

TERRENO FALCONIA: BLOQUE ALÓCTONO NEOPROTEROZOICO DE ALTO GRADO METAMÓRFICO, EN EL NOROCCIDENTE DE VENEZUELA

GRANDE Sebastián

Universidad Central de Venezuela. Fac. Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica.

RESUMEN

Hallazgos recientes de rocas de alto grado metamórfico en el NO de Venezuela, con edades U-Pb discordantes en zircón, que muestran núcleos heredados de 1.150 Ma, con bordes de 870 Ma, y algunas edades concordantes entre 940-920 Ma, permiten sugerir la existencia de un basamento continental granulítico meso-neoproterozoico, como un terreno tectonoestratigráfico alóctono, definido como **terreno Falconia**, acrecido al margen NO de Suramérica durante el Paleógeno. Como nombre es apropiado, ya que este bloque conforma el basamento de la parte oriental de la cuenca de Falcón y de la península de Paraguaná, como lo atestiguan los xenolitos granulíticos hallados en varias rocas ígneas de Falcón y Paraguaná, y los núcleos 23-Miranda extraídos en la plataforma de La Vela. En el terreno Falconia se reconocen tres asociaciones litológicas: a) metasedimentaria, con protolitos psammiticos, pelíticos, carbonáticos, calco-silicatados, incluyendo evaporíticos, y magnesianos; b) plutónica, constituida por una suite anortosita-mangerita-charnockita-granito (AMCG) tectonizada; y c) metavolcánica bimodal, constituida por cuerpos máficos transformados a anfibolita, granulitas máfica y granatífera, y posible metatoba riolítica, ahora granulita félsica. Casi todas estas rocas han sufrido fuerte recristalización, deformación cataclástica y alteración hidrotermal. Falconia se prolonga hacia el sur, en el subsuelo, al menos hasta el NE de Yaracuy, donde la acción transpresiva del sistema de fallas Oca-Ancón lo exhumó parcialmente durante el Neógeno, exponiendo limitadamente los macizos anortosítico-charnockíticos del Complejo Yumare. Ha sido disectado por el sistema de fallas de Boconó y aparece al SE de éste como un cerro de relevo transpresivo, el Complejo El Guayabo, constituido por una asociación litológico-metamórfica similar a la de la plataforma de La Vela, y probablemente también como gneis biotítico-sillimanítico en la unidad Gneis de Cabriales, en el SE de Carabobo y otros bloques menores dispersos en la cordillera de la Costa desde los estados Yaracuy a Vargas.

Palabras claves: metamorfismo de alto grado, orógeno Grenvilliano, Pangea, Rodinia.

ABSTRACT

Falconia Terrane: Neoproterozoic Allochthonous Block of High-Grade Metamorphism in Northwestern Venezuela

Recent findings of high-grade rocks in NW Venezuela, with U-Pb zircon discordant ages, with inherited nuclei of 1.15 Ga, and borders of 870 Ma, and some concordant ages in the range 940-920 Ma, allow to propose the existence of a Neoproterozoic granulitic continental basement, as an allochthonous tectonostratigraphic terrane accreted during the Paleogene to the NW margin of South America: the **Falconia Terrane**. This name is appropriate since it constitutes the basement of the eastern part of the Falcon Basin and the Paraguaná Peninsula, as evidenced by the granulitic xenoliths found in various igneous rocks of Falcón and Paraguaná, and in the deep cores 23-Miranda drilled in the La Vela Gulf. Three lithologic associations are recognized in Falconia: a) metasedimentary, with psammitic, pelitic, carbonatic, calc-silicate, including evaporitic, and magnesian protoliths; b) plutonic, constituted by a tectonized anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite (AMCG); and c) bimodal metavolcanic, including mafic bodies, now amphibolites, mafic and garnet granulites, and possibly rhyolitic metatuff, now felsic granulite. Almost all these rocks have suffered strong recrystallization, cataclastic deformation, and hydrothermal alteration. Falconia prolongs underground to the south at least until NE Yaracuy, where the transpressive action of the Oca-Ancón Fault System has exhumed it partially during the Neogene, exposing it limitedly as the charnockitic-anorthositic massifs of the Yumare Complex. The Terrane has being also dissected by the Boconó Fault System and appears to its SE as a transpressive hill, El Guayabo Complex, where crops out a lithological association similar to that found in La Vela Gulf basement cores, and probably also as sillimanite-biotite gneis in the Cabriales Gneis unit, in SE Carabobo, and as other dispersed blocks in the Cordillera de la Costa, from Yaracuy to Vargas states.

Key words: Grenvillian Orogen, high grade metamorphism, Pangea, Rodinia.

INTRODUCCIÓN

Recientes hallazgos de rocas metamórficas de medio-alto grado realizados por MENDI *et al.* (2005), GRANDE (2005, 2007, 2009, 2011a,b), GRANDE & URBANI (2009), GRANDE (2013) y otros autores han revelado la existencia de un basamento continental neoproterozoico en el NO de Venezuela, con litologías de alto grado metamórfico, en la subfacies de la granulita piroxénica (Fig. 1).

