

MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL DEL SECTOR LA ORCHILA – LA TORTUGA, PLATAFORMA CENTRO – NORTE COSTERA DEL NORTE DE VENEZUELA

Vanessa Villarroel, Nuris Orihuela Guevara *

Resumen. El presente estudio se basó en la construcción de un modelo estructural, realizado mediante la integración de datos geológicos y geofísicos correspondientes a una zona ubicada en la Plataforma centro-norte costera de Venezuela, en las cuencas La Blanquilla y Tuy-Cariaco. El modelo estructural asociado con esta zona, se definió con el propósito de entender mejor la potencial fuente de sismicidad en el área, así como también el contexto neotectónico de la región. A partir de los resultados obtenidos del modelado, se obtiene una configuración somera, intermedia y profunda de la zona. La columna sedimentaria se dividió en sedimentos Neógenos con densidades de 2,46 g/cm³ y Paleógenos con densidades de 2,6 gr/cm³, ambos sin susceptibilidades magnéticas. El espesor cortical presenta una tendencia general a disminuir hacia el norte, mostrando un cambio abrupto en la zona del sistema de fallas San Sebastián – El Pilar, en la cual al norte de éste se obtienen espesores promedio de 16 km y al sur de 25 km. La corteza superior presenta densidades de 2,7 g/cm³ y susceptibilidades magnéticas de 0,0001 y la corteza inferior de 2,93 g/cm³ y susceptibilidades magnéticas de 0,001. La isoterma de Curie se encuentra en la corteza inferior, representando el límite inferior de magnetización de las rocas. El Moho profundiza hacia el sur, con profundidades promedio de 18 km a la altura de las Antillas de Sotavento y 27 km al sur del sistema de fallas San Sebastián – El Pilar y densidades de 3,3 g/cm³. Estos resultados aunados a datos de vectores GPS, reflejan que el sistema de fallas San Sebastián – El Pilar, corresponde a un elemento estructural que afecta no sólo la corteza, sino incluso el manto superior.

Palabras clave: Cuenca Tuy-Cariaco, Cuenca La Blanquilla, Falla El Pilar, Plataforma centro-norte costera, Modelo cortical.

Extended Abstract. This study was based on the construction of a structural model in the North-Central Coastal Platform (La Blanquilla and Tuy – Cariaco basins; Figure 1) through the integration of 2D seismic reflection data, bathymetric data from the SRTM30 plus V6 elevation model, gravimetric and magnetic data from combined models (Figures

8, 9, and 16), well data, and densities derived from velocities models. The structural model was defined in order to better understand the potential source of seismicity in the area, as well as the neotectonic context (Figure 2). The model was generated through inverse modeling, and the definition of the available geomorphological patterns. The methodology was divided into three stages: 1) Seismic interpretation of 1000 Km of 2-D reflection data, defining four megasequences: Plio-Pleistocene, Miocene, Paleogene, and basement (Figure 7); 2) Gravimetric – magnetic interpretation, in which spectral analysis, and separation of regional – residual components of the anomalies (Figure 12, 13, 14 and 15) were performed, getting the depth of the source (Figures 9 and 11); and 3) Gravimetric – magnetic modeling, generated from inverse modeling of densities derived from velocity models and magnetic susceptibilities.

The study area was divided into six geological provinces, based on their geological and geophysical characteristics (Figure 20); these are: 1) Leeward Antilles, La Orchila area, 2) Leeward Antilles and East Blanquilla Basin, 3) West Blanquilla Basin, 4) Margarita – La Tortuga Platform, 5) Margarita – Los Testigos Platform, and 6) Tuy – Cariaco Basin, including San Sebastian – El Pilar Fault System.

From the results of modeling we obtained information from shallow, medium, and deep crustal levels. The sedimentary column was divided in neogene sediments with densities of 2.46 g/cc, and paleogene sediments with densities of 2.6 g/cc, both without magnetic susceptibilities (Figures 17, 18 and 19). The crustal thickness shows a general trend to decrease northwards with an abrupt change in the San Sebastian – El Pilar fault zone, having to the north an average thickness of 16 km, and to the south 25 km (Figure 21). The upper crust shows a density of 2.7 g/cc, and a magnetic susceptibility of 0.0001, and the lower crust a density of 2.93 g/cc and a magnetic susceptibility of 0.001 (Figures 17, 18 and 19). The Curie Isotherm is located in the lower crust, being the lower limit of rock magnetization. The Moho discontinuity is deepening southward, with average depths of 18 km in the Leeward Antilles and 27 km south of San Sebastian – El Pilar Fault System, and a density of 3.3 g/cc (Figures 17, 18,

* N. Orihuela, UCV
nurisorihuela@gmail.com

19 and 22). The final results, compared with GPS vectors, show the presence of two different blocks in this area, the first one is related to the Caribbean Plate, and the second one with the Southamerican Plate, suggesting that this system corresponds to a structural element which is affecting the crust, and also the upper mantle (Figures 23 and 24). The San Sebastian – El Pilar Fault System could correspond to a lithospheric element, which would form the limit between Caribbean and Southamerican plates (Figure 23), a hypothesis consistent with the results of Magnani et al. (2009) in the west of the study area.

Keywords: Tuy-Cariaco Basin, Blanquilla Basin, El Pilar Fault, North-central platform, Crustal model.

INTRODUCCIÓN

El área de estudio correspondiente al sector La Orchila – La Tortuga, se encuentra ubicada en aguas marinas territoriales al norte de la costa norte-central de Venezuela, específicamente al norte de los estados Miranda, Anzoátegui, Sucre y Nueva Esparta, en la zona correspondiente a la Cuenca La Blanquilla y Cuenca Tuy-Cariaco, entre las longitudes $-66,5^{\circ}$ a -64° oeste y latitudes 10° a $12,5^{\circ}$ norte; en profundidades de agua entre 100 – 2000 m y área aproximada de 76000 km^2 (Figura 1).

En general, los estudios costa afuera realizados en las últimas décadas en nuestro país, han estado destinados principalmente a la prospección de hidrocarburos o a la caracterización de intervalos profundos de la corteza terrestre, dando escasa atención a la caracterización de rasgos sismogenéticos. El país se ha visto afectado por numerosos eventos sísmicos, encontrándose entre éstos uno muy significativo en el mes de Septiembre del año 2009, de magnitud 6,4 Mw, a 28 km al noreste de Morón; y aunque no dejó daños humanos ni materiales, ha generado la necesidad de definir con detalle un modelo geológico estructural para el área costa-afuera del norte de Venezuela, con énfasis en la actividad neotectónica. Dicho modelo permitirá tener un mejor conocimiento de las estructuras activas que puedan estar afectando la actividad sísmica de esta área.

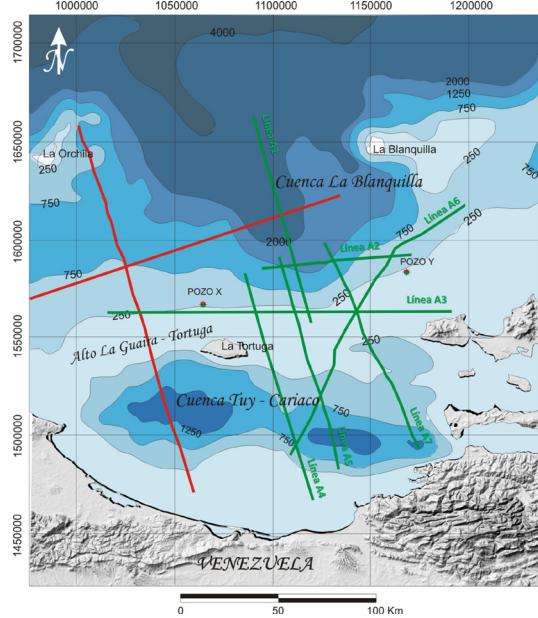


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio, en el cual se muestra información bathimétrica, líneas sísmicas y pozos disponibles. El área de estudio corresponde a la Cuenca La Blanquilla y la Cuenca Tuy-Cariaco, al norte de los estados Miranda, Anzoátegui, Sucre y Nueva Esparta. Se observa la ubicación de las siete secciones sísmicas de reflexión 2D, correspondientes a la campaña Caribe Central (color verde), dos líneas sísmicas 2D adicionales (color rojo) usadas como soporte para la interpretación del basamento, los dos pozos disponibles para el proyecto y el área cubierta por la base de datos gravimétricos y magnéticos que corresponde al tamaño de la ventana del mapa.

Figure 1. Location map of the study area showing bathymetric data, seismic lines and available wells. The study area belongs to Blanquilla and Tuy-Cariaco Basins, to the north of Miranda, Anzoategui, Sucre, and Nueva Esparta states. The map shows the location of seven 2D seismic lines (in green) belonging to the Caribe Central survey, two 2D additional seismic lines (in red) used to interpret the basement, two wells, and the area of gravimetric and magnetic database that corresponds to the window.

El modelo estructural asociado con la zona de estudio es generado a través de la definición de patrones geomorfológicos existentes, por medio de correlación, procesamiento, interpretación e integración de datos de sísmica de reflexión 2D, correspondientes a la campaña Caribe Central, datos bathimétricos provenientes del modelo digital de elevación SRTM plus v6.0 (<http://topex.ucsd.edu/index.html>), datos gravimétricos provenientes del modelo gravitacional terrestre combinado EGM2008 (Pavlis *et al.* 2008) y datos magnéticos provenientes del modelo combinado del campo magnético terrestre EMAG2 (Maus *et al.* 2009), calibrados con datos de pozos y modelos de velocidades existentes (Giraldo *et al.* 2002;

Schmitz *et al.* 2005). Esta interpretación permite la definición de la interacción de las estructuras presentes, que estén contribuyendo a la deformación y actividad sísmica en el área.

MARCO GEOLOGICO

La costa centro-norte de Venezuela se encuentra en el límite sur de la Placa Caribe, en una zona de

compleja interacción entre las placas Suramericana y del Caribe (Figura 2). La complejidad geométrica que se observa a lo largo del límite sureste de la Placa Caribe, es el resultado de la larga interacción entre las placas Caribe y Suramérica, las cuales están caracterizadas por diferentes espesores litosféricos y composiciones de la corteza (Figura 2) (Magnani *et al.* 2009).

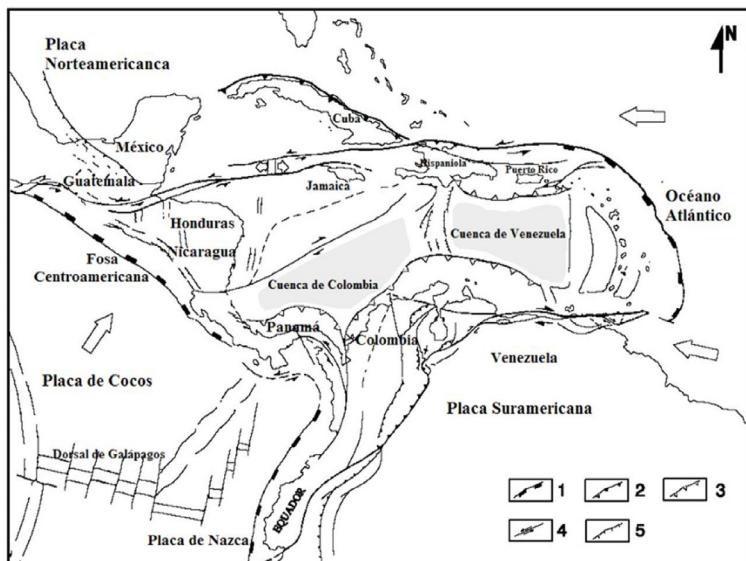


Figura 2. Configuración actual de la ubicación de las placas para el área del Caribe. Las flechas muestran las direcciones preferentes de desplazamiento de las placas. Los elementos principales están enumerados como sigue: 1) zonas de subducción, 2) frente de corrimiento, 3) prisma de acreción Terciario, 4) fallas rumbo-deslizante y 5) fallas extensivas (Giunta *et al.* 2003).

Figure 2. Current plate configuration of in the Caribbean area. Arrows indicate the preferred displacement direction of the plates. The main objects are listed as follows: 1) subduction zones, 2) thrust front, 3) Tertiary accretionary prism, 4) strike-slip faults and 5) extensive faults (Giunta *et al.* 2003).

El régimen este-oeste dextral de cizalla simple que afecta el margen sur del Caribe, ha desarrollado fallas rumbo-deslizantes de primer orden, como: Oca, San Sebastián, La Victoria, El Pilar; fallas conjugadas, asociadas, sintéticas como: Tácata, Charallave, Margarita, entre otras; y fallas subordinadas, antitéticas (Audemard & Singer, 1996). Sin embargo, aunque es ampliamente aceptado que la Placa Caribe se mueve hacia el este con respecto a Suramérica, este límite de placas no es sólo de tipo dextral, más bien es una amplia zona de deformación activa, resultando en un proceso de colisión oblicua entre placas (Figura 2) (Audemard *et al.* 2000).

Durante los últimos años se han propuesto diferentes modelos para explicar el límite de placas entre Suramérica y el Caribe. Algunos de estos modelos coinciden en que el sistema de fallas El

Pilar – San Sebastián es parte del límite entre las mismas (Blanco & Giraldo, 1992); y otros sugieren que el límite de placas Caribe – Suramérica es una zona difusa, de aproximadamente 400 km de ancho, limitada al norte y al sur por corrimientos, cinturones plegados y cuencas antepaís; y bisectada por el sistema de fallas rumbo-deslizante, con movimiento dextral, San Sebastián – El Pilar, de 800 km de largo, el cual actúa como conector entre dos zonas de subducción (Molnar & Sykes, 1969; Dewey & Pindell, 1986; Mann, 1999; Giunta *et al.* 2003) y atraviesa el norte de Venezuela, de oeste a este. El análisis de este trabajo se basa en los modelos antes mencionado, coincidiendo con el modelo de Magnani *et al.* (2009), en la zona occidental del área de estudio, considerando que el sistema de fallas San Sebastián - El Pilar corresponde con un elemento litosférico.

La zona correspondiente al límite sur de la Placa del Caribe, específicamente entre las longitudes 63° y 69° oeste, corresponde a una zona de distribución de cizallamiento. Según Ostos (1990), la zona norte de Venezuela consta de siete cinturones tectonoestratigráficos, con un rumbo este-oeste. Avé Lallement & Sisson (2005), subdividen esta zona, de norte a sur en los siguientes cinturones con orientación este-oeste: Cinturón de Deformación del sur del Caribe, Antillas de Sotavento, cinturón de cuencas extensivas Terciarias y el Sistema Montañoso del Caribe (Avé Lallement & Sisson. 2005).

Para el propósito de este estudio nos enfocaremos en la zona correspondiente al Cinturón de Cuencas Extensivas Terciarias, puesto que el área de estudio se encuentra en la zona correspondiente a las cuencas La Blanquilla y Tuy-Cariaco, cuencas ubicadas dentro del cinturón antes mencionado.

Cuenca La Blanquilla

La Cuenca La Blanquilla corresponde a una cuenca retroarco (*backarc*), que comenzó su desarrollo a partir del Eoceno medio, durante una fase extensional-regional, la cual originó una gran estructura semi-*graben* con un eje principal noreste-suroeste, asociada con la Cuenca de Grenada, en el dominio retroarco de las Antillas Menores (Ostos, 1990; Ysaccis, 1997), sugiriendo que ambas cuencas estuvieron relacionadas durante su evolución tectónica.

La Falla transformante de Margarita es el elemento estructural principal de la cuenca, y se desarrolló durante la fase compresiva desde el Mioceno medio al Reciente. Se trata de una falla rumbo – deslizante dextral de orientación NO-SE, que divide la cuenca en dos subcuenca, Subcuenca Blanquilla Oeste (Cuenca La Tortuga) y Subcuenca Blanquilla Este (Durán *et al.* 2005).

Otro sistema de fallas importante es el de Tortuga-Coche, el cual corresponde a una zona transtensiva, con orientación ONO-ESE en el oeste, cambiando a O-E en el este, donde el sistema converge con el sistema North Coast de Trinidad. Muchas fallas menores, de tipo normal, con orientación NO-SE convergen con la falla principal de este sistema

(Ysaccis, 1997). La mayor actividad tectónica de este sistema se produce durante el Plio-Pleistoceno. La subcuenca Blanquilla Oeste (Subcuenca La Tortuga), se encuentra entre el alto de La Tortuga al sur y el alto de La Orchila al norte. Es una cuenca extensiva, de edad Paleógeno, específicamente Mioceno temprano, la cual antes de ser subdividida por la Falla transformante de Margarita, fue una cuenca continua con la subcuenca La Blanquilla Este y la Cuenca de Grenada. Esta cuenca fue invertida durante el Mioceno medio – tardío (Ysaccis, 1997). El alto de La Tortuga corresponde a un alto del basamento ígneo-metamórfico, el cual hacia el sur representa un flanco del semi-*graben* de Cariaco, sugiriendo una posible conexión previa. La subcuenca La Blanquilla Este, está localizada al noroeste de la plataforma Margarita – Los Testigos, con un eje principal con orientación SO-NE, en dirección hacia la Cuenca de Grenada en el noreste (Speed *et al.* 1993).

A escala general, el dominio estructural más importante en la Cuenca La Blanquilla, es el de estructuras compresivas de tipo Pliegue Asociado con Falla No Plana (*Fault-Bend Fold*), de edad Mioceno medio a tardío, con limbos anteriores y posteriores presentando diferentes grados de erosión. Estas estructuras están caracterizadas por rampas largas con un buzamiento general al sur que varía entre los 12 y 37 grados y con un desplazamiento que varía entre 0,5 y 6,0 km. También se pueden interpretar estructuras tipo *rollover*, que fueron posteriormente invertidas a lo largo del mismo plano de falla, durante el Mioceno medio-tardío.

Estratigrafía de la Cuenca La Blanquilla

A partir de datos sísmicos e información de pozos, se estima que la columna estratigráfica del área presenta espesores superiores a los 5 km, incluyendo rocas de edad Eoceno medio a Reciente, encontrándose discordantes sobre un basamento ígneo-metamórfico Cretácico, perteneciente a las napas del Caribe alóctono (Figura 3) (Blanco & Giraldo, 1992).

El basamento en la Cuenca La Blanquilla está compuesto en su mayoría por un Plutón de trondjemita-tonalita, denominado Batolito de

Garantón (Schubert & Moticska, 1972; Jackson & Robinson, 1994). Según Bellizzia (1984), la edad del Batolito corresponde al Cretácico Tardío – Paleoceno y presenta una afinidad calco-alcalina (Ysaccis, 1997). Basado en datos sísmicos, hacia el norte de la cuenca, se estima que el basamento se encuentra a más de 6s de tiempo doble.

Hacia la Isla de Margarita el basamento está constituido por rocas ígneo-metamórficas de edad Jurásico-Cretácico, alóctonas y paraautóctonas, relacionadas con la Cordillera de la Costa, que han sido transportadas en sentido oeste-este durante el movimiento de la Placa del Caribe (Ysaccis, 1997). Hacia el tope se identifica la Formación Los Frailes constituida por intercalaciones de cherts (precipitación de sílice de origen orgánico) y capas volcánicas asociadas con eventos de magmatismo y desarrollo del arco volcánico en el Cretácico Tardío (Casas *et al.* 1995).

En datos de sísmica de refracción de la Isla La Tortuga, se observa un alto estructural interpretado como un basamento ígneo-metamórfico, el cual se corroboró con la perforación de un pozo estratigráfico, en la zona sureste de la isla, encontrando gneises a 150 m de profundidad (Ysaccis, 1997).

En la subcuenca Blanquilla Oeste, los estudios realizados en el pozo X, al norte de la Tortuga, muestran una secuencia prácticamente continua desde la parte superior del Eoceno medio al Reciente (Figura 3). La paleobatimetría interpretada varía desde batial inferior en la parte basal del pozo a nerítico medio en la parte superior (Figura 3). El pozo encontró 900 m de lutitas, donde los primeros 890 m fueron correlacionados con edad Eoceno tardío.

Durante el Eoceno y Oligoceno, la sedimentación en la cuenca está caracterizada por depósitos de ambiente batial, predominantemente lutíticos con intervalos delgados de areniscas y calizas. La presencia de calizas de ambientes someros y areniscas con cementos calcáreos, en conjunto con lutitas ricas en foraminíferos de aguas profundas, pueden indicar la influencia de ocasionales flujos gravitacionales que transportaron sedimentos de ambientes someros hasta ambientes de talud,

permitiendo el desarrollo de una estrecha plataforma carbonática. Las características texturales de las rocas (granos angulosos), indican poco transporte y rápida sedimentación a causa de la cercanía de la fuente. Hacia el Oligoceno se observa una disminución de los intervalos arenosos, lo que puede indicar una profundización de la cuenca (Suárez, 2006).

En la sub-cuenca Blanquilla Este, el pozo disponible, pozo Y, muestra una columna menos completa, con rocas de edad Oligoceno al Reciente y una paleobatimetría que varía desde batial inferior en la parte basal del pozo a nerítico somero en la parte superior (Blanco & Giraldo, 1992). Al igual que en la sub-cuenca Blanquilla Oeste, la sedimentación está caracterizada por sedimentos lutíticos de profundidades batiales en conjunto con sedimentos terrígenos provenientes de islas cercanas, que para el Paleógeno representaban altos estructurales.

La secuencia Mioceno temprano consta de intercalaciones de lutitas limosas con areniscas de grano fino a grueso (Figura 3). Las areniscas de la sección inferior han sido interpretadas como depósitos turbidíticos de aguas profundas (Haak, 1980; Evans, 1983). La sección superior es una secuencia lutítica-arenosa, interpretada como una secuencia costera.

Paleontológicamente la secuencia datada como Mioceno medio ha sido reconocida en ambas subcuenca, Blanquilla Este y Oeste. Esta sección consiste principalmente de lutitas con intervalos delgados de limolitas y areniscas de grano fino (Ysaccis, 1997). La Figura 3 muestra la naturaleza regresiva de esta unidad, el ambiente depositacional para esta unidad cambia de batial en la base a nerítico medio hacia el tope (Haak, 1980). Sobre esta unidad suprayace discordantemente la secuencia Mioceno tardío, la cual consta principalmente de una secuencia lutítica con escasas intercalaciones de areniscas de grano fino, depositadas en ambientes batial superior a nerítico externo (Evans, 1983). Hacia la zona este de la Cuenca La Blanquilla esta secuencia se encuentra ausente.

La secuencia Plioceno se encuentra discordante sobre la secuencia Mioceno tardío y hacia la zona este de la cuenca se encuentra discordante sobre

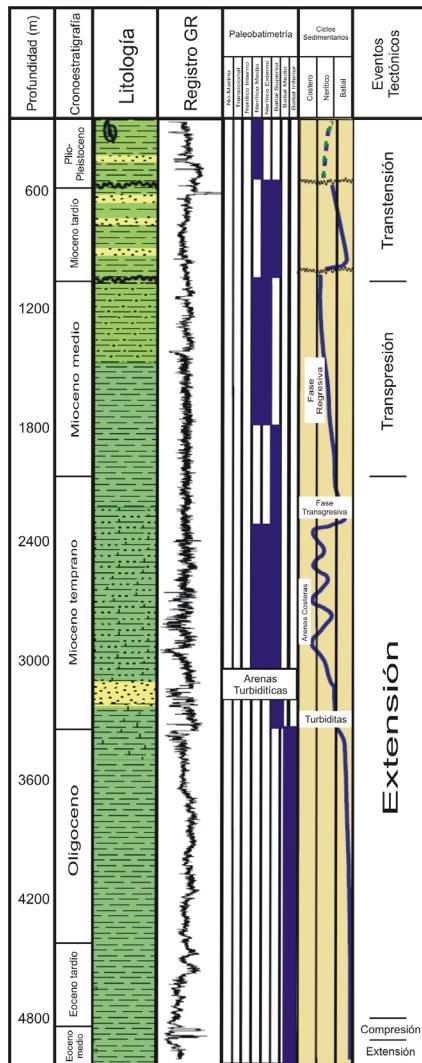


Figura 3. Columna cronoestratigráfica de la Cuenca La Blanquilla, proveniente del pozo X. La curva batimétrica indica las variaciones desde el Eocene medio hasta el Pleistoceno (Ysaccis, 1997; Escalona et al. 2009).

Figure 3. Chronostratigraphic column of La Blanquilla Basin, from well X. The bathymetric curve shows the variations from the Eocene until Pleistocene times (Ysaccis, 1997; Escalona et al. 2009).

la secuencia Miocene medio. Esta secuencia es delgada y consiste en lutitas calcáreas depositadas en un ambiente nerítico medio a interno. El Cuaternario consiste en una monótona sección lutítica con abundantes detritos fosilíferos, depositados en ambientes neríticos medios a internos (Figura 3).

Cuenca Tuy – Cariaco

La Cuenca Tuy-Cariaco se encuentra ubicada aproximadamente a 40 km al norte de la zona central

de la costa venezolana, específicamente al nortenoeste de la ciudad de Barcelona. Es una cuenca transtensional, de edad Neógeno, comenzando su desarrollo en el Mioceno temprano. Es la cuenca más grande y más profunda, limitada por fallas, que se encuentra dentro de la zona de límite de placas Caribe y Suramérica. La cuenca Tuy-Cariaco cubre un área de 4000 km² aproximadamente, 150 km de largo y 40 km de ancho; y tiene profundidades bátimétricas superiores a 1400 m (Figura 1). Los principales elementos morfológicos presentes en esta cuenca son: la Cuenca Cariaco, la Plataforma de la Ensenada de Barcelona y la Plataforma Margarita – La Tortuga (Figura 4).

En cuanto al origen de esta cuenca, muchos autores concuerdan con la importante influencia del sistema de fallas rumbo-deslizante, dextral, San Sebastián-El Pilar (Schubert, 1982; Bezada et al. 2010), el cual detalladamente controló el origen de la cuenca de la siguiente forma: 1) la Falla de San Sebastián al norte y oeste y 2) la Falla El Pilar al sur y este (Escalona et al. 2009). La geometría de la Cuenca Tuy-Cariaco está caracterizada por dos depocentros principales, Cariaco Oeste y Cariaco Este, de forma elíptica con un eje principal en dirección oeste – este. La subcuenca Cariaco Este es la más profunda, alcanzando registros mayores a 7s de tiempo doble de viaje (>8,5 km usando un promedio de velocidad de 2,45 km/s para las secuencias sedimentarias del Miocene medio al Reciente) (Schubert, 1982; Ysaccis, 1997). La secuencia sedimentaria más importante presente en la cuenca data del período Neógeno (Figura 6).

La falla principal o fallas principales presentes en la cuenca, corresponden al sistema de fallas San Sebastián – El Pilar, el cual se extiende desde la Cuenca de Cariaco al oeste hasta el Golfo de Paria al este, por unos 350 km (Audemard et al. 2007). La traza de la Falla El Pilar es principalmente submarina. Varias campañas de medición GPS permiten determinar que la Falla El Pilar, en una sección de 30 km de ancho, acomoda un 70% de los 20 mm/a de velocidad relativa entre las placas Caribe y Suramérica. Actúa como el límite sur de la cuenca en tracción (*pull-apart*) de Cariaco, amortiguándose en los cerros de Caigüire en Cumaná, en un relevo transpresivo (Audemard et al. 2007).

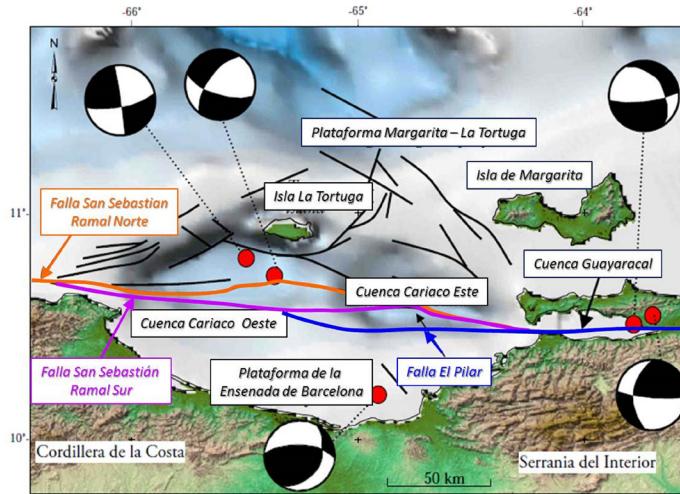


Figura 4. Mapa estructural de la Cuenca Tuy-Cariaco, en el cual se muestra la ubicación de las principales estructuras y algunos mecanismos focales que soportan su carácter rumbo-deslizante (Audemard et al. 2005) (Tomado de Escalona et al. 2009).

Figure 4. Structural map of Tuy-Cariaco Basin showing the location of the main structures and the focal mechanisms of strike-slip faults (Audemard et al. 2005) (From Escalona et al. 2009).

Escalona *et al.* (2009), proponen un nuevo modelo, en el cual sobre la base de la geometría elongada de la cuenca, concluyen que la Cuenca Cariaco Oeste se encuentra en extinción, transfiriendo la deformación a la Cuenca Cariaco Este. Los autores sugieren que la Cuenca Cariaco Oeste se formó como una cuenca *pull-apart*, entre el ramal norte de la Falla San Sebastián y la Falla El Pilar, pero debido a la transferencia de deformación del ramal norte al ramal sur, la cuenca está siendo abandonada. De esta forma, la Cuenca Cariaco Este representa la propagación hacia el este de la cuenca *pull-apart*, que se formó en la separación que existe entre el ramal sur de la Falla San Sebastián y la Falla El Pilar, antes de que ambas converjan y la cuenca comience su extinción (Figuras 4 y 6).

Estratigrafía de la Cuenca Tuy – Cariaco

La columna estratigráfica presente en la cuenca corresponde a una secuencia sedimentaria, donde las rocas más antiguas son de edad Eoceno, las cuales infirman a carbonatos de edad Oligoceno y depósitos marinos someros del Mioceno. Toda la secuencia sedimentaria se encuentra descansando discordantemente sobre un complejo metamórfico y meta-andesítico de edad Cretácico Tardío (Figura 5) (Talukdar & Bolívar, 1982; Ostos & Sisson, 2005). Segundo Ysaccis, (1997), la secuencia sedimentaria Plio-Pleistoceno presenta un espesor

de 4100 m aproximadamente, lo que indica una alta tasa de subsidencia y sedimentación.

El basamento consiste en un complejo acrecionario subducido profundamente (arco de islas Cretácicas), que se formó en una zona hacia el oeste de su ubicación actual (Ysaccis, 1997). Está compuesto principalmente por rocas volcánicas-sub-volcánicas, metamorfizadas, de edad Cretácico (Talukdar & Bolívar, 1982; Evans, 1983; Monsalve *et al.* 1984), (Figura 5). Este complejo volcánico ha sido correlacionado con rocas desarrolladas en un arco de islas, como el Grupo de Villa de Cura (Talukdar & Bolívar, 1982), Formación Los Frailes en el Archipiélago Los Frailes (Evans, 1983), y el Arco de Las Antillas Menores (Avé Lallement, 1997; Ysaccis, 1997).

La secuencia Eoceno presenta una sección superior de calizas granulares lodosas y calizas lodosas (*packstones* y *wackstones*, respectivamente) de aguas someras, de plataforma, con abundante contenido de algas, corales y foraminíferos (Figura 5); y una sección inferior de una intercalación de lutitas de aguas profundas con calizas recristalizadas. Este cambio en el ambiente depositacional entre la secuencia superior e inferior sugiere una discordancia entre ambas, pasando en la parte inferior de un ambiente batial a un ambiente marino somero en la parte superior, la cual puede

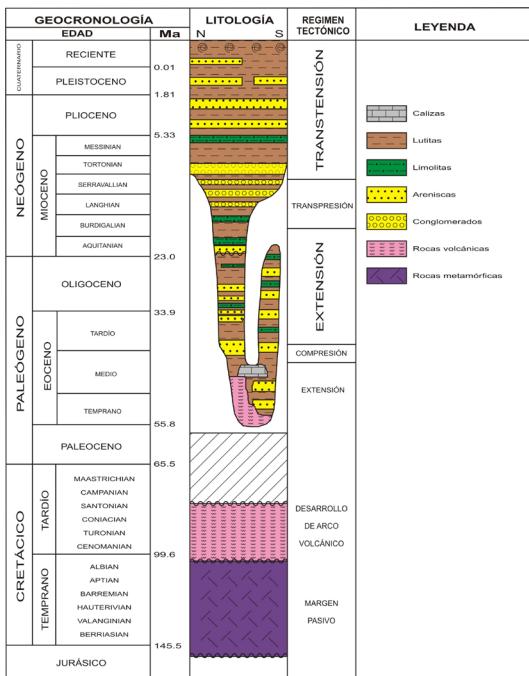


Figura 5. Columna Cronoestratigráfica de la Cuenca Tuy-Cariaco (Suárez, 2006).

Figure 5. Chronostratigraphic column of Tuy-Cariaco Basin (Suárez, 2006).

estar relacionada con un levantamiento producto de un evento compresivo (Ysaccis, 1997).

En esta cuenca la sección del Mioceno temprano se encuentra descansando sobre la sección Oligoceno a lo largo de un contacto discordante (Figura 5) (Evans, 1982). La secuencia está caracterizada por lutitas con intercalaciones de areniscas en su parte inferior y lutitas en la parte superior. El Mioceno tardío se observa en la zona norte de la Cuenca Tuy-Cariaco, y corresponde a una secuencia fluvio-marina, de areniscas y conglomerados (Figura 5). La parte superior de la secuencia está compuesta de depósitos lutíticos en un ambiente nerítico medio a externo.

La unidad Plioceno consiste de lutitas con intercalaciones de areniscas de grano fino y limolitas (Figura 5). El ambiente depositacional varía entre batial a nerítico interno (Ysaccis, 1997). El Cuaternario es similar en toda el área y consta de una sección monótona de lutitas con abundantes fragmentos de detritos conchíferos depositados en un ambiente nerítico medio a interno (Evans, 1983). Hacia el norte de la cuenca se observan intercalaciones de areniscas.

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

La metodología utilizada puede ser resumida en los siguientes puntos:

Interpretación sísmica

Se interpretaron aproximadamente 1000 km de datos de sísmica de reflexión 2D, caracterizando cuatro mega-secuencias: Cretácico, Paleógeno, Mioceno y Plio-Pleistoceno (Figura 6).

El basamento de edad Cretácico, ha sido interpretado como el basamento acústico. El marcador sísmico del tope del basamento se presenta como un marcador fuerte, bien definido en el área de la Cuenca La Blanquilla. Cerca del Alto de la Tortuga el basamento presenta un carácter sísmico caótico atribuido a su composición de rocas volcánicas, por su origen de arco volcánico remanente. Hacia la Cuenca Tuy – Cariaco el basamento se interpretó como una discordancia entre el Mioceno y el Cretácico. Hacia la Plataforma Margarita – la Tortuga y la Cuenca Tuy-Cariaco, las reflexiones sísmicas son más continuas y muestran algunos plegamientos dentro del basamento.

La secuencia Paleógena fue definida en su tope por marcadores de tipo *onlaps*. Está caracterizada por decrecer hacia el sur, hasta llegar a acuñarse contra el basamento. En la Cuenca La Blanquilla se observa con espesores superiores a 400 m, mientras que hacia la Cuenca Tuy – Cariaco, suele estar ausente. El sistema depositacional de esta secuencia corresponde a un ambiente marino de talud, con gran presencia de lutitas, según los datos de los pozos en el área. El contacto de esta secuencia con el Mioceno es de tipo erosivo, formando una discordancia.

El tope del Mioceno está caracterizado por una discordancia regional. El marcador del tope de la secuencia representa una discordancia en ambas cuencas. En general las facies sísmicas presentan continuidad, amplitudes variables y reflectores de tipo *onlap*. En la Cuenca Tuy- Cariaco, se observa un engrosamiento de la secuencia hacia el centro y la zona este de la cuenca.

La secuencia Plioceno – Pleistoceno es la

que presenta mayor espesor. Los reflectores sigmoidales (clinoformos), paralelos entre sí, definen un ambiente marino somero. Hacia la Cuenca Tuy-Cariaco la geometría de los reflectores permite definir un sistema progradante. El gran espesor de esta unidad permite interpretar que la cuenca presentó su máximo desarrollo durante este

período. En la Cuenca la Blanquilla se observan reflectores convergentes, cuñas sedimentarias con reflectores onlap, hacia los flancos. Ambas cuencas fueron alimentadas por facies distales de talud, derivadas posiblemente de los altos adyacentes a cada una.

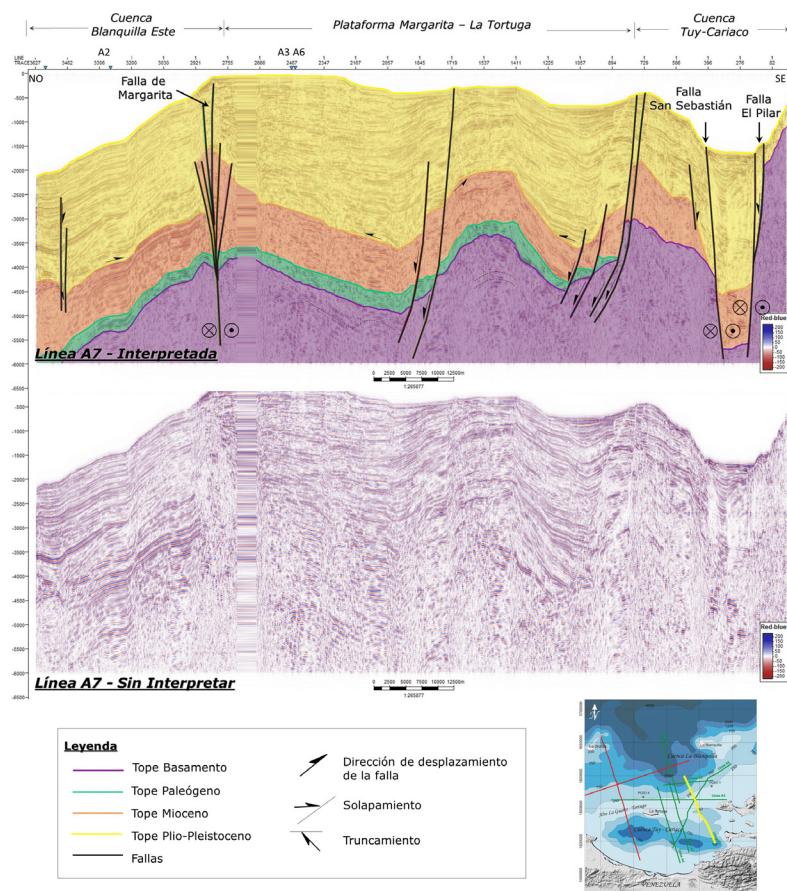


Figura 6. Perfil A7 con orientación noroeste-sureste, mostrando la estructura y provincias geológicas existentes en las cuencas La Blanquilla y Tuy-Cariaco.

Figure 6. Profile A7, with NW-SE orientation, showing the structure and geological provinces of La Blanquilla and Tuy-Cariaco basins.

Interpretación gravimétrica

La anomalía de Bouguer generada para el área de estudio presenta valores entre -111 y 232 mGals (Figura 7). Hacia la zona norte del área de estudio, se encuentran los valores de anomalías más altas, desde 120 hasta 232 mGals, correspondiente al área de las Antillas de Sotavento y Cuenca de Venezuela. Estos altos gravimétricos se relacionan

con el carácter oceánico de la corteza en el área. En la zona central se observan valores promedios de 60 mGals. Hacia el sur del área de estudio se encuentran los valores más bajos de anomalías gravimétricas, hasta -111 mGals, correspondientes al área de la Cuenca Tuy-Cariaco.

A partir del análisis espectral de los datos gravimétricos se pueden identificar: una fuente

profunda o regional que se encuentra en un rango de número de onda entre 0,0 y 0,013; una fuente intermedia o residual en un rango entre 0,013 y 0,06; y una fuente somera y ruido se encuentra sobre un número de onda $>0,06$. Asimismo, la gráfica número de onda versus profundidad, nos permite estimar una profundidad para la fuente regional a aproximadamente 20 km y para la fuente residual a 8 km (Figura 8).

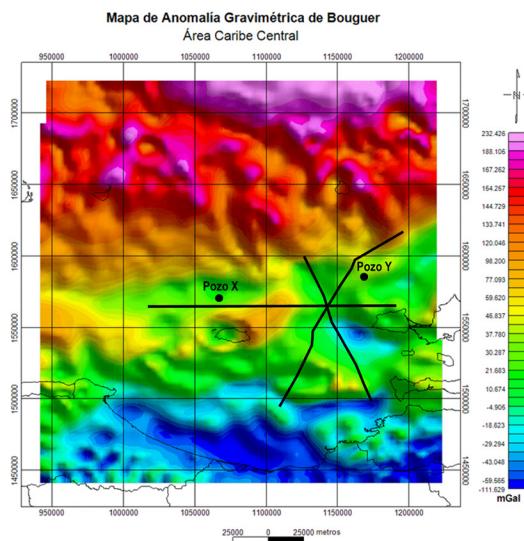


Figura 7. Mapa de anomalía de Bouguer para el área Plataforma Centro Norte Costera, La Orchila-La Tortuga.

Figure 7. Bouguer anomaly map of La Orchila – La Tortuga, North-Central Coastal Platform.

Interpretación magnética

La anomalía magnética de campo total generada para el área de estudio presenta un rango entre -113 y 165 nT (Figura 9). Hacia la zona centro-norte del mapa se evidencia una anomalía compuesta, con una secuencia de altos magnéticos al sur con su correspondiente par en bajo magnético al norte, relacionado con el Arco de las Antillas de Sotavento, con altos magnéticos máximos de 165 nT y bajos magnéticos máximos de -113 nT. Hacia la zona inferior del mapa, en su parte norte, se observa un lineamiento este – oeste, con valores de anomalías entre 33 y 7 nT, asociado con el sistema de fallas San Sebastián – El Pilar y hacia el extremo sur, a pesar de su complejidad por el carácter compuesto de las anomalías magnéticas, se observa una clara zona de bajo magnético asociado con la Cuenca Tuy-Cariaco, con un bajo magnético de -113 nT.

A partir del análisis del espectro de potencia promediado radialmente (Figura 10), se pueden identificar: una fuente profunda o regional que se encuentra en un rango de número de onda entre 0,0 y 0,02; una fuente intermedia o residual que se encuentra entre 0,02 y 0,076; y las fuentes someras acompañadas del ruido, que se encuentra sobre un número de onda $>0,076$. En cuanto a la profundidad estimada para las diferentes fuentes, se tiene: fuente regional a aproximadamente 20 km y fuente residual a 6km (Figura 10).

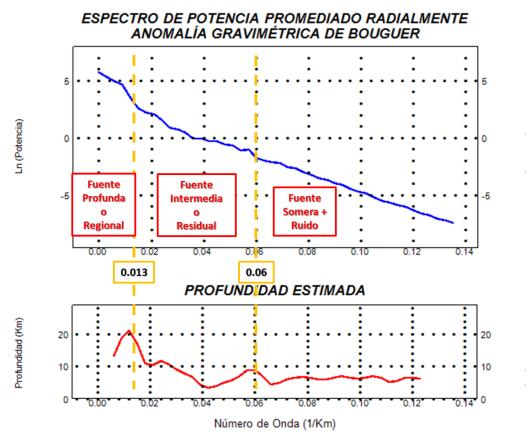


Figura 8. Gráfica del espectro de potencia promediado radialmente, para la anomalía de Bouguer.

Figure 8. Radially Averaged power spectrum of Bouguer anomaly.

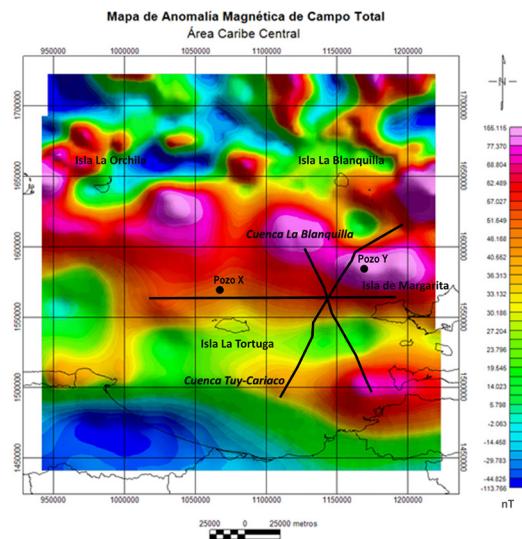


Figura 9. Mapa de anomalía magnética de campo total, para el área Plataforma Centro Norte Costera, La Orchila-La Tortuga.

Figure 9. Magnetic anomaly of total field of La Orchila – La Tortuga, North-Central Coastal Platform.

Separación regional – residual de los datos gravimétricos y magnéticos

La separación regional-residual se realizó con los datos obtenidos a través del análisis espectral. Se aplicó un filtro Gaussiano, el cual permitió un tratamiento de las anomalías en el dominio frecuencia.

En el mapa obtenido para la componente regional de la anomalía de Bouguer (Figura 11), se observan tres franjas de tendencia este-oeste, atribuidas de norte a sur: las Antillas de Sotavento, mostrando los mayores valores de gravimetría, 197 mGals, con un promedio de 150 mGals; zona de límite de placas, incluyendo el sistema de fallas San Sebastián – El Pilar, con valores entre -10 y 76 mGals; y zona atribuida a la Cuenca Tuy-Cariaco y Ensenada de Barcelona, mostrando los valores negativos del mapa, <-10 mGals.

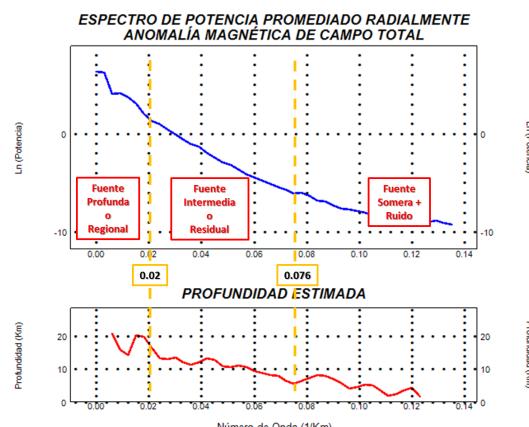


Figura 10. Gráfica del espectro de potencia promediado radialmente, para la anomalía magnética de campo total.

Figure 10. Radially averaged power spectrum of total field magnetic anomaly.

En el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer (Figura 12), se observan dos grupos de respuestas anómalas. Un grupo al norte, en la zona de las Antillas de Sotavento, el cual presenta orientaciones cercanas al noroeste-sureste y un grupo al sur que presenta dirección de orientación este-oeste. El rango de valores se encuentra entre 28 y -28 mGals.

El mapa obtenido para la componente regional de la anomalía magnética de campo total (Figura 13), muestra un rango de valores entre 138 y

-91 nT, evidenciando una lineación central, con dirección noroeste – sureste, la cual corresponde a las Antillas de Sotavento. En el mapa obtenido para la componente residual del anomalía (Figura 14), se observa un rango de valores entre 47 y -29 nT, definiendo dos grupos de anomalías, uno al norte formado por pequeños altos anómalos, con sus respectivos pares de bajos magnéticos, que se corresponden con los obtenidos en el mapa residual gravimétrico, con orientaciones cercanas a noroeste-sureste, atribuidos a las Antillas de Sotavento; y un grupo al sur, con dirección este-oeste, ubicado en la zona del sistema de fallas San Sebastián – El Pilar.

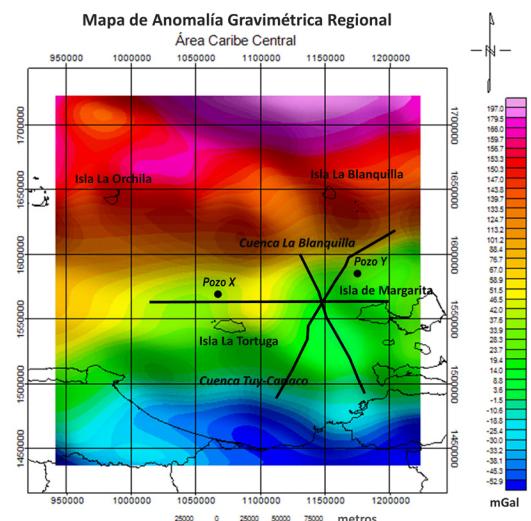


Figura 11. Mapa de la componente regional de la anomalía gravimétrica de Bouguer.

Figure 11. Regional component map of the Bouguer gravimetric anomaly.

Construcción del modelo gravimétrico – magnético

La construcción del modelo se basó en la integración de los datos obtenidos provenientes de la interpretación sísmica, gravimétrica y magnética, datos de densidades y susceptibilidades magnéticas. Los datos gravimétricos utilizados para el modelado corresponden a la anomalía de Bouguer, a la cual se le aplicó la corrección en mar (García, 2009) y los datos magnéticos a la anomalía de Campo Total.

La definición de las unidades someras (Sedimentos Recientes al Basamento) y estimación de las

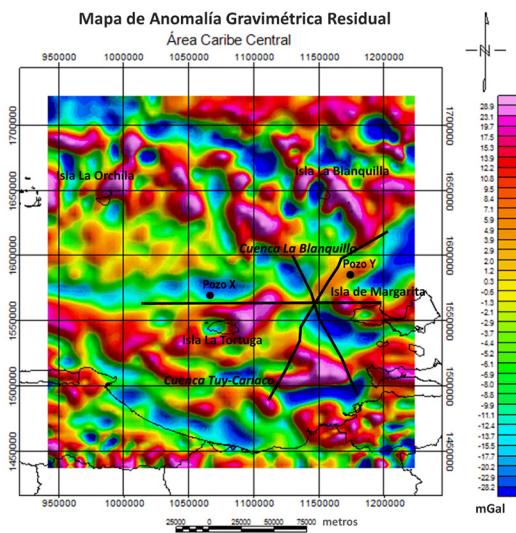


Figura 12. Mapa de la componente residual de la anomalía gravimétrica de Bouguer.

Figure 12. Residual component map of the Bouguer gravimetric anomaly.

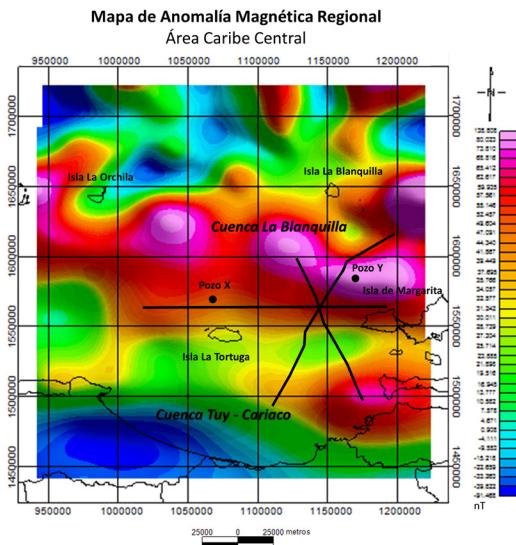


Figura 13. Mapa de la componente regional de la anomalía magnética de campo total.

Figure 13. Regional component map of total field magnetic anomaly.

profundidades respectivas, se obtuvieron a partir de la interpretación de los datos sísmicos. La definición de las unidades profundas se obtuvo a partir del análisis espectral de los datos gravimétricos (límite corteza superior-corteza inferior) y datos magnéticos (Isoterma de Curie). Debido al tamaño de la ventana de estudio el límite corteza inferior – manto no pudo ser definido, puesto que su dimensión no permitió cubrir la

totalidad de la componente espectral de la misma. Para esta interfase se utilizaron datos publicados por Paolini, (2012); Magnani *et al.* (2009); Schmitz *et al.* (2005); Giraldo *et al.* (2002) y datos provenientes del modelo del Moho para el Caribe (2012). De lo expuesto anteriormente, se determinó la profundidad inicial del Moho para el perfil A3, de oeste a este, en 24 km de profundidad en el oeste y este del perfil. El perfil A6 presenta profundidades de Moho al sur de 28 km y hacia el norte de 21 km. El perfil A7 presenta un rango entre 30 km de profundidad al sur hasta 21 km de profundidad al norte.

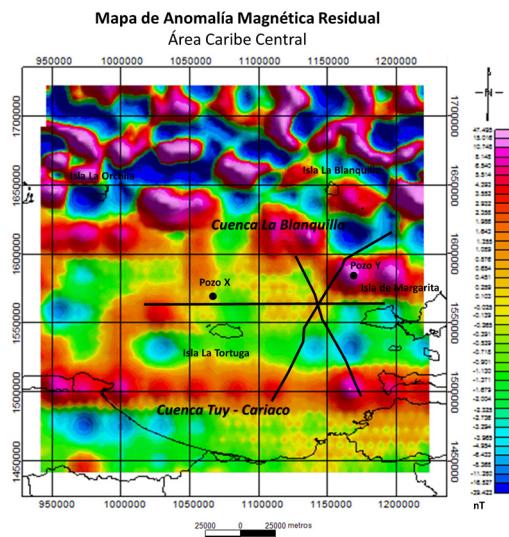


Figura 14. Mapa de la componente residual de la anomalía magnética de campo total.

Figure 14. Residual component map of total field magnetic anomaly.

Las densidades utilizadas para el modelado fueron calculadas a partir de las ecuaciones propuestas por Ludwig *et al.* 1970, con los datos de velocidades provenientes de los modelos de Giraldo *et al.* (2002) y Schmitz *et al.* (2005). Los valores de densidades resultantes son: sedimentos cuaternarios y terciarios 2,39 g/cm³, corteza superior 2,71 g/cm³, corteza inferior 2,95 g/cm³ y manto 3,33 g/cm³.

Modelado gravimétrico – magnético

El modelado gravimétrico-magnético se realizó utilizando el programa GM-SYS (Northwest Geophysical Associates, Inc., 2004), el cual se encuentra en la interfaz de Oasis Montaj 6.4.2

(Geosoft Inc., 2007). Se realizó el modelado de tres perfiles A3, A6 y A7 (Figura 1) (Villarroel, 2012).

Para lograr el ajuste de los modelos, las profundidades iniciales de las interfases presentes así como las geometrías de las mismas, fueron controladas a través del modelado gravimétrico.

Perfil A3

El perfil A3 muestra una dirección oeste-este, con una longitud de 180 km. El modelo inicial exhibe un elevado coeficiente de correlación en las zonas de altos topográficos, entre las curvas de gravedad calculada y observada. Posterior al modelado inverso de densidades y susceptibilidades magnéticas, se obtiene un gran ajuste entre las curvas de gravedad calculada y observada, alcanzando un error de 4,4 mGals. El espesor obtenido para la columna sedimentaria en la Cuenca Blanquilla Oeste es de aproximadamente 4000 m.

El modelado magnético se realizó a través del modelado inverso de las susceptibilidades magnéticas y ajuste de la Isoterma de Curie, alcanzando un error de 5,3 nT (Villarroel, 2012).

Perfil A6

El perfil A6 presenta una orientación suroeste-noreste y una longitud de 180 km. El rango obtenido para las anomalías gravimétricas oscila entre -30 y 120 mGals. En cuanto a las anomalías magnéticas, el rango oscila entre 21 y 86 nT (Villarroel, 2012). El modelo gravimétrico inicial muestra un elevado coeficiente de correlación entre las curvas de gravedad calculada y observada en la zona central del perfil. La discrepancia existente entre ambas curvas en las zonas correspondientes a la Cuenca Tuy – Cariaco y Cuenca La Blanquilla Este, se logró gracias al ajuste en la profundidad del límite corteza superior – inferior y al modelado inverso de las densidades. Se alcanzó un error de 6,7 mGals.

En la zona del sistema de fallas San Sebastián – El Pilar se observó una gran variación de espesor cortical al norte y sur del mismo. Al norte del sistema se observan espesores de 15 km a 26 km al sur.

En cuanto al modelo magnético, el ajuste de

la Isoterma de Curie responde a altos y bajos magnéticos asociados con la corteza, profundizando hacia el sur, con un promedio de 23 km, alcanzando 11 km al norte. El error remanente del modelo es de 10,6 nT.

Perfil A7

El perfil A7 (Figura 15) presenta una orientación noroeste-sureste y una longitud de 120 km. El rango de anomalías gravimétricas observadas oscila entre -60 y 98 mGals y magnéticas entre 16 y 86 nT. El modelo gravimétrico inicial muestra poca correlación entre las curvas de gravedad observada y calculada, aunque la tendencia de la curva de gravedad observada se conserva en la gravedad calculada. El ajuste del modelo se realizó mediante el modelado inverso de las densidades de los cuerpos y el ajuste de las superficies presentes. Hacia la zona del sistema de fallas San Sebastián – El Pilar se observa una variación en el espesor cortical, similar a la observada en el perfil A6. Al norte del sistema se observa un espesor cortical promedio de 12 km y al sur de 25 km. Esta variación en el espesor cortical refleja la diferencia existente entre ambos bloques, norte y sur. El error alcanzado fue de 4,8 mGals (Villarroel, 2012).

El modelo magnético para este perfil permitió obtener una correlación con la tendencia en cuanto al comportamiento de los cuerpos similar a la ilustrada por la curva de gravedad observada. La Isoterma de Curie límite inferior de magnetización, presenta profundidades de 12 km al norte y 14 km al sur, con variaciones a lo largo del perfil, hasta 20 km de profundidades, las cuales respondieron a un ajuste de tendencia del comportamiento de la anomalía magnética observada. El modelo magnético final alcanza un error de 8,4 nT, logrando una tendencia de la curva de anomalía magnética calculada similar a la curva de anomalía magnética observada.

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

A partir de la integración de los datos sísmicos, gravimétricos y magnéticos, y su posterior interpretación, se obtuvieron tres modelos corticales a lo largo de los perfiles sísmicos A3, A6 y A7 (Figuras 8 y 10), los cuales fueron

obtenidos a través del modelado inverso de: densidades derivadas de datos de velocidades y susceptibilidades magnéticas, y ajustes de la Isoterma de Curie. Las densidades utilizadas para el ajuste final de las diferentes unidades en cada modelo se encuentran en los siguientes rangos: 1) sedimentos Neógenos 2,46 g/cm³, 2) sedimento Paleógenos 2,6 g/cm³, 3) corteza superior 2,71 g/cm³, 4) corteza inferior 2,93 g/cm³ y 4) manto 3,3 g/cm³. El área de estudio se dividió en seis provincias geológicas de acuerdo con el comportamiento característico en sus anomalías asociadas (Figura 16) (Villarroel, 2012).

Hacia la zona norte del área de estudio se encuentra la provincia definida como las Antillas de Sotavento. La respuesta gravimétrica de esta provincia responde a una alineación noroeste-sureste de altos gravimétricos asociados con las islas y altos del basamento y sus pares de bajos gravimétricos respectivos entre ellas, asociados con pequeños depocentros entre los altos, como la subcuenca Blanquilla Este.

Hacia la zona central del área de estudio se encuentran las provincias correspondientes a: la subcuenca La Blanquilla Oeste, la Plataforma Margarita – La Tortuga y Plataforma Margarita – Los Testigos. La subcuenca Blanquilla Oeste presenta una orientación prácticamente este-oeste, proyectada hacia la subcuenca Blanquilla Este, ambas separadas por la Falla de Margarita. Esta provincia está representada por un bajo gravimétrico, el cual evidencia una zona de acumulación de sedimentos (Villarroel, 2012).

Hacia la zona sur del área de estudio se encuentran las provincias geológicas: Cuenca Tuy-Cariaco y Ensenada de Barcelona. Para propósitos de este estudio nos enfocaremos en la Cuenca Tuy-Cariaco. Esta zona está acompañada de los mínimos gravimétricos más importantes de toda el área de estudio, -111 mGals, reflejando una cuenca con una importante acumulación de sedimentos. En esta zona igualmente se encuentra el elemento estructural más importante de la zona de estudio, que corresponde al sistema de fallas San Sebastián – El Pilar.

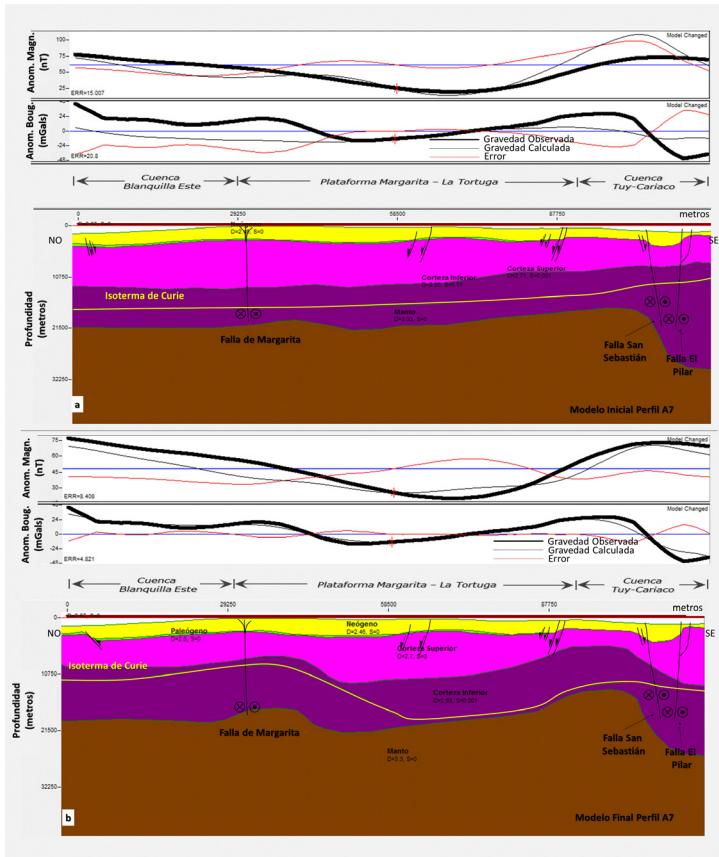


Figura 15. Modelo cortical del Perfil A7. En la Figura 15 a se observa el modelo inicial producto de la integración de los datos y en la Figura 15 b se observa el modelo calibrado de los datos iniciales, sobre la base de ajustes a través del modelado inverso de densidades y susceptibilidades magnéticas.

Figure 15. Crustal model of profile A7. The Figure 15 a shows the initial model from the integration of data, and the Figure 15 b shows the calibrated model from inverse modeling of density and magnetic susceptibilities.

En el área de estudio el espesor cortical incrementa en sentido norte – sur. En el modelado realizado se observó un rápido incremento del mismo por debajo de la Cuenca Tuy-Cariaco, variando abruptamente al norte y sur del sistema de fallas San Sebastián – El Pilar. Hacia la zona norte del sistema de fallas el espesor promedio es de 17 km y hacia el sur de 25 km (Figura 17).

A partir del modelo realizado para este estudio, se obtuvo que la discontinuidad de Mohorovich se encuentra profundizando hacia el sur, con profundidades promedio en la Cuenca Tuy-Cariaco de 27 km y hacia el norte, zona de la Cuenca Blanquilla, la profundidad promedio es de 18 km (Figura 18). Estos datos son correlacionables con los datos propuestos por otros autores en estudios previos, como: 1) Paolini (2012) en la zona adyacente a la ventana de estudio en la región oeste, que establece al sur del Alto de la Tortuga una profundidad de 24 km; 2) Magnani *et al.* (2009) en el meridiano 67°O, que establecen 25 km en la zona del sistema de fallas San Sebastián – El Pilar; 3) Schmitz *et al.* (2005), establecen en su perfil N-S

desde la Cuenca de Los Roques hasta la Cuenca Oriental, una profundidad del manto a la altura de la costa, en el sur de la Cuenca Tuy – Cariaco, de 30 km; 4) Giraldo *et al.* (2002), establecen 35 km de profundidad en la costa, específicamente en Barcelona, en el transecto la Blanquilla-Cratón Guayanés; y 5) a los datos provenientes del mapa de Moho del Caribe (www.esa.int/SPECIALS/GOCE/SEMMC68YB2G_0.html).

La existencia de una variación importante en el espesor cortical en esta zona, evidencia que el sistema de fallas San Sebastián – El Pilar no es un sistema de fallas que se limita a la corteza, si no que pudiese extenderse hasta el manto (Magnani *et al.* 2009) (Figura 20). La hipótesis de la existencia de dos bloques diferentes, uno al norte y otro al sur de la Falla El Pilar, es respaldada por datos de vectores GPS, los cuales muestran que al norte de la falla, las velocidades y vectores, son similares a las de la Placa del Caribe, mientras que al sur de la falla las velocidades y vectores coinciden con la Placa Suramericana (Pérez *et al.* 2001; Weber *et al.* 2001; Magnani *et al.* 2009) (Figura 19).

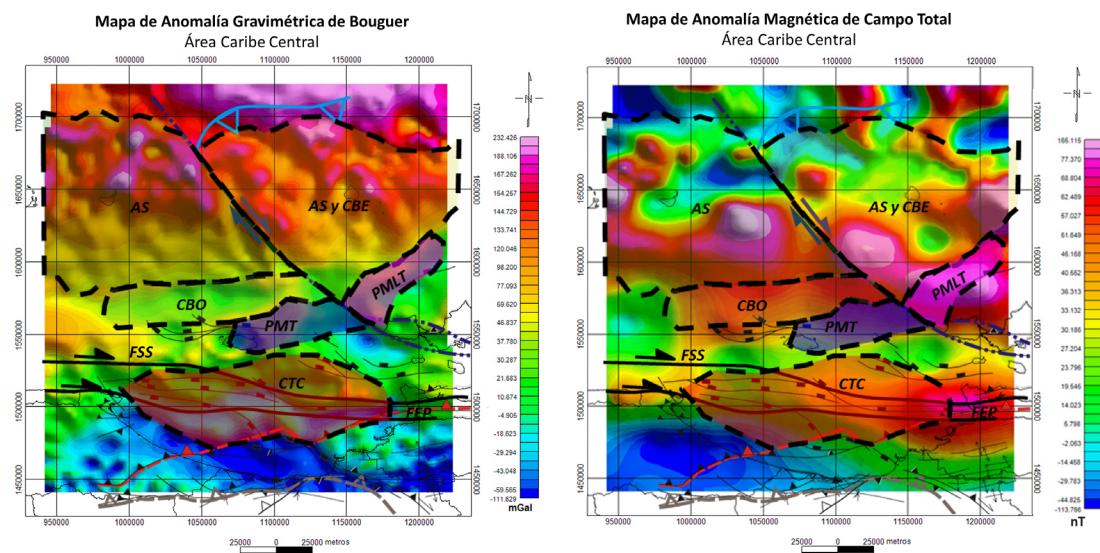


Figura 16. Mapas de anomalía gravimétrica de Bouguer (izquierda) y de anomalía magnética de campo total (derecha), para la zona de estudio, mostrando el comportamiento de cada provincia geológica definida dentro de la ventana de trabajo. AS = Antillas de Sotavento. AS y CBE = Antillas de Sotavento y Cuenca Blanquilla Este. CBO = Cuenca Blanquilla Oeste. PMT = Plataforma Margarita – La Tortuga. PMLT = Plataforma Margarita – Los Testigos. CTC = Cuenca Tuy- Cariaco. FSS = Falla San Sebastián. FEP = Falla El Pilar. FM = Falla de Margarita.

Figure 16. Bouguer anomaly map (left) and total field magnetic anomaly (right), showing the behavior of each geological province. AS= Leeward Antilles. AS and CBE= Leeward Antilles and East Blanquilla Basin. CBO= West Blanquilla Basin. PMT= Margarita – La Tortuga Platform PMLT= Margarita – Los Testigos Platform CTC= Tuy-Cariaco Basin. FSS= San Sebastian Fault. FEP= El Pilar Fault. FM= Margarita Fault.

CONCLUSIONES

A partir de la integración de datos geofísicos y geológicos, el área de estudio se dividió en seis provincias geológicas, estas son: 1) Antillas de Sotavento, sector Isla La Orchila, 2) Antillas de Sotavento y Cuenca Blanquilla Este, 3) Cuenca Blanquilla Oeste, 4) Plataforma Margarita – La Tortuga, 5) Plataforma Margarita – Los Testigos, y 6) Cuenca Tuy – Cariaco, incluyendo el sistema de fallas San Sebastián – El Pilar.

El espesor cortical presenta una tendencia general a disminuir hacia el norte, con algunas excepciones locales, variando entre 15 km al norte a 26 km al sur del sistema de fallas San Sebastián – El Pilar. En la el Alto La Tortuga y en la Plataforma de

Margarita, se observa un aumento local en el espesor cortical, siendo éste de 23 km en promedio, pudiendo relacionar su asociación con el cinturón de arco de islas volcánico de las Antillas de Sotavento. Hacia el sur el espesor cortical aumenta, observándose un cambio abrupto al sur del sistema de fallas San Sebastián – El Pilar. En la zona del sistema de fallas, se observa al norte de éste un espesor promedio de 16 km y al sur un espesor promedio de 25 km (Figura 20). Esto, aunado a datos de vectores GPS, refleja la posible existencia de dos bloques diferentes, uno al norte de la falla relacionado con la Placa del Caribe y otro al sur relacionado con la Placa Suramericana (Figura 19), sugiriendo que este sistema de fallas corresponde a un elemento estructural que afecta no sólo la corteza, sino incluso el manto superior.

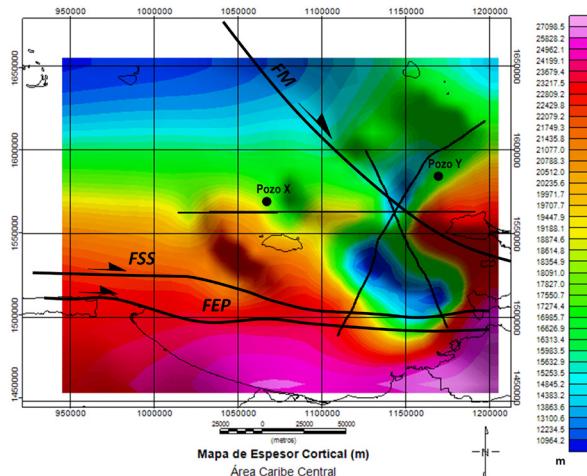


Figura 17. Mapa de espesor cortical, en metros. FSS= Falla San Sebastián. FEP= Falla El Pilar. FM= Falla de Margarita.

Figure 17. Crustal thickness map, in meters. FSS=San Sebastian Fault. FEP= El Pilar Fault. FM = Margarita Fault.

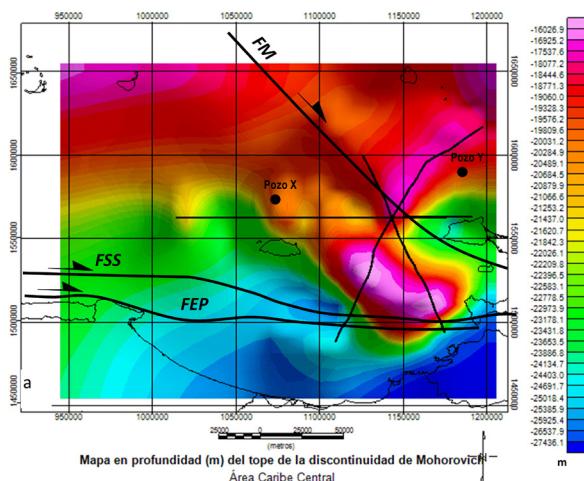


Figura 18. Mapa en profundidad de la discontinuidad de Moho. FSS= Falla San Sebastián. FEP= Falla El Pilar. FM= Falla de Margarita.

Figure 18. Depth map of Moho discontinuity. FSS= San Sebastian Fault. FEP= El Pilar Fault. FM=Margarita Fault.

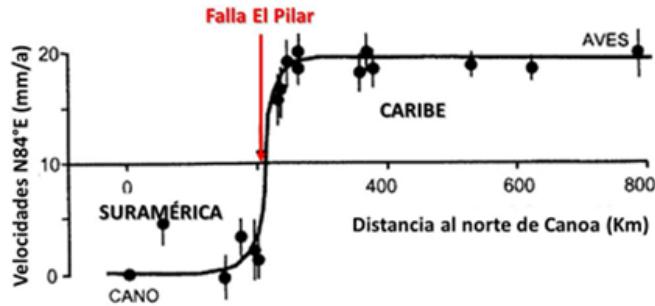


Figura 19. Velocidades presentes en la zona noreste de Venezuela a ambos lados de la Falla El Pilar. La línea continua representa la superficie modelada para las velocidades, relativas a una cizalla dextral con desplazamiento de 20 mm/a, bajo la superficie a 14 km de profundidad, rumbo de la falla N84E (Pérez et al. 2001).

Figure 19. Velocities at each side of El Pilar Fault in northeastern Venezuela. The continuous line corresponds to the velocities modeled surface, related to dextral shear with a displacement of 20 mm/y under the surface to 14 km depth, fault orientation N84E (Pérez et al. 2001).

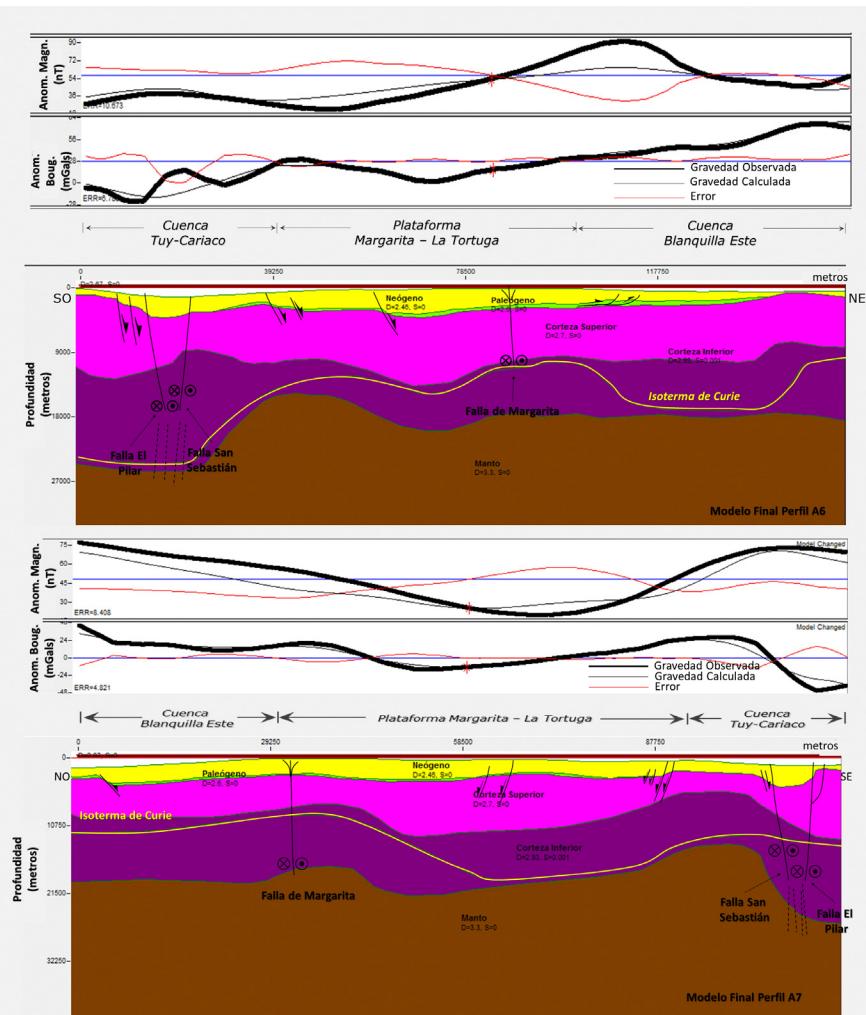


Figura 20. Modelo propuesto para los perfiles A6 y A7 en el área de estudio, referente al comportamiento del sistema de fallas San Sebastián – El Pilar. Se observa la extensión hasta el manto superior propuesta por Magnani et al. (2009) para dicho sistema de fallas, evidenciado por las variaciones de espesor obtenidas a cada lado del sistema, corroboradas en el modelado realizado en el área de estudio.

Figure 20. Proposed model for profiles A6 and A7, referred to the behavior of San Sebastian – El Pilar fault system, and their extension into the upper mantle as proposed by Magnani et al. (2009) for this system, as evidenced by the thickness variations on each side of the system, confirmed by the modeling performed in the study area.

El sistema de fallas San Sebastián – El Pilar corresponde con un elemento litosférico que forma el límite entre las placas Suramérica y Caribe, hipótesis que concuerda con los resultados obtenidos por Magnani *et al.* (2009), en la zona occidental del área de estudio.

El Moho presenta una disminución de profundidad hacia el norte y profundiza hacia el sur (Figura 18). Las profundidades varían entre 27 km y 16 km, con un promedio de 27 km, en la línea de costa y 18 km, en las Antillas de Sotavento. La respuesta observada en el mapa obtenido para esta interfase, es similar al mapa de la componente regional de la anomalía gravimétrica; sin embargo, debido al tamaño de la ventana del área de estudio, al realizar el análisis espectral dividiendo el área en cuatro bloques, no se consiguió cubrir la totalidad de la componente espectral del manto.

REFERENCIAS

- AUDEMARD, F. A. (2000). Mapa de Fallas Cuaternarias de Venezuela, escala 1:2.000.000. USGS Reporte 00-018.
- AUDEMARD, F. A. & SINGER, A. (1996). Active fault recognition in northwestern Venezuela and its seismogenic characterization: Neotectonic and paleoseismic approach. *Geofísica Internacional*, 35: 245-255.
- AUDEMARD, F. A., BECK, C., MOERNAUT, J., DE RYCKER, K., DE BATIST, M., SÁNCHEZ, J., GONZÁLEZ, M., SÁNCHEZ, C., VERSTEEG, W., MALAVE, G., SCHMITZ, M., VAN WELDEN, A., CARRILLO, E., LEMUS, A. (2007). La Depresión Submarina de Guayaracal, Estado Sucre, Venezuela: Una barrera para la propagación de la ruptura cosísmica a lo largo de las fallas de El Pilar. *Interciencia*, 32: 735-741.
- AUDEMARD, F. A., ROMERO, G., RENDÓN, H., CANO, V. (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism Solutions. *Earth Sci. Rev.*, 69:181-233.
- AVÉ LALLEMANT, H. G. (1997). Transpression, displacement partitioning, and exhumation. En: The Eastern Caribbean-South American plate boundary zone. *Tectonics*, 16 (2): 272-289.
- AVE LALLEMANT, H. G. & SISSON, V. (2005). Prologue, en Caribbean – South American Plate Interactions, Venezuela. *Geol. Soc. Am.*, Special Paper, No. 394, pp. 1-5.
- BELLIZZIA, A. (1984). Marco tectónico regional del margen Continental de Venezuela; an appendix in PDVSA unpublished company report “Plataforma Continental Venezolana, Síntesis Geológica-Económica”, PDVSA, Caracas.
- BEZADA, M. J., MAGNANI, M. B., ZELT, C. A., SCHMITZ, M., LEVANDER, A. (2010). The Caribbean-South American plate boundary at 65°W: Results from wide-angle seismic data, *J. Geoph. Res.*, 115, B08402, doi:10.1029/2009JB007070.
- BLANCO, B. & GIRALDO, C. (1992). Síntesis Tectono-Estratigráfica de la Cuenca Tuy – Cariaco y Plataforma Externa. VI Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas.
- CASAS, J., MORENO, J., YORIS, F. (1995). Análisis Tectono-Sedimentario de la Formación Pampatar (Eoceno medio), Isla de Margarita, Venezuela. Asoc. Paleont. Arg., Publ. Espec. N° 3: 27-33.
- DEWEY, J. F. & PINDELL, J. L. (1986). Reply to comments by A. Salvador on Neogene block tectonics of Turkey and northern South American: Continental applications to finite difference method. *Tectonics*, 5: 703-705.
- DURÁN, I., FURRER, M., RAMÍREZ, K. (2005). Marco Cronoestratigráfico de la Cuenca de la Blanquilla, Costa-Afuera, Venezuela. PDVSA-INTEVEP. Gerencia de Exploración, Proyecto La Blanquilla.
- ESCALONA, A., MANN, P., JAIMES, M. (2009). Miocene to Recent Cariaco basin, offshore Venezuela: Structure, tectonosequences, and basin-forming mechanisms. *Marine and Petroleum Geology*, 28: 177-199.
- EVANS, A. M. (1982). The stratigraphy of Cuenca Tuy-Cariaco offshore Venezuela – an initial review. Maraven Report EPC-7101.
- EVANS, A. M. (1983). The stratigraphy of Cuenca Tuy-Cariaco and adjacent basins east central Venezuela offshore. Maraven Informe técnico, EPEX/14, Gerencia de Exploración, Report N° EPC-7641, 21 pp.
- GARCÍA, A. (2009). Mapas de anomalías de gravedad y magnetismo de Venezuela generados a partir de datos satelitales. Trabajo Especial de Grado, EGMG, UCV, Caracas, Venezuela, 161 pp.
- GEOSOFT, INC. (2007). Asis Montaj, v. 6.4.2 (HJ), Standard Edition (Programa).
- GIRALDO, C., SCHMITZ, M., ARMINIO, J., AUDEMARD, F., MARTINS, A. (2002). Un transecto La Blanquilla – cráton Guayanés, Venezuela oriental: modelos corticales. XI Congreso Venezolano de Geofísica. 7 pp.
- GIUNTA, G., MARRONI, M., PADOA, E., PANDOLFI, L. (2003). Geological constraints for the geodynamic evolution of the southern margin of the Caribbean Plate. AAPG, Memoir, 79: 104-125.
- HAAK, R. (1980). Stratigraphy of the wells MTC-1X and MTC-2X (Tuy-Cariaco). Maraven Informe Técnico

- EPC-6297.
- JACKSON, T.A. & ROBINSON, E. (1994). The Netherlands and Venezuelan Antilles. En: Donovan, S. K. & Jackson, T. A., eds., Caribbean Geology an introduction. U.W.I. Publishers' Association, Kingston, p. 249-263.
- LUDWIG, W.J., NAFE, J.E., DRAKE, C.L. (1970). Seismic Refraction. En: Maxwell, A. E., The Sea. (Ed.), V. 4, Wiley- Interscience, New York, p. 53-84.
- 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, B02312, doi:10.1029/2008JB005817.
- MANN, P. (1999). Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to present. En: Caribbean basins. Sedimentary basins of the world. Amsterdam Elsevier Sci. BV, Vol. 4, 3-31 pp.
- 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., TONTINI, F. C. (2009). EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10 (8), doi: 10.1029.
- Modelo del Moho para el Caribe. Tomado de www.esa.int/SPECIALS/GOCE/SEMMC68YB2G_0.html (Marzo 2012).
- Modelo Digital de Elevación SRTM30 plus v6.0. Tomado de <http://topex.ucsd.edu/index.html> (Noviembre 2011).
- MOLNAR, P. & SYKES, L. R. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from local mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am Bull.*, 80: 1639-1684.
- MONSALVE, O., RAMÍREZ, P. E., COLINA, G. (1984). Plataforma continental Venezolana, síntesis geológico-económica, Cuenca de Cariaco. Petróleos de Venezuela, S. A., Coordinación de Exploración, Grupo Interfilial, V. III, 47 pp.
- NORTHWEST GEOPHYSICAL ASSOCIATES, INC. (2004). GM-SYS, Gravity and Magnetic Software.
- OSTOS, M. (1990). Evolución Tectónica del margen sur-central del Caribe basado en datos geoquímicos. GEOS N°30. Escuela de Geología y Minas, Universidad Central de Venezuela, Caracas, 1-294 pp.
- OSTOS, M. & SISSON, V.B. (2005). Geochemistry and tectonic setting of igneous and metaigneous rocks of northern Venezuela. *Geol. Soc. Am., Special Paper*, No. 394, 119-156 pp.
- PAOLINI, M. (2012). Interpretación Geofísica Integrada del sector occidental de la Plataforma centro-norte costera de Venezuela. Tesis maestría. Universidad Central de Venezuela. 172 pp.
- PAVLIS, N. K., HOLMES, S. A., KENYON, S. C., FACTOR, J. K. (2008). An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria.
- PÉREZ, O. J., BILHAM, R., BENDICK, R., VELANDIA, J., HERNÁNDEZ, 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: 2987-2990.
- SCHMITZ, M., MARTINS, A., IZARRA, C., JÁCOME, M. I., SÁNCHEZ, J., ROCABADO, V. (2005). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modelling. *Tectonophysics*, 399: 109-124.
- SCHUBERT, C. (1982). Origin of Cariaco Basin, Southern Caribbean Sea. *Marine Geology*, 47: 345-360.
- SCHUBERT, C. & MOTICKA, P. (1972). Geological reconnaissance of the Venezuelan islands in the Caribbean Sea between Los Roques and Los Testigos. *Memorias VI Conf. Geol. Caribe, Porlamar 1971*, 81-82 pp.
- SPEED, R. C., SMITH-HOROWITZ, P. L., PERCH-NIELSEN, K. V. S., SAUNDERS, J. B., SANFILIPPO, A. B. (1993). Southern Lesser Antilles Arc Platform: Pre-late Miocene stratigraphy, structure, and tectonic evolution. Boulder, Colorado. *Geol. Soc. Am., Special Paper* No. 277, 98 pp.
- SUÁREZ, L. (2006). Modelado Gravimétrico Integrado en la Ensenada de Barcelona. Trabajo Especial de Grado. Universidad Simón Bolívar. Departamento de Ciencias de la Tierra. Caracas, Venezuela, 122 pp.
- TALUKDAR, S. & BOLÍVAR, E. (1982). Petroleum geology of Tuy-Cariaco basin, eastern Venezuela continental shelf: a preliminary appraisal. INTEVEP Informe Técnico, INT-00661, 82, 78 pp.
- VILLARROEL, V. (2012). Modelo geológico estructural del sector La Orchila – La Tortuga, Plataforma centro – norte costera del norte de Venezuela. Tesis maestría. Universidad Central de Venezuela. 213 pp.
- WEBER, J. C., DIXON, T. H., DEMETS, C., AMBEH, W. B., JANSSMA, P., MATTIOLI, G., SALEH, J., SELLA, G., BILHAM, R., PÉREZ, O. (2001). GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *J. Geol.*, 29: 75-78.
- YSACCIS, R. (1997). Tertiary Evolution of the Northeastern Venezuela Offshore. Ph.D. Dissertation Thesis, Rice University, Houston, Texas, U.S.A. 285 pp.