

Modelos evolutivos de la cuenca de Falcón

Sebastián Grande, Universidad Central de Venezuela, Fac. Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. sgrande52@gmail.com

Resumen

Los modelos para explicar la génesis de la cuenca de Falcón han variado desde *pull-apart* a colapso orogénico. Un nuevo modelo se propone en este trabajo al conocerse que el basamento de la cuenca de Falcón constituye un bloque metamórfico de medio-alto grado, de edad Neoproterozoico, Terreno Falconia, que fue acrecionado al NO de Suramérica durante la subducción de una porción oceánica de la placa Suramericana. Esta corteza oceánica anómala, posiblemente perteneciente al proto-Caribe, fue afectada por un magmatismo basáltico intraplaca, aquí definido como Provincia Ígnea del Proto-Caribe (PIP). Debido a esto fue subducida a ángulo bajo por debajo del terreno Falconia, sufriendo una ruptura inicial o *slab break-off* que permitió ascenso astenosférico y adelgazamiento litosférico-cortical, generando la cuenca de Yaracuybare, en el SE de Falcón y debajo del golfo Triste, donde se depositó la Formación Cerro Misión, del Eoceno tardío, intrusionada por diques métricos alcalino-máficos. Al desprenderse la porción rota de la placa (*slab foundering*) se generó la cuenca de Falcón central, donde se depositó en el Oligoceno las formaciones Paraiso y Pecaya, intrusionadas por cuerpos alcalino-máficos a toleíticos más grandes. Durante el Mioceno tardío, el levantamiento de los Andes venezolanos invirtió ambas cuencas, deformando todas las secuencias anteriores.

Palabras clave: terreno Falconia, *pull-apart*, retro-arco, *slab break-off*, *slab foundering*

Introducción

El origen de la cuenca de Falcón, dentro del contexto tectónico regional del límite sur de la placa del Caribe, ha sido objeto de diversos estudios relacionados con la evolución tectónica de las placas mayores donde ésta se halla enmarcada: la placa del Caribe y la Suramericana. Este trabajo expone los distintos modelos propuestos en las últimas décadas, mostrando como han variado a lo largo de los años y presenta una nueva posibilidad diferente a las anteriores.

La cuenca de Falcón-Bonaire tiene una longitud que sobrepasa los 600 km, ya que puede prolongarse hasta el oeste de la isla de Margarita, aunque la cuenca de Falcón propiamente dicha abarca actualmente una longitud de unos 150 km, entre la plataforma de Dabajuro y la costa oriental del estado Falcón. Una característica de la misma es que se trata de una cuenca de tipo extensional, que representó durante el Oligo-Mioceno un adelgazamiento litosférico considerable, al punto que en su eje fue intrusionada una serie de cuerpos intrusivos subvolcánicos de carácter alcalino-máfico intraplaca, orientados aproximadamente en sentido OSO-ENE.

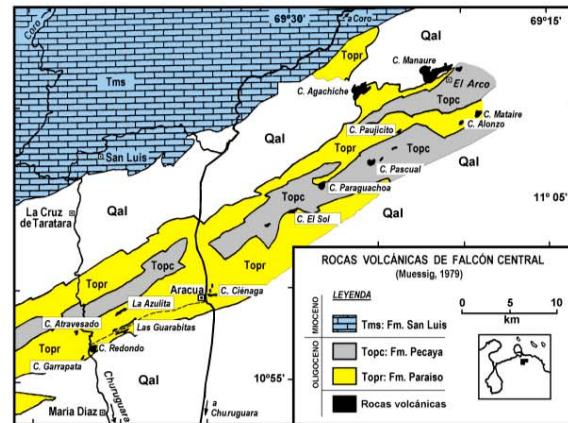


Fig. 1. Mapa esquematizado mostrando el eje central de la cuenca central de Falcón y los cuerpos máfico-alcalinos intrusivos en las formaciones Pecaya y Paraiso, en el eje del Anticlinorio de Falcón. Modificado de Muessig (1978).

Esta característica la hace sustancialmente diferente a las otras cuencas del occidente u oriente venezolanos, carentes por completo de actividad ígnea (Fig. 1). En un perfil geofísico efectuado desde cabo San Román a Barquisimeto, Rodríguez & Sousa (2003) determinaron que el adelgazamiento cortical en el eje de la cuenca de Falcón durante el Oligo-Mioceno fue del orden de unos 8 km, suficiente para explicar una extensión litosférica y cortical que produjo una irrupción menor de manto astenosférico que por fusión parcial generó una modesta cantidad de magma máfico intraplaca de tendencia alcalina a tholeítica transicional. Señalan estos autores que aun después de la fase compresional post-miocena que invirtió la Cuenca y originó el Anticlinorio de Falcón, el Moho por debajo de ella se halla a unos 20 km de profundidad, estando la corteza todavía notablemente adelgazada debido a ese evento extensional.

Modelos propuestos

A continuación se describen los diversos modelos propuestos para su génesis.

1. Modelo de cuenca *pull-apart*. Muessig (1984) abogó por una expansión del tipo cuenca *pull-apart* debida al movimiento diferencial de fallas transcurrentes rectoras dextrales de rumbo E-O, sin embargo la disposición de la zona de actividad volcánica en la cuenca es casi paralela a la dirección de estas fallas. El modelo de *pull-apart* así propuesto hoy en día carece de asidero, pues uno de los principales problemas que enfrenta es que, según los modelos de cuencas *pull-apart* desarrollados en diversas partes del

mundo, si la transcurrencia ocurre en sentido este-oeste, la extensión generaría *graben* orientados aproximadamente norte-sur, con una zona de actividad ígnea orientada en el mismo sentido. La orientación de la zona volcánica de Falcón central desmiente esto, pues es aproximadamente E-O, mientras que las supuestas fallas transcurrentes rectoras tienen un rumbo muy similar, lo que contradice este modelo, pues deberían originarse *graben* sentido casi ortogonal a las fallas rectoras de rumbo este-oeste, con alineaciones volcánicas paralelas a éstos.

2. Modelo de colapso orogénico o de cuenca retro-arco extensional (*back-arc*): la alineación volcánica en la cuenca de Falcón podría reforzar modelos de colapso orogénico de un supuesto retro-arco desarrollado en esta zona y luego invertido a modo de orógeno de flotación, como el que propone Porras (2000). Éste considera que el origen de la cuenca Falcón-Bonaire está asociado a un colapso extensional interno dentro de la cuenca retro-arco de Grenada, como un orógeno de flotación que colisionó oblicuamente con el extremo noroccidental de la placa Suramericana, suturándose diacrónicamente de oeste a este desde el Cretácico tardío hasta comienzos del Mioceno temprano. Este modelo se basa en el esquema del orógeno de flotación de Oldow *et al.* (1990), en el cual pueden ocurrir simultáneamente desplazamientos transcurrentes paralelos a la sutura y contracciones perpendiculares a la misma, efectos comunes en las cuencas de tipo retro-arco y ante-arco que se desarrollan en márgenes convergentes. Porras (2000) identificó tres etapas:

- Fase extensional: desde el Eoceno tardío a la parte media del Mioceno temprano. En este lapso se comenzó a generar la cuenca Falcón-Bonaire como un colapso tectónico u orogénico detrás de la colisión entre las placas del Caribe (arco de Grenada) y Suramericana, que generó estructuras extensionales, de tipo *graben*.

- Fase compresional: que comenzó a finales del Mioceno temprano a inicios del Mioceno medio. No es sino hasta el Mioceno medio que esta fase comienza a afectar la Cuenca por efecto del levantamiento de los Andes de Mérida, causando la inversión tectónica de la parte centro-occidental de la misma y la formación del Anticlinorio de Falcón. Los efectos de la compresión andina generaron fallas inversas y corrimientos con vergencia norte-noreste que cortaron la sección terciaria, generando pliegues de rumbo SO-NE.
- Desarrollo simultáneo de estructuras compresivas y distensivas: desde el Plioceno tardío al Reciente. Durante esta fase el límite entre ambas placas presenta una componente mayormente transcurrente de rumbo este-oeste, estos movimientos generaron estructuras de grandes dimensiones donde se observan efectos transpresivos y transtensivos simultáneos.

Este modelo de expansión retro-arco o colapso orogénico también adolece de serios problemas, ya que la supuesta cuenca retro-arco falconiana debería corresponder con la prolongación hacia el suroeste de cuenca de Grenada, la cual es más antigua que la cuenca de Falcón, como lo consideran Aitken *et al.* (2009). Estos autores con base en líneas sísmicas, evidencias petrológicas y geocronológicas han demostrado

que en realidad las cuencas de Grenada y Tobago eran una sola cuenca ante-arco situada al este de la actual prominencia de Aves, ahora inactiva, la cual sufrió una fuerte extensión entre el Paleoceno y el Eoceno debida al retroceso de la subducción de la corteza del Atlántico por debajo del arco de Caribe (*slab roll-back*) (Fig. 2).

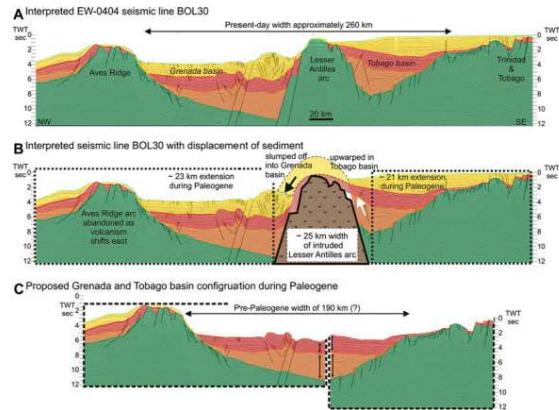


Fig. 2. Restauración de las cuencas de Grenada/Tobago con base en la interpretación sísmica de la línea BOL30. C) Se ilustra su origen como una sola cuenca ante-arco paleógena. B) Se calculó la cantidad de la extensión en cada cuenca incluyendo el presente ancho del arco de las Antillas Menores de Barlovento (arco de Grenada), siendo la extensión total de la cuenca ante-arco inicial que antecedió al arco de Grenada de unos 70 km. A) Una inversión parcial debida a la irrupción del arco de Grenada dividió las dos cuencas durante el Mioceno temprano a medio. Tomado de Aitken *et al.* (2009).

Posteriormente un nuevo proceso de *slab roll-back* generó el nuevo arco de Grenada, de edad Mioceno a Reciente, que irrumpió a través de esa amplia cuenca ante-arco extendida y la dividió en dos mitades algo desiguales: la de Grenada al oeste, y la de Tobago, al este, que se caracterizan ambas por presentar estructuras de semigraben, basamento bastante uniforme y secuencias marinas de ambiente profundo. Por ende ambas cuencas son más antiguas que la de Falcón.

Audemard (1995) señala que el desplazamiento de la sedimentación de la cuenca de Falcón hacia el norte evidencia claramente su inversión, proceso propuesto anteriormente por Boesi & Goddard (1991). Audemard (1995) resume la evolución de la cuenca de Falcón en las siguientes fases:

- Rifting* de edad Oligoceno-Mioceno: la cuenca nace durante una fase de *rifting* durante el Oligoceno como consecuencia de un campo de esfuerzos regionales distensivos cuyo σ_3 (esfuerzo mínimo) está orientado en sentido N15W. La subsidencia tectónica de la Cuenca culmina en el límite Oligoceno-Mioceno con las últimas intrusiones y coladas basálticas, y la colmatación sedimentaria. La subsidencia termal está representada por los depósitos neríticos de la Formación Agua Clara, del Mioceno temprano.

- Cierre de la Cuenca: la inversión de la Cuenca se inició en el límite Mioceno temprano-medio, distinguiéndose tres etapas diferentes de edad *a grosso modo* Mioceno medio-tardío, Plioceno y Pleistoceno.

McMahon (2001) realizó dataciones por el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en roca total en algunas de las lavas de Falcón central obteniendo un rango de edades que parece corresponder al menos a dos franjas magmáticas, una más hacia el sur, con chimeneas y mantos menores, con edades entre 22-18 Ma, y otra más al norte, con edades entre 16-14,5 Ma, que comprende los cuerpos intrusivos de mayor tamaño, los cerros Agachiche y Manaure, que probablemente muestran mayor afloramiento por haber sido menos erosionados que los demás, de los cuales solo quedan algunas chimeneas, *plugs* y mantos remanentes (Fig. 3). Esta autora con base en evidencia geoquímica postula el siguiente modelo petrogenético para la actividad ígnea neógena en el eje de la cuenca central de Falcón (Fig. 3):

Fase I: fusión parcial del manto astenosférico agotado (*depleted mantle*, DM) generó hace 23-21 Ma los muchos pequeños mantos o *sills*, chimeneas y *plugs* del Grupo I de cuerpos intrusivos (Atravesado, Redondo, Las Guarabitas, etc.). Los tiempos de residencia en las cámaras magmáticas fueron relativamente breves, lo que explicaría las heterogeneidades en los elementos mayoritarios y trazas, así como su pequeño tamaño. El rápido ascenso del magma en los cerros Atravesado y Redondo no permitió el asentamiento de los xenolitos mantelares y corticales que los caracterizan y abundan en ellos, estos dos cerros constituyen verdaderas chimeneas diatrélicas que han traído a la superficie variados fragmentos de manto litosférico y basamento continental.

Fase II: a medida que el *rifting* procedía se generó entre 19-18 Ma los basaltos del Grupo II (cerros Ciénaga, Pascual, Paraguachoa, etc.), que conforman intrusiones algo mayores, pero menos abundantes. Se formaron glomero-fenocristales de plagioclasa en la cámara magmática, siendo frecuentes los flujos de basalto columnar. Debido a su mayor tiempo de residencia estos cuerpos no contienen xenolitos.

Fase III: esta fase final originó las grandes intrusiones toleíticas en la zona NE de la cuenca, los cerros Agachiche y Manaure, hace unos 16-14,5 Ma. La actividad ígnea estaba restringida en ese entonces al extremo ENE de la cuenca, que comenzó a cerrarse desde el oeste debido a la compresión causada por la colisión con la placa del Caribe. La actividad magmática finalizó con el cierre total e inversión de la cuenca para generar el Anticlinorio de Falcón. Grande (2009b) nota que los cuerpos intrusivos tabulares concordantes en las formaciones Pecaya y Paraíso, como mantos y *sills*, se fracturaron durante el plegamiento de estas secuencias mayormente pelíticas y de comportamiento competente, mientras que las chimeneas y *plugs* más masivos adquirieron una inclinación, que en la chimenea más alta expuesta en el cerro Agachiche, que tiene unos 100 m de altura, alcanza unos 80° con respecto a la vertical.

3. Modelo nuevo propuesto: Nuevas evidencias petrológicas (Grande, 2005, 2009; Grande & Urbani, 2009; Grande 2011a; y Urbani *et al.* 2011b), y sólidas dataciones geocronológicas Baquero *et al.* (2011) han demostrado la existencia de un basamento continental de rocas ígneo-metamórficas de alto grado, de edad neoproterozoico y afinidad grenvilliana, denominado terreno Falconia por Grande (2011a), el cual fue

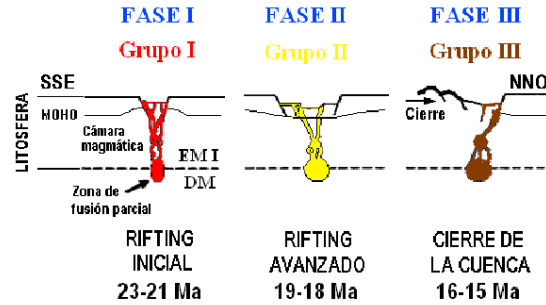


Fig. 3. Petrogénesis de los cuerpos subvolcánicos de la cuenca central de Falcón. Modificado de McMahon (2001).

acrecionado al margen NO de Suramérica durante su colisión con la placa del Caribe, probablemente durante el Paleoceno-Eoceno. Con base en esto Grande (2011a,b) y Baquero *et al.* (2011) proponen un modelo alternativo que aclara las contradicciones de modelos anteriores y que implica que una porción de la placa Suramericana con corteza anómala del proto-Caribe, engrosada por actividad magmática intraplaca generada por una posible Provincia Ígnea del Proto-Caribe (PIP) (Fig. 4), debido a su grueso espesor cortical fue subducida a ángulo bajo por debajo de Falconia, ocurriendo una ruptura inicial de la placa oceánica (*slab break-off*) que permitió un limitado ascenso astenosférico, ocasionando cierto adelgazamiento litosférico-cortical y fusión parcial del manto por descompresión adiabática, generando de manera sucesiva las inyecciones basálticas que caracterizan a dos distintas cuencas extensionales generadas: Yaracuybare (Fig. 4a), situada en la costa este de Falcón y debajo del golfo Triste, donde se depositó la Formación Cerro Misión, del Eoceno tardío, intrusionada durante el Oligoceno tardío por diques métricos alcalino-máficos (Urbani *et al.* 2011); y Falcón central (Fig. 4b), donde se depositó las formaciones Paraíso y Pecaya, intrusionadas por mantos y chimeneas alcalino-máficos a toleíticos entre 22,5-14,5 Ma (McMahon 2001).

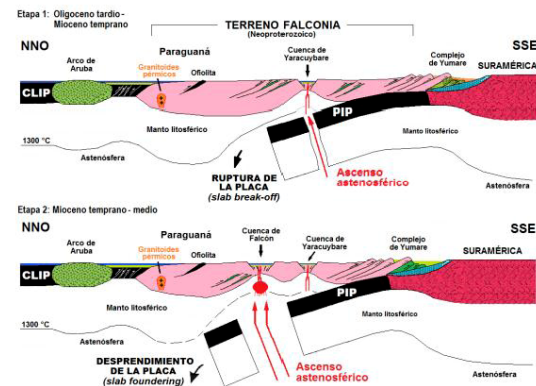


Fig. 4. Modelo propuesto para la generación de las cuencas extensionales de Yaracuybare y Falcón. Etapa 1, cuenca de Yaracuybare: ruptura inicial (*slab break-off*) durante la subducción de ángulo bajo de una porción de litósfera oceánica con corteza engrosada por magmatismo intraplaca (PIP) unida a Suramérica, durante el Oligoceno tardío; Etapa 2, cuenca de Falcón: generada por un posible desprendimiento final (*slab foundering*) durante el Mioceno temprano. Tomado de Urbani *et al.* (2011a).

Siendo mayor la magnitud del magmatismo en Falcón central, que en Yaracuybare, Urbani *et al.* (2011a) proponen la posibilidad que la segunda etapa de vulcanismo intraplaca pudo deberse a la ruptura completa de la placa subducida o *slab foundering*, donde el extremo roto de la misma se hundió definitivamente dentro del manto, permitiendo un ascenso astenosférico y adelgazamiento litosférico mayor, que emplazó cuerpos de tamaño hectométrico a kilométrico.

Eventos del Mioceno tardío, relacionados probablemente con el levantamiento de los Andes de Mérida (Audemard, 1995), como efecto distal de la colisión del arco de Panamá con el margen occidental de Suramérica, produjeron la inversión de las dos cuencas, deformando las secuencias anteriores y los cuerpos intrusivos en ellas.

Conclusiones

La cuenca de Falcón consta de dos cuencas extensionales sucesivas: Yaracuybare, en el SE y debajo del golfo Triste (recien divulgada por Urbani *et al.* 2011a) ; y la de Falcón central conocida desde hace más de tres décadas (e.g.: Muessig 1978). En ambas cuencas procesos extensionales ocurridos en tiempos distintos, intrusieron magma máfico subvolcánico, de tendencia alcalina a transicional toleítica.

Se descartan los modelos iniciales de cuenca *pull-apart* o de retro-arco extensional con colapso orogénico, debido a evidencias que los contradicen. El modelo propuesto invoca la subducción a ángulo bajo de una porción de litósfera oceánica de la placa Suramericana, posiblemente correspondiente a litósfera del proto-Caribe con corteza anómala engrosada por magmatismo intraplaca: Provincia Ígnea del Proto-Caribe (PIP). Durante esta subducción ocurrió un *slab break-off*, que causó un primer ascenso astenosférico que generó la extensión cortical que permitió la depositación de la Formación Cerro Misión durante el Eoceno tardío en la cuenca de Yaracuybare, poco después intrusionada por diques métricos de tendencia alcalino-máfica.

Un proceso posterior, durante el Oligo-Mioceno causó la extensión que generó la cuenca de Falcón central. Dado el mayor tamaño de esta cuenca, su gran anchura y profundidad, y a la profusión de intrusiones de mayor tamaño en ella, se postula que el extremo roto de la placa oceánica subducida se desprendió, hundiéndose definitivamente en el manto superior (*slab foundering*), lo que ocasionó un ascenso importante de material astenosférico, que produjo un magmatismo más acentuado, mayor extensión cortical y el emplazamiento de cuerpos hectométricos a kilométricos en el eje de la Cuenca.

Agradecimientos

Al grupo de trabajo geológico del Dr. Franco Urbani, al que pertenezco, y que incluye a los profesores David Mendi, Ruthman Hurtado y Enzo Caraballo, a Marvin Baquero (Intevp), Herbert Fournier (Queens University, Toronto, Canadá), al Ing. Eduardo Rivadeneyra, a los proyectos Geodinos y LOCTI (Investigaciones geológicas del norte de Venezuela) de Funvisis y a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la U.C.V.

Referencias

- Aitken T., P. Mann, A. Escalona & G.L. Christeson. (2011). Evolution of the Grenada and Tobago basins and implications for arc migration. *Marine and Petroleum Geology*, 28: 235-258
- Audemard F. (1995). La cuenca terciaria de Falcón, Venezuela noroccidental: Síntesis estratigráfica, génesis e inversión tectónica. *IX Cong. Latinoamericano de Geología, Caracas*.
- Baquero M., S. Grande, F. Urbani, U. Cordani, K. Sato, P. Shaaf, C. Hall, D. Mendi & M. Azancot (2011). New LA-ICP-MS U-Pb zircon dating, Ar-Ar and Sm-Nd model ages: Evidence of remnants of the Grenvillian Event in the basement of the Falcon and Maracaibo Basins, northwestern Venezuela. *14th Latin American Geological Congress, Symposium Tectonic evolution of Western Gondwana: Linking Precambrian basement architecture with terrane processes*, Medellín, Colombia, Abstracts, 1: 320-321.
- Boesi T. & A. Goddard (1991). A new geologic model related to the distribution of the hydrocarbon source rocks in the Falcon Basin, Northwestern Venezuela. *A.A.P.G. Mem.* 52, Tulsa, Oklahoma, USA. Kevin T. Biddle Ed. (EXXON Company, Intern, Houston, Texas): 303-319.
- Grande S. (2005). Rocas volcánicas de Falcón central: caracterización geoquímica y tectónica, modelos propuestos. *I Jornadas venezolanas de geología de rocas ígneas y metamórficas*. UCV, Caracas, nov. 2005, en CD. [Reproducido en *Geos* 38 (2005): 25-27 + 25 láminas en carpeta 12 de CD, 2006]
- Grande S. (2009). Estudio petrográfico de los xenolitos corticales y mantelares presentes en las lavas del cerro Atravesado, Falcón central, Venezuela. *Rev. Fac. Ingeniería*, UCV, Caracas, 24(1):11-30.
- Grande S. (2011a). Terreno Falconia, bloque alóctono neoproterozoico en el NO de Suramérica. *I Congreso Venezolano de Geociencias*, Caracas, diciembre, en prensa.
- Grande S. 2011b. Petrología de las rocas de alto grado metamórfico del terreno Falconia. *I Congreso Venezolano de Geociencias*, Caracas, diciembre, en prensa.
- Grande S. & F. Urbani. (2009). Presence of high-grade rocks in NW Venezuela of possible Grenvillian affinity. En: K. H. James, M. A. Lorente & J. L. Pindell (eds). *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publications, 328: 533-548.
- McMahon C. E. (2001). *Evaluation of the effects of oblique collision between the Caribbean and South American plates using geochemistry from igneous and metamorphic bodies of Northern Venezuela*. PhD thesis, Notre Dame University, Indiana, USA. [Reprinted in *Geos*, UCV, Caracas, 38, 195-196 + 227 pp. on DVD, 2007].
- Muessig, K. W. 1978. The central Falcon igneous suite, Venezuela: alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age. *Geologie en Mijnbouw*, 57/2, 261-266.
- Muessig K. W. (1984). Structure and Cenozoic tectonics of the Falcon Basin, Venezuela, and adjacent areas. En: *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. Memoir Geological Soc. America*, 162: 217-230.
- Oldow J.S., A.W. Bally, H.G. Avé Lallemant & W.P. Leeman. (1990). Transpression orogenic float, and lithospheric balance. *Geology*, 18: 991-994.
- Porras L. R. (2000). Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire. *VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*. Caracas. Tomo I: 279-292.
- Rodríguez J. & J.C. Sousa (2003). *Estudio geológico-estructural y geofísico de la sección cabo San Román-Barquisimeto, estados Falcón y Lara*. U.C.V. Trabajo Especial de Grado. Inédito: 322 p.
- Urbani F., M. Baquero, S. Grande, A. Alemán, D. Mendi, L. Camposano, H. Fournier & I. Baritto (2011a). *Los diques de basalto de la quebrada Yaracuybare, municipio Silva, estado Falcón*. *I Congreso Venezolano de Geociencias*, Caracas, diciembre, en prensa.