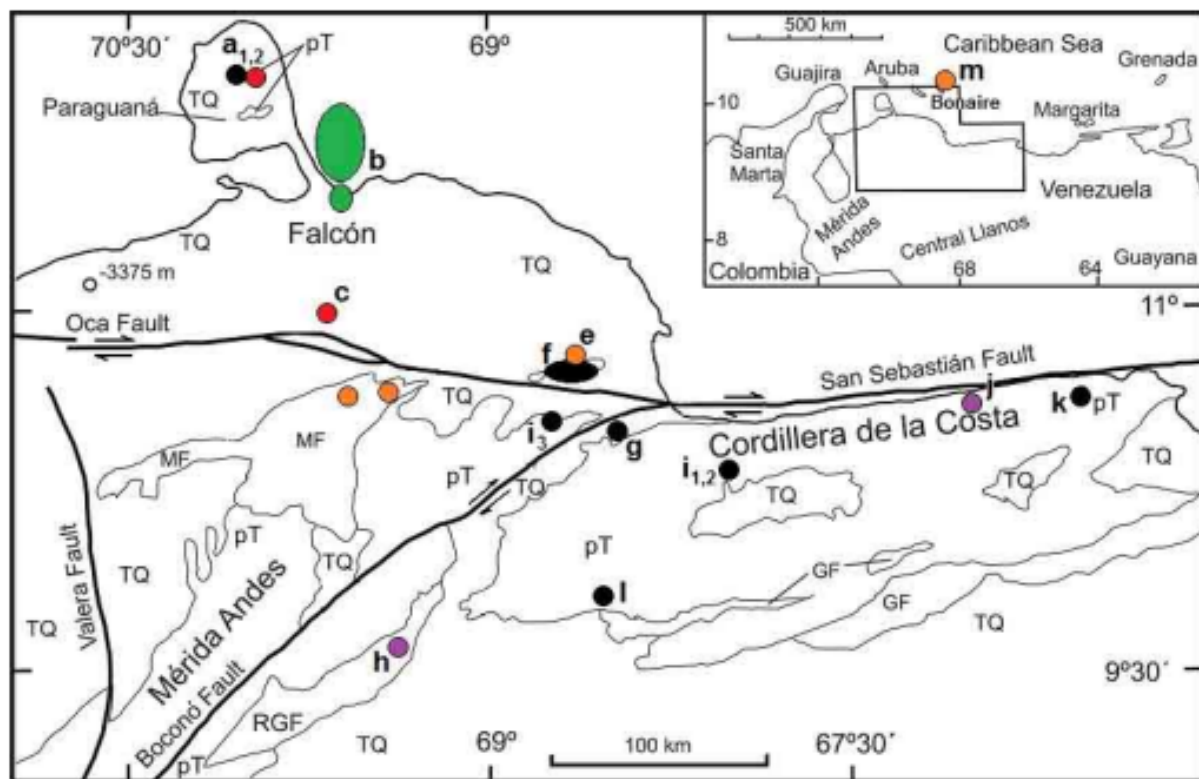


Fig. 1. Mapa de ubicación de rocas metamórficas de alto-medio grado en la parte noroccidental de Venezuela. pT: pre-Terciario; MF: Formación Matatere; RGF: Formación Río Guache; TQ: Terciario-Cuaternario. Asociaciones litológicas reconocidas: Puntos y óvalos negros, afloramientos: suite AMCG desmembrada y metamorfizada, asociaciones metasedimentarias y metaplutónicas, y posibles asociaciones metavolcánicas bimodales: a) Gneis cuarzo-feldespático en la mesa de Cocodite; f) Complejo Yumare; g) Complejo El Guayabo; i₁) Sillimanita en el gneis porfidoclastico e i₂) cuerpo de gneis sillimanítico, en el Gneis de Cabriales; i₃) Sillimanita en gneis porfidoclastico en el NO de Yaracuy; k) Sillimanita en la Metadiorita de Todasana; l) Gneis charnockítico en el Gneis de La Aguadita. Elipsoes verdes: b) Núcleos extraídos del basamento de la ensenada de La Vela, con rocas de todas estas asociaciones. Puntos rojos, xenolitos: a₂) De granulita máfica en la Metagranodiorita de El Amparo; y c) De granulita máfica, anortosita y mármol dolomítico en las lavas de Falcón central (cerro Atravesado). Puntos naranjas: d) Peñones de granulita félsica y gneis sillimanítico en la Formación Matatere; e) Peñones de granulita félsica, mármol espinélico-flogopítico y ortopiroxenita en la Formación Casupal; m) Peñones de granulita félsica en el conglomerado de la Formación Soebi Blanco, isla de Bonaire (ver recuadro en la parte superior-derecha). Puntos morados: h) Cantos rodados de mármol, roca calco-silicatada y granulita máfica en los cauces de los ríos Bocoy y Rieicto; j) Cantos rodados de gneis sillimanítico en los cauces del río Naiguatá y quebrada Miguelena. Mapa base tomado de HACKLEY et al. (2005, en GRANDE & URBANI 2009).

La única mención de rocas de posible edad precámbrica en la cordillera de la Costa fue propuesta por BELLIZZIA & GONZÁLEZ (1976) cuando en trabajos de geología regional en el estado Yaracuy describieron la anortosita, metagabro, granulita y otras rocas de alto grado en el Complejo de Yumare, incluso con una asociación metalogénica originada por segregación magmática de capas ricas en óxidos de Fe-Ti, característica de la suite anortosita-mangerita-charnockita-granito (AMCG), ampliamente conocida en todos los terrenos proterozoicos del planeta, en particular en el NE de Norteamérica y el sur de Escandinavia.

Las vicisitudes de los desplazamientos de la placas tectónicas durante los últimos 3 Ga han sido descritas por ROGERS & SANTOSH (2004), donde estos autores concluyen que la presente configuración de bloques continentales ha sido el resultado de la amalgamación de una serie de supercontinentes pasados que experimentaron megaciclos de Wilson cada 500-600 Ma aproximadamente. El último

de estos supercontinentes fue la conocida Pangea pérmica, éste fue precedido por Rodinia, que se formó hace unos 900 Ma en el Neoproterozoico, unos 600 Ma antes. Al igual que la amalgamación de Pangea involucró la colisión y sutura terminal de casi todas las masas continentales presentes en el Paleozoico, el ensamblaje de Rodinia involucró fenómenos similares de colisión y sutura durante el Neoproterozoico. La sutura terminal de Rodinia generó el orógeno Grenvilliano, la de Pangea, el Tacónico-Acadiano-Allegheniano o Caledoniano-Variscano-Hercinico. Todos estos procesos de apertura y cierre de cuencas oceánicas fueron ciclos de Wilson completos donde fueron creados y destruidos océanos enteros, como el Grenville, el Elzeviriano, el Iapetus y el Reico, partiendo de la generación de *rifts* continentales a una escala global, con el desarrollo de sus respectivos márgenes pasivos, que luego pasaron a márgenes activos, con la formación de arcos migratorios, cuencas retro-arco y otros rasgos tectónicos

relacionados, que fueron suturados formando orógenos colisionales, aglutinando numerosos terrenos alóctonos y bloques mayores a menores (HILDEBRAND & EASTON 1995; KEPPIE *et al.* 2008), entre ellos el ahora sugerido terreno Falconia, en el NO de Venezuela (Fig. 1).

El objeto del siguiente trabajo es exponer todas las evidencias litológicas, petrológicas, geocronológicas y geofísicas disponibles por los momentos que han permitido definir este bloque alóctono o terreno tectonoestratigráfico de alto grado, de edad neoproterozoica, acrecido al margen NO de Suramérica, posiblemente durante el Paleógeno.

EVIDENCIAS LITOLÓGICAS

Los primeros indicios de rocas de alto-medio grado metamórfico en el NO de Venezuela fueron hallados por SKERLEC (1979) en los cauces de los ríos Bocoy y Riecito, en el NO de Portuguesa, atribuyéndolos a clastos o masas alóctonas dentro de la Formación Nuezalito, que aflora en la parte alta de dichos cauces. Este autor describió cantos rodados decimétricos a métricos de mármol diópsido-flogopítico de grano medio a grueso y textura granoblástica. MENDI *et al.* (2005) hallaron en los núcleos del basamento de la ensenada de La Vela, en el norte de Falcón, extraídos por la C.V.P. en los años '70 del siglo pasado, rocas de alto grado, incluyendo un mármol muy similar al del río Bocoy antes descrito y rocas granulíticas varias. MARTÍNEZ & VALLETTA (2009) y LOZANO & MUSSARI (2010) hallaron rocas similares, incluso un único mármol con espinela y flogopita, y posibles granulitas félsicas muy alteradas, en peñones en los conglomerados de formaciones terciarias como Casupal y Matatere.

Sin embargo el hallazgo más importante, debido a su extenso afloramiento, tamaño y relativa accesibilidad fue realizado por GRANDE & URBANI (2009): el Complejo El Guayabo, un cerro de relevo transpresivo, de 4 km en sentido E-O y 1 km en sentido N-S, asociado al sistema de fallas de Boconó-El Guayabo. Estos autores describieron en este Complejo una asociación metamórfica de alto grado muy completa que incluye: mármol dolomítico, roca calcosilicatada, metaevaporita, paragránulita ultramáfica, granulitas félsica y máfica (posible asociación bimodal), anfíbolita y granofiro. Con base en la evidencia de estos afloramientos en el NE de Yaracuy, originalmente mapeados como "Formación Nirgua y Serpentina", y los hallazgos previos, GRANDE & URBANