $230$  mGal. Ambos dominios están limitados por un bajo gravimétrico en dirección NNO entre Las Aves y Los Roques. El mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer (Figura 13), en general, muestra alineaciones NO-SE de máximos y mínimos gravimétricos en sentido norte-sur, denotando varios dominios con características particulares. Al norte de las islas, la alineación se caracteriza por altos gravimétricos en una serie de bloques, intercalados con mínimos gravimétricos. Hacia el sur de Bonaire la alineación tiene una dirección preferencial NO-SE en la costa oriental de Falcón y en dirección este-oeste hacia la plataforma centro norte costera.

### Interpretación magnética

Las ACMT en el área de estudio presentan un



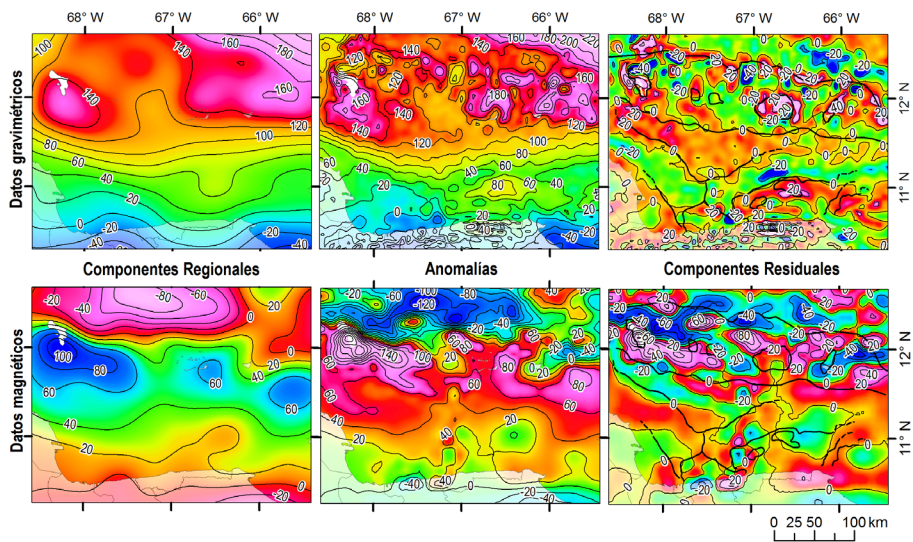
rango comprendido entre  $-136$  a  $213$  nT (Figura 13). Los mayores valores de ACMT, entre  $90$  y  $213$  nT, coinciden con la respuesta magnética de las Antillas de Sotavento, en dirección preferencial NO-SE, bien definido en el caso de las islas Bonaire y Las Aves. Los mínimos valores, entre  $-15$  y  $-136$ , corresponden con la ubicación de la Fosa de Los Roques y el CDSC, con tendencia NO-SE, justo al norte de las islas. Destaca la zona de distorsión de longitud de onda corta con orientación norte-sur en la zona central del mapa.

El mapa de la componente regional muestra una tendencia con valores mínimos de anomalía, de  $-94$  a  $-20$  nT al norte del área de estudio en dirección NO-SE, correspondiente a la Fosa de Los Roques, seguido por un incremento en los valores regionales en la misma dirección preferencial NO-SE y la presencia de tres altos definidos al sur de Bonaire, Los Roques y al sureste de La Orchila. Los valores disminuyen progresivamente hacia el

sur de la costa.

Las anomalías de la componente residual del mapa de intensidad magnética total (Figura 13) delimitan esencialmente las áreas con presencia de basamento ígneo. Los máximos valores, en el orden de  $100$  nT, se localizan en alineaciones distribuidas a lo largo de las islas, asociados con basamentos de tipo basáltico.

La orientación general de los altos magnéticos tienen tendencia NO-SE hacia la zona noroccidental del área de estudio, y tendencia este-oeste en la zona oriental. Los bajos magnéticos están asociados, en general, con la ubicación de la Fosa de Los Roques, denotando la profundización del basamento. Bonaire y Las Aves se localizan en un alto magnético diferenciado de la sección oriental al este de Los Roques, del cual se separan por un bajo de orientación NO-SE.



**Figura 13.** Mapas de anomalías gravimétricas (superior) y magnéticas (inferior) y sus componentes regionales/residuales. En los mapas de las componentes residuales de las anomalías se integra el mapa estructural (Figura 12) con la representación de las provincias presentes en la región.

**Figure 13.** Gravimetric (top) and magnetic (bottom) anomaly maps and their regional/residual components. In the maps of the residual components of the anomalies, the structural map (Figure 12) with representation of the provinces in the region is integrated.

**Modelado**

Las características de los perfiles modelados se presentan en la Tabla 2. Para los tres perfiles, se presentan dos modelos: uno inicial, respetando los datos sísmicos de entrada, y un modelo final, donde se realizaron modificaciones necesarias a nivel de

basamento y sedimentos para obtener un mejor ajuste de la curva de anomalía calculada (Paolini, 2012). Se presentan dos de los perfiles modelados: A-A' (Figura 14) y C-C' (Figura 15).

**Tabla 2.** Características de los perfiles modelados a partir de los datos gravimétricos-magnéticos en el área de estudio.

**Table 2.** Characteristics of the profiles modeled, based on the magnetic-gravimetric data in the study area.

Perfil	Longitud (km)	Provincias que abarca*	Perfil sísmico asociado	Rangos anomalías de Bouguer (mGal)	Rangos anomalías magnéticas asociadas (nT)
A – A'	285	CB, PLG,	PC1	entre 7 y 84	entre 10 y 37
B – B'	248	CB	PC2	entre 89 y 141	entre 26 y 76
C – C'	178	PLG, CB, AS	PC3	entre 29 y 186	entre -74 y 73

\*CB: Cuenca de Bonaire; PLG: Plataforma de La Guaira; AS: Antillas de Sotavento.

### Perfil A-A'

La curva de gravedad calculada se ajusta a la curva de gravedad observada, en mayor proporción, en el extremo oriental del perfil correspondiente a la Plataforma de La Guaira. En la zona occidental, en la Cuenca de Bonaire, la curva de gravedad observada, específicamente en la sección central de la cuenca, permite inferir la presencia de sedimentos de mayor densidad, o un paquete sedimentario menos grueso (Figura 14).

Magnani *et al.* (2009), presentan el tope del basamento cristalino profundizando de norte a sur, de 4 km desde las Antillas de Sotavento a 13 km en la zona más profunda de la Cuenca de Bonaire, reflejando un espesor máximo de sedimentos en la cuenca de 10 km, aproximadamente. A partir de la interpretación de los perfiles sísmicos y posterior conversión de tiempo a profundidad de los horizontes, se obtuvo que para el perfil PC1, en la zona correspondiente a la Cuenca de Bonaire, la profundidad máxima del tope del basamento (R1) es de 6,7 km y el espesor máximo 5,7 km, aproximadamente. Este último valor representa el 57% del espesor reflejado en el modelo de velocidades de Magnani *et al.* (2009).

Considerando que las profundidades obtenidas hacia las áreas adyacentes al perfil PC5 tienen mayor grado de incertidumbre a medida de que se alejen del mismo, y resaltando el carácter regional de los perfiles que atraviesan diferentes provincias con características propias (el perfil de velocidades refleja la respuesta de las islas y la Cuenca de Bonaire, mas no de la Plataforma de La Guaira),

aun teniendo presente estos factores, resulta importante afirmar que este método de conversión tiempo-profundidad permitió la integración de los resultados de la interpretación sísmica con los datos gravimétricos y magnéticos, plasmados en el modelaje, lo cual es un valor agregado a los productos obtenidos.

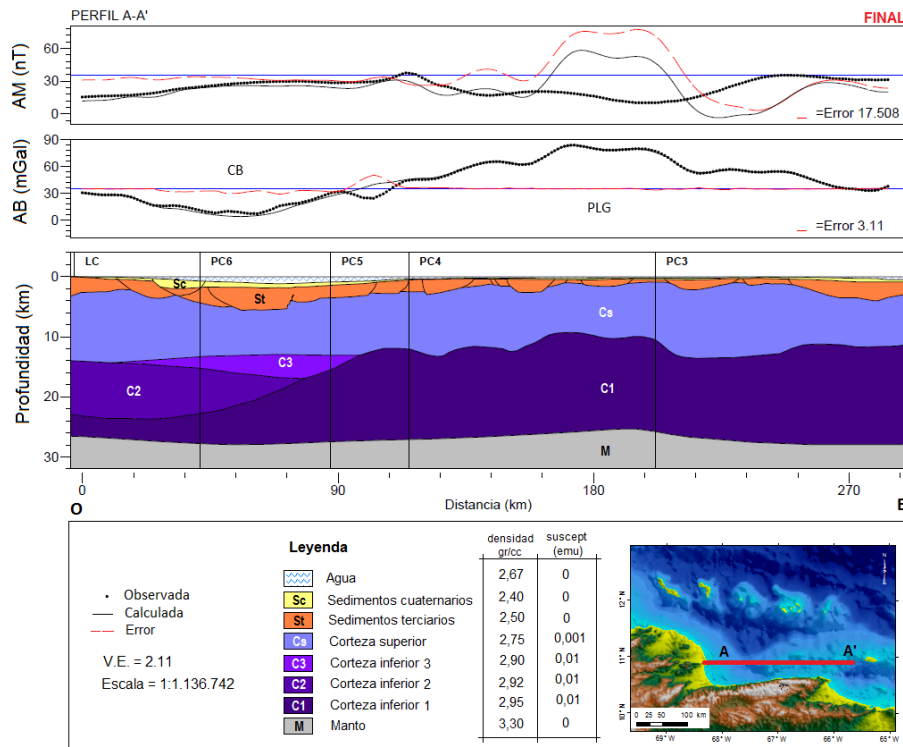
La curva de anomalía gravimétrica muestra valores entre 8 y 30 mGal en la Cuenca de Bonaire. Considerando los espesores de sedimentos que muestra el modelo de velocidades, en el modelo inicial la curva “calculada” reportó valores mínimos de -21 mGal, lo que representa una diferencia de 30 mGal entre las curvas “calculada” y “observada”, lo que puede permitir inferir que existe un exceso de masa en el modelo. Este resultado permite interpretar el basamento a 3800 ms TWT, por encima del estimado según el modelo de velocidades (6600 ms TWT), consiguiendo una diferencia de 10 mGal entre ambas curvas. Adicionalmente, se realizaron ajustes al modelo original, reduciendo el espesor de la columna sedimentaria, traducido en una profundidad máxima del basamento igual a 5,5 km en la Cuenca de Bonaire, lo que representa una diferencia en el orden de los 3 mGal entre las curvas “calculada” y “observada”. El resultado se presenta en la Figura 14.

La máxima profundidad estimada para el manto es de 28 km al oeste del perfil, por debajo de la Cuenca de Bonaire, y la menor profundidad es de 25 km al este, donde se ubica un ligero alto que coincide con la ubicación de la región central de la Plataforma de La Guaira. El cruce entre el perfil PC1 y PC5 a nivel del manto, fue tomado como punto de referencia

para el modelado de dicha superficie considerando la superficie definida para el Moho en el modelo de velocidades de Magnani *et al.* (2009), con un valor de 27,4 km, aproximadamente.

El contacto corteza inferior - superior se encuentra a profundidades entre 9 y 23 km, variables a lo largo del perfil. Hacia el oeste, la corteza inferior fue modelada considerando ligeros cambios en la densidad del material, representada por el mismo tipo de material pero sometido a patrones de esfuerzos complejos, cuyos límites están bien demarcados en el perfil DE02 de deconvolución de Euler (Orihuela & García, 2011). La profundidad del basamento es variable a lo largo del perfil. Hacia

la costa oriental de Falcón el basamento se ubica a 2,5 km de profundidad, la cual aumenta hasta un máximo de 5,5 km en la Cuenca de Bonaire. Hacia el este, el tope del basamento se hace más somero, de 0,9 a 2,5 km, en la zona correspondiente a la Plataforma de La Guaira. El relleno sedimentario incluye sedimentos de edad terciaria y cuaternaria que comprende capas de densidad 2,4 hasta 2,5 gr/cc, respectivamente. Hacia el oeste los sedimentos están afectados por fallas que definen la geometría de graben de la cuenca. Hacia la Cuenca de Bonaire el espesor de sedimentos es de, aproximadamente, 4,5 km y disminuye hacia la Plataforma de La Guaira.



**Figura 14.** Modelado del perfil A-A' a partir de la integración de los resultados sísmicos, gravimétricos y magnéticos. AB: anomalía de Bouguer; AM: Anomalía magnética; CB: Cuenca de Bonaire; PLG: Plataforma de La Guaira.

**Figure 14.** Modeling of profile A-A' from the integration of seismic, gravity and magnetic results. AB: Bouguer Anomaly; AM: Magnetic Anomaly, CB: Bonaire Basin, PLG: La Guaira Platform.

*Perfil C-C'*

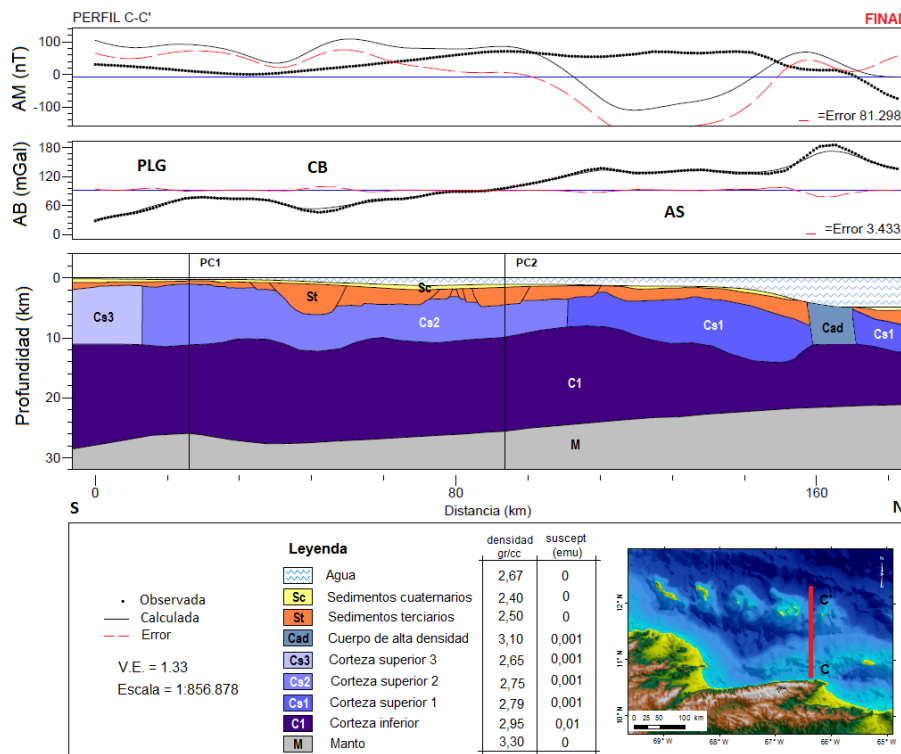
Fueron realizadas modificaciones al modelo inicial que permitieran ajustar la curva de gravedad. En este sentido, hacia el sur fue considerada la influencia de un sistema de fallas que pudieran representar la extensión oeste de la falla La Tortuga, traducido en un cambio lateral de densidades al nivel de corteza,

sin afectar los sedimentos. Hacia el norte, la curva de gravedad observada tiene un pico máximo de 186 mGal de longitud de onda corta que infiere la existencia e influencia de un cuerpo relativamente somero de alta densidad entre las islas y la Fosa de Los Roques. Este cuerpo de alta densidad coincide con la ubicación relativa de un cuerpo de alta densidad modelado por Silver *et al.* (1975), así

como también es extrapolable con la zona de alta velocidad que presenta Magnani *et al.* (2009) entre las islas y la Fosa de Los Roques.

En la zona sur del perfil, la geometría modelada del manto muestra un alto y un bajo, en concordancia con la respuesta gravimétrica en el área. Una respuesta similar fue presentada en el modelo de velocidades de Magnani *et al.* (2009) al oeste de este perfil al nivel de la Cuenca de Bonaire. Al norte, el gradiente es suave y el manto se vuelve más somero. La profundidad del límite corteza inferior – corteza superior es variable en toda la extensión del perfil.

Este límite fue modelado siendo fiel a los datos de entrada de los perfiles de deconvolución de Euler en la zona, correspondiente al perfil denominado DE03 (Figura 6). El mayor espesor de esta unidad se ubica en la transición entre la Plataforma de la Guaira y la Cuenca de Bonaire, siendo el máximo reportado de 13 km. El espesor de sedimentos varía de 0,8 km en la Plataforma de La Guaira a 5 km en la Cuenca de Bonaire. El gradiente es fuerte en la transición entre ambas provincias y se observa un depocentro sedimentario con una respuesta gravimétrica clara (Figura 15).



**Figura 15.** Modelado del perfil C-C' a partir de la integración de los resultados sísmicos, gravimétricos y magnéticos. AB = anomalía de Bouguer; AM = Anomalía magnética; PLG = Plataforma de La Guaira; CB = Cuenca de Bonaire; AS = Antillas de Sotavento.

**Figure 15.** Modeling of profile C-C' from the integration of seismic, gravity and magnetic results. AB = Bouguer anomaly; AM = Magnetic anomaly, PLG = La Guaira Platform, CB = Bonaire Basin, AS = Leeward Antilles.

## DISCUSIÓN

El mapa estructural generado a partir de la interpretación sísmica (Figura 12), fue incorporado a los mapas de gravedad y magnetismo (Figura 13). Dividiendo el área de estudio por provincias, es posible distinguir características propias de cada sector.

## Fosa de Los Roques

La fosa tiene una clara respuesta gravimétrica y magnética, caracterizada por valores mínimos de anomalía en una dirección preferencial ONO-ESE, con un depocentro al norte de las islas Los Roques y La Orchila, afirmando la presencia de un espeso paquete sedimentario en la zona. En los perfiles sísmicos norte-sur, la fosa se caracteriza por la



presencia de una secuencia espesa de reflectores planos que se acuñan al sur contra el basamento de las islas, creando un fuerte contraste de impedancia (Figura 11, perfiles PC3 y PC5) que se evidencia en el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer (Figura 13). El límite sur de la fosa, correspondiente a las Antillas de Sotavento, está bien definido a partir de una alineación de máximos gravimétricos en concordancia con el límite estructural trazado a partir de los perfiles sísmicos (Figura 13).

### Antillas de Sotavento

A nivel gravimétrico y magnético, las Antillas de Sotavento no se presentan como un cuerpo continuo. La respuesta gravimétrica de Bonaire, caracterizada por valores positivos de anomalía, se extiende hacia el sur, y se evidencia tanto a nivel profundo como a nivel somero (Figura 13). La isla Las Aves tiene afinidad gravimétrica y magnética con Bonaire, y se extiende probablemente al NO hacia Curazao. Entre Las Aves y Los Roques se observan valores mínimos de anomalía, afirmando que existe una frontera que divide las Antillas de Sotavento, tanto al nivel profundo como somero, en dos regiones: Las Aves - Bonaire; y Los Roques - La Orchila. Los Roques y La Orchila tienen afinidad gravimétrica y magnética, con una posible extensión al SE que incluiría La Blanquilla.

El basamento de las islas está afectado por estilos estructurales caracterizados por fallas de tipo normal en dirección NO-SE. Estas fallas afectan desde el basamento hasta los sedimentos más jóvenes y son formadas a partir del movimiento diferencial a lo largo del margen de placas, donde la zona occidental de las Antillas de Sotavento que incluye Aruba, Curazao y Bonaire, se mueve 20% más lento que la zona oriental del arco que incluye Margarita y Barbados (Pérez *et al.* 2001; Escalona *et al.* 2003; Gorney *et al.* 2007).

En los perfiles sísmicos norte-sur, el límite entre las Antillas de Sotavento y la Cuenca de Bonaire no es abrupto, es de tipo transicional. Este límite en el mapa de anomalía gravimétrica y magnética está caracterizado por la transición entre una alineación de máximos correspondiente a las islas y una disminución progresiva del gradiente hacia el sur

(Figura 13). Los bajos y altos de ACMT ubicados al norte y al sur de las Antillas de Sotavento, se asocian con la respuesta magnética de la Fosa de Los Roques y las islas Bonaire, Las Aves, Los Roques y La Orchila, respectivamente. Al nivel somero, se observan depocentros con valores mínimos de anomalía entre las islas indicando acumulación de sedimentos en esos sectores, rodeados por valores máximos resaltando basamentos más someros en las plataformas de las islas. Las fuertes anomalías magnéticas registradas a lo largo de las islas se deben a la predominancia de diabasas y basaltos en la composición de su basamento (Beets, 1972).

### Cuenca de Bonaire

El área sur de la cuenca está caracterizada por la presencia de una zona de sedimentos deformados y numerosas fallas cortando los estratos sedimentarios, evidenciado en los perfiles sísmicos. Esta zona corresponde al área por debajo del límite estructural marcado en la porción central de la cuenca, caracterizada por una alineación de mínimos en el mapa residual de la anomalía gravimétrica, en dirección NO-SE al occidente del Cañón "A", y en dirección NE-SO al oriente de dicho cañón submarino. En el modelo gravimétrico/magnético C-C' en esta porción se aprecia un basamento más profundo y un paquete sedimentario más espeso en concordancia con lo observado en el mapa residual gravimétrico (Figura 13). En dirección este-oeste, la línea sísmica PC1 hacia su extremo occidental, permite destacar un gran espesor de sedimentos que representan el límite sur de la Cuenca de Bonaire, y se presenta en forma de graben. La Cuenca de Bonaire y la Cuenca de Choroni al sur, están separadas por una alineación de máximos gravimétricos y la frontera física está dada por la presencia de los cañones de Ocumare y Mamo. Estos cañones están estrechamente relacionados con corrientes de turbidez con sedimentos del río Ocumare y los ríos Petaquire - Mamo, respectivamente (Sellier de Civrieux, 1971). La gran acumulación de sedimentos, evidenciada en los perfiles sísmicos y en los perfiles modelados, puede por lo tanto haber sido arrastrada a través de dichos cañones, que a su vez se unen al norte mediante el estrecho y profundo cañón "A", con un importante aporte de turbiditas a la Cuenca de Bonaire. Si bien la mayor parte de los sedimentos de

la cuenca fueron derivados del continente, algunos pudieron provenir de las islas. Lidz *et al.* (1969) tomaron muestras de núcleos entre Los Roques y Bonaire, y encontraron que las capas de turbiditas estaban compuestas por dos tipos de material: (1) cuarzo y areniscas detríticas ricas en feldespato, presumiblemente derivadas del continente, y (2) areniscas foraminíferas presumiblemente derivadas de las islas.

El espesor de sedimentos en la Cuenca de Bonaire es considerable. Case *et al.* (1984), a partir de perfiles sísmicos de reflexión, afirman que el espesor de sedimentos al sur de la plataforma de las islas está por encima de los 2 km ( $\pm 2$  s) e incluso alcanza los 4,5 km en el centro de la cuenca, que han sido plegados y fallados. Silver *et al.* (1975) a partir de modelado gravimétrico reportan un espesor de al menos 5 km de sedimentos en la cuenca. Bonini *et al.* (1977) y Bonini (1978), a partir de modelado gravimétrico determinan un espesor de sedimentos para la cuenca entre 2 km y 6 km, aproximadamente. Magnani *et al.* (2009), definen el basamento cristalino como la isolínea de velocidades correspondiente a 5,5 km/s en el perfil de velocidades, reflejando un espesor máximo de sedimentos en la cuenca de 10 km, aproximadamente. Los resultados obtenidos a partir del modelado gravimétrico/magnético, indican que el espesor máximo en la Cuenca de Bonaire está entre 4,5 km y 5 km (Paolini, 2012).

### Plataforma de La Guaira

A lo largo de la Cordillera de La Costa, se aprecia un cambio considerable en los valores de anomalías gravimétricas: negativos en la región occidental y valores positivos en la región oriental (Figura 13). Las evidencias principales del levantamiento reciente de la Cordillera de la Costa incluyen (Schubert *et al.* 1977): (1) existencia de rocas ígneas y metamórficas en su núcleo (hasta elevaciones de 2700 m sobre el nivel del mar), las cuales sólo pudieron formarse a grandes profundidades en la corteza terrestre (Morgan, 1969); y (2) la costa abrupta y recta del litoral central (entre Puerto Cabello y Cabo Codera), lo que representa un límite tectónico entre dos bloques de la corteza terrestre en movimiento relativo, separados por el sistema de fallas de San Sebastián. La

reducción progresiva de la planicie submarina y de la plataforma continental actual hacia el oeste, sugiere una mayor subsidencia hacia la Cuenca de Choroni, la cual parece representar la zona de mayor hundimiento cortical cerca de la costa, conectada fisiográficamente con la Cuenca de Bonaire (Sellier de Civrieux, 1977). Sobre la base de los datos gravimétricos y los perfiles sísmicos de reflexión, específicamente los perfiles PC3, PC4 y PC5, en torno a la presencia de una falla transcurrente en dirección este-oeste, al norte de la Falla San Sebastián en el sector correspondiente a la Plataforma de la Guaira, no es posible confirmar la existencia de la misma como una continuación al oeste de la Falla La Tortuga, debido a las limitaciones en cuanto a: (1) la resolución que ofrecen los datos; (2) el número de perfiles sísmicos de reflexión es limitado, ofreciendo poca cobertura de información en el área. Lo que sí es evidente en los mapas de anomalías gravimétricas es la alineación de máximos y mínimos en dirección este-oeste, correspondiente a la ubicación del sistema de fallas de San Sebastián, y la presencia de una alineación de máximos y mínimos al norte de la Falla San Sebastián, que en el perfil C-C' fue modelado como un cambio lateral de densidades al nivel de corteza, sin cortar los sedimentos. Es necesario recurrir a registros sísmicos marinos que permitan, en una escala de trabajo más detallada, verificar si los sedimentos más recientes están afectados o no por fallas.

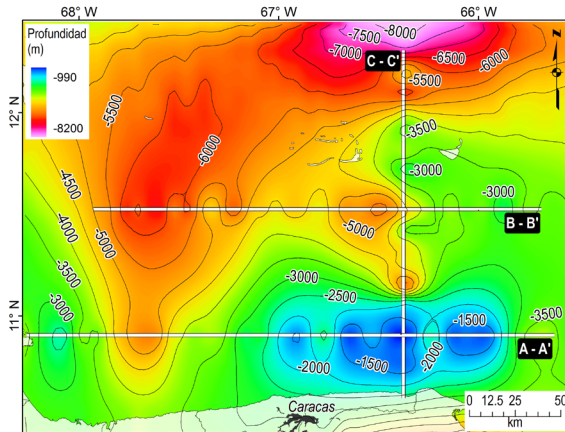
Por otra parte, a partir del modelado gravimétrico-magnético fue extraída la información correspondiente a cada una de las interfases consideradas, con la finalidad de realizar mapas en profundidad del basamento, límite corteza inferior – corteza superior y Moho.

### Basamento

La profundidad del tope del basamento está en un rango comprendido entre 1 km a 8 km, y es variable a lo largo de la zona de estudio (Figura 16). El mapa en profundidad del basamento permite tener una visión regional del comportamiento de la cuenca, observando su forma alargada al sur de las Antillas de Sotavento, volviéndose estrecha hacia la costa. Al nivel de la corteza inferior, corteza superior y basamento, es posible diferenciar cómo la Cuenca

de Bonaire se localiza en una zona deprimida, en relación con su extremo oriental representado por la Plataforma de La Guaira, un alto estructural claramente diferenciado tanto en los datos sísmicos

como gravimétricos; y a su extremo occidental, representada por la continuación en tierra de la Cuenca de Falcón.



**Figura 16.** Mapa del tope del basamento en profundidad realizado a partir de los modelos gravimétrico-magnéticos.

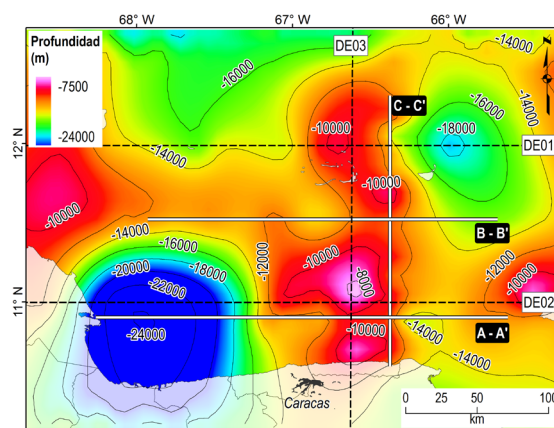
**Figure 16.** Depth to basement map derived from gravimetric-magnetic models.

**Corteza inferior**

**Manto**

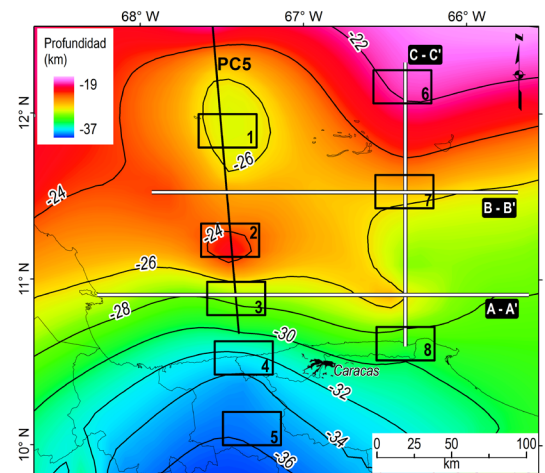
La profundidad de la interfase corteza inferior - corteza superior varía de 8 km, entre Los Roques y La Orchila, a 24 km al sur de la Cuenca de Bonaire y se extiende incluso al suroeste por debajo del continente (Figura 17). Destacan las alineaciones en dirección norte-sur en la zona central del área de estudio y un alto bien definido hacia la Plataforma de La Guaira.

La profundidad de la interfase de Moho (Figura 18), varía de 21 km al NE de las Antillas de Sotavento, a 38 km al sur, en el continente. Se observa un bajo estructural entre Las Aves y Los Roques. Es en este sector, donde ocurre la división de las islas en dos provincias: Bonaire-Las Aves y Los Roques-La Orchila.



**Figura 17.** Mapa de la interfase corteza inferior - corteza superior en profundidad, realizado a partir de los datos extraídos de los modelos gravimétrico-magnéticos.

**Figure 17.** Map of the lower-upper crust interface, from gravimetric-magnetic models.



**Figura 18.** Mapa de Moho en profundidad a partir de los modelos gravimétrico-magnéticos. El perfil PC5 corresponde a Magnani *et al.* (2009). Se compararon los resultados obtenidos con la profundidad de Moho reportada por diferentes autores (Arogunmati, 2006; Niu *et al.* 2007; Schmitz *et al.* 2008, Magnani *et al.* 2009) indicada en la Tabla 3, por sector.

**Figure 18.** Moho depth map, made from gravimetric-magnetic models. PC5 profile corresponds to Magnani *et al.* (2009). We compared the results with Moho depth reported by various authors (Arogunmati, 2006; Niu *et al.* 2007; Schmitz *et al.* 2008; Magnani, *et al.* 2009), indicated in Table 3, by sector.

**Tabla 3.** Profundidad de Moho en la región centro-norte costera de Venezuela, según Arongunmati (2006), Niu *et al.* (2007), Schmitz *et al.* (2008), Magnani *et al.* (2009) y Paolini (2012).

**Table 3.** Moho depth in the central north coast of Venezuela according to Arongunmati (2006), Niu *et al.* (2007), Schmitz *et al.* (2008), Magnani *et al.* (2009) and Paolini (2012).

SECTORES	km				
	(2006)	(2007)	(2008)	(2009)	(2012)
1 Las Aves	26 a 28	25 a 27	30 a 32	25 a 27	25 a 27
2 CBcentro	24 a 26	23 a 25	28 a 30	23 a 25	23 a 25
3 CBSur	s/i	26 a 28	29 a 31	28 a 31	28 a 29
4 Costa	s/i	28 a 30	27 a 39	33 a 36	32 a 35
5 Cont	s/i	32 a 34	40 a 42	40 a 42	37 a 39
6 FLR	s/i	25 a 27	s/i	s/i	21 a 22
7 ALSur	s/i	27 a 29	30 a 32	s/i	24 a 26
8 PLG	s/i	30 a 32	35 a 36	s/i	28 a 30

\* CBcentro: Cuenca de Bonaire, centro; CBSur: Cuenca de Bonaire, sur; Cont: Continente; FLR: Fosa de Los Roques; ALSur: Antillas de Sotavento sur; PLG: Plataforma de La Guaira; s/i: sin información.

De trabajos previos, fue extraída información referente a la profundidad de Moho en la región centro norte costera de Venezuela (Arogunmati, 2006; Niu *et al.* 2007; Schmitz *et al.* 2008; Magnani *et al.* 2009), así como también de Paolini (2012), tal como se muestra en la Figura 18 y Tabla 3.

La principal diferencia en los valores reportados se presenta a lo largo de la Cordillera de La Costa. La tendencia general que presentan Niu *et al.* (2007) muestra un Moho más somero al oeste, al sur de la Cuenca de Bonaire en la costa (estación TURV = 25 km), y más profundo al este, Plataforma de La Guaira – Cabo Codera (estación BIRV = 40 km). Schmitz *et al.* (2008), presentan un Moho profundo al sur de la Cuenca de Bonaire (35 a 37 km) que se vuelve más somero en la región central de la Cordillera de La Costa (35 a 32 km) y vuelve a profundizar hacia Cabo Codera (35 a 37 km). Es esta tendencia la que refleja el mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer: Moho profundo al sur de la cuenca que se vuelve más somero en la Plataforma de La Guaira, incluso con extensión al sur abarcando parte del continente y vuelve a profundizar al este, hacia Cabo Codera. La diferencia radica en la delimitación del alto estructural que presenta el Moho en esa región, donde la cobertura en el caso de los resultados

de Schmitz *et al.* (2008), es baja y donde el mapa regional gravimétrico permite definir con mayor claridad la geometría de dicha interfase.

## CONCLUSIONES

- Las Antillas de Sotavento, caracterizadas por valores positivos de anomalías gravimétricas y magnéticas, no se presentan como un cuerpo continuo. Entre las islas Las Aves y Los Roques se observan valores mínimos de anomalías que rompen la continuidad del sistema en sentido NO-SE, afirmando que existe una frontera que divide la cadena de islas, tanto en el nivel profundo como en el somero, en dos regiones: Las Aves - Bonaire y Los Roques - La Orchila.
- La Cuenca de Bonaire se presenta como una provincia alargada que se extiende al sur de las Antillas de Sotavento desde Curazao hasta La Orchila, con un máximo espesor de sedimentos de 5 km. La profundidad de la interfase que define el tope del basamento está en un rango comprendido entre 1 a 8 km, y es variable a lo largo de la zona de estudio.
- La Cuenca de Bonaire y la Cuenca de Choroní están separadas por una alineación de máximos gravimétricos, y la frontera física está dada por la presencia de los cañones Ocumare y Mamo. Ambos cañones se unen al norte a través del Cañón “A”, y por debajo de este cañón se distingue la presencia de una falla con un salto vertical que divide a la cuenca en dos sectores caracterizados por la diferencia en profundidad del basamento.
- La Plataforma de La Guaira se presenta como una estructura caracterizada por valores positivos de anomalías gravimétricas en un rango comprendido entre 40 y 83 mGal. La plataforma no es un cuerpo continuo, y es posible diferenciar al nivel gravimétrico, sísmico y batimétrico altos estructurales localizados, que representan el Placer de La Guaira, Placer de Los Caracas y los Altos de Codera.
- Los mapas de anomalías gravimétricas permiten confirmar la existencia de dos dominios a lo largo de la costa central: un dominio caracterizado



por valores negativos de anomalías al oeste del poblado de Uricao, y otro al este representado por valores positivos, indicando subsidencia y levantamiento, respectivamente. El límite entre ambos dominios se extiende de norte a sur, desde las Antillas de Sotavento, entre las plataformas de Las Aves y Los Roques, pasando por la línea de costa y prolongándose al sur, hasta la Serranía del Litoral.

- El Moho profundiza de 21 km al NE de las Antillas de Sotavento a 38 km al sur, en el continente. Paralelo a la costa, la topografía de esta interfase presenta altos y bajos que indican un Moho más profundo al sur de la Cuenca de Bonaire a nivel de la costa (33 km) que se vuelve más somero hacia la Plataforma de La Guaira (28 km) y vuelve a profundizar al este, hacia Cabo Codera (32 km).

## REFERENCIAS

- AGGARWAL, Y. P. (1983). Neotectonics of the southern Caribbean: recent data, new ideas. *Acta Científica Venezolana*, 34 (1), pp. 17.
- ARNAIZ-RODRÍGUEZ, M. S. & ORIHUELA, N. (2013). Curie point depth in Venezuela and the Eastern Caribbean. *Tectonophysics*, 590(0), 38-51.
- AROGUNMATI, A. (2006). 3-D Seismic Structure of the Leeward Antilles Arc from seismic refraction and reflection tomography. Tesis M.Sc., Universidad de Rice, Houston, pp. 59.
- AUDEMARD, F. A. (1993). Néotectonique, Sismotectonique et Alea Sismique du Nord-ouest du Venezuela (Système de failles de Oca-Ancon). Tesis PhD, Université Montpellier II, France, pp. 369.
- AUDEMARD, F. A. (1998). Evolution géodynamique de la facade nord Sud-américaine: nouveaux apports de l'histoire géologique du Bassin de Falcón, Vénézuéla. artículo presentado en XIV Caribbean Geological Conference, Trinidad.
- AUDEMARD, F. A. (2001). Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcón Basin, northwestern Venezuela. *J. Struct. Geol.*, 23 (2-3), 431-453.
- AUDEMARD, F. A., MACHETTE, M., COX, J., DART, R., HALLER, K. (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Venezuela and its Offshore Regions. USGS Open-File report 00-0018.
- BECKER, J. J., SANDWELL, D. T., SMITH, W. H. F., BRAUD, BINDER, J. B., DEPNER, J., FABRE, D., FACTOR, J., INGALLS, S., KIM, S. H., LADNER, R., MARKS, K., NELSON, S., PHARAOH, A., TRIMMER, R., VON ROSENBERG, J., WALLACE, G., WEATHERALL, P. (2009). Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30\_PLUS. *Marine Geodesy*, 32 (4), 355-371.
- BEETS, D. J. (1972). Lithology and stratigraphy of the Cretaceous and Danian Succession of Curacao. Publications Foundation for Scientific Research in the Caribbean Region, 70, p. 153.
- BELTRÁN, C. & GIRALDO, C. (1989). Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela. en VII Cong. Geol. Venezolano, editado, Barquisimeto, Venezuela, pp. 1000-1021.
- BEZADA, M. J., SCHMITZ, M., JÁCOME, M. I., RODRÍGUEZ, J., AUDEMARD, F. A., IZARRA, C. (2008). Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *J. Geodyn.*, 45(4-5), 191-200.
- BIJU-DUVAL, B., MASCLE, A., ROSALES, H., YOUNG, G. (1982). Episutural Oligo-Miocene basins along the north Venezuela mar margin. in *Studies in continental margin geology*, editado por E.J. Watkins and C. Drake, AAPG Memoir, 34, pp. 347-358.
- BONINI, W. E. (1978). Anomalous crust in the eastern Venezuela Basin and the Bouguer gravity anomaly field of northern Venezuela and the Caribbean borderland. *Geol. en Mijnbouw*, 57 (2), 151-162.
- BONINI, W. E., DE GAETA, C. P., GRATEROL, V. (1977). Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer en la parte norte de Venezuela y áreas vecinas, escala: 1:1,000,000, Minist. de Energ. y Minas, Dir. de Geol., Caracas.
- CASE, J. E., HOLCOMBE, T. L., MARTIN, R. G. (1984). Map of Geologic provinces in the Caribbean region. in *The Caribbean South American plate boundary and regional tectonics*, editado, Geol. Soc. Am. Memoir, pp. 1-30.
- ESCALONA, A. & MANN, P. (2011). Tectonics, basin subsidence mechanisms, and paleogeography of the Caribbean-South American plate boundary zone. *Marine Petrol. Geol.*, 28 (1), 8-39.
- ESCALONA, A., SENA, A., MANN, P. (2003). Basement blocks and basin inversion structures mapped using reprocessed Gulfex 2D seismic data, Caribbean – South America oblique collisional zone. AGU Fall Meeting, San Francisco, pp. 141-161.
- FUNVISIS (2009). The Mw 6.4 Tucacas, Venezuela Quake of September 12, 2009. Learning from Earthquakes, EERI Newsletter, 43 (11), 6-7.
- GARCÍA, A. (2009). Mapas de anomalías de gravedad y magnetismo de Venezuela generados a partir de datos satelitales. Bachelor Thesis, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela, pp.175.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J., PICARD, X. (1980). Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas,

- Caracas, Venezuela, pp. 407.
- GORNEY, D., ESCALONA, A., MANN, P., MAGNANI, M. B., BOLIVAR STUDY GROUP (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.
- LEVANDER, A., SCHMITZ, M., AVÉ LALLEMANT, H. G., ZELT, C. A., SAWYER, D. S., MAGNANI, M. B., MANN, P., CHRISTESON, G., WRIGHT, J. E., PAVLIS, G. L., PINDELL, J. (2006). Evolution of the Southern Caribbean Plate Boundary. *Eos Trans. AGU*, 87 (9), pp. 97, 100.
- LIDZ, L., CHARM, W. B., BALL, M. M., VALDES, S. (1969). Marine Basins off the Coast of Venezuela. *Bull. Marine Sci.*, 19(1), 1-17.
- LUDWIG, W. J., NAFE, J. E., DRAKE, C. L. (1970). Seismic refraction. in *The Sea*, editado por A. E. Maxwell, Interscience, New York, pp. 53-84.
- MACELLARI, C. (1995). Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia. in *Petroleum basins of South America*, editado por A.J. Tankard, S. Suarez & H.J. Welsink, AAPG Memoir, 62, pp. 757-780.
- MAGNANI, M. B., ZELT, C. A., LEVANDER, A., SCHMITZ, M. (2009). Crustal structure of the South American-Caribbean plate boundary at 67°W from controlled source seismic data. *J. Geophys. Res.*, 114 (B2), B02312, doi:10.1029/2008JB005817.
- MAUS, S., BARCKHAUSEN, U., BERKENBOSCH, 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., LÜHR, H., MILLIGAN, P., MOGREN, S., MÜLLER, R. D., OLESEN, O., PILKINGTON, M., SALTUS, R., SCHRECKENBERGER, B., THÉBAULT, E., CARATORI TONTINI, F. (2009). EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10 (8), p. Q08005.
- MINSTER, J. B. & JORDAN, T. H. (1978). Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83 (B11), 5331-5354.
- MOLNAR, P. & SYKES, L. R. (1969). Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1639-1684.
- MORGAN, B. A. (1969). Geología de la región de Valencia, Carabobo, Venezuela. *Bol. Geol.*, 10 (20), 3-136.
- NIU, F., BRAVO, T., PAVLIS, G., VERNON, F., RENDON, H., BEZADA, M., LEVANDER, A. (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela. *J. Geophys. Res.*, 112, B11308, doi:10.1029/2006JB004802.
- NOWELL, D. A. G. (1999). Gravity terrain corrections — an overview. *J. Appl. Geophys.*, 42(2), 117-134.
- ORIHUELA, N. & GARCÍA, A. (2011). Deconvolución de Euler en datos gravimétricos de la región Nor-Central de Venezuela. *I Congr. Venez. de Geociencias*, p. 4.
- PAOLINI, M. (2012). Interpretación geofísica integrada del sector occidental de la plataforma centro norte costera de Venezuela. Tesis M.Sc., Universidad Central de Venezuela, pp.154.
- PAVLIS, N. K., HOLMES, S. A., KENYON, S. C., FACTOR, J.K. (2008). An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. en 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, pp. 13-18.
- PÉREZ, O. J. & AGGARWAL, Y. P. (1981). Present-day tectonics of the southeastern caribbean and northeastern Venezuela. *J. Geophys. Res.*, 86 (B11), 10791-10804.
- PÉREZ, O. J., BILHAM, R., BENDICK, R., VELANDIA, J. R., HERNÁNDEZ, N., MONCAYO, C., HOYER, M., KOZUCH, M. (2001). Velocity field across the Southern Caribbean Plate Boundary and estimates of Caribbean/South American Plate Motion using GPS Geodesy 1994-2000. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (15), 2987-2990.
- PICARD, X. (1974). La costa de acantilados entre Puerto Cabello y Cabo Codera, Cordillera de la Costa de Venezuela. *Bol. Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petról.*, 17, 128-130.
- PICARD, X. & GODDARD, D. (1975). Geomorfología y sedimentación de la costa entre Cabo Codera y Puerto Cabello. *Asoc. Ven. Geol., Min. y Petr., Bol. Inform.*, 18(1), 39-106.
- PORRAS, L. (2000). Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire. en VII Congreso Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Caracas, Venezuela, pp. 279-292.
- RIAL, J. A. (1973). La fosa tectónica de Tacagua y su relación con la sismicidad de la región de Caracas. *Bol. Soc. Ven. Geol.*, 8 (3), 49-54.
- SCHMITZ, M., AVILA, J., BEZADA, M., VIEIRA, E., YAÑEZ, M., LEVANDER, A., ZELT, C. A., JACOME, M. I., MAGNANI, M. B. (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, 459(1-4), 14-26.
- SCHUBERT, C. (1984). Basin formation along the Bocono-Moron-El Pilar fault system, Venezuela. *J. Geophys. Res.*, 89 (B7), 5711-5718.
- SCHUBERT, C., VALASTRO, J. S., COWART, J. B. (1977). Evidencias de levantamiento reciente de la costa norte-central (Cordillera de La Costa). *Acta Científica Venezolana*, 28, 363-372.
- SELLIER DE CIVRIEUX, J. M. (1971). Cañones submarinos frente a la cordillera de la costa de Venezuela. en *Symposium on Investigations and Resources of the Caribbean Sea and Adjacent Regions*, Unesco, Paris,

- pp. 291-295.
- SELLIER DE CIVRIEUX, J. M. (1977). Indicios de subsidencia neotectónica post-glacial en el Mar Caribe frente a Venezuela. *Bol. Geol. (Venezuela)*, 7, 1965-1980.
- SILVER, E. A., CASE, J. E., MACGILLAVRY, H. J. (1975). Geophysical Study of the Venezuelan Borderland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86(2), 213-226.
- SOULAS, J.P. (1986). Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. VI Cong. Geol. Venezolano, 10, pp. 6639-6656.
- SPECTOR, A. & GRANT, F. S. (1970). Statistical methods for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293-302.
- STEPHAN, J. F. (1982). Evolution géodynamique du domaine Caraïbe, Andes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela). These d'état, Paris.
- TRENKAMP, R., KELLOGG, J. N., FREYMUELLER, J. T., MORA, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *J. South Am. Earth Sci.*, 15(2), 157-171.
- WHEELER, C. B. (1963). Oligocene and lower Miocene stratigraphy of western and northeastern Falcon Basin, Venezuela. *AAPG Bull.*, 47(1), 35-68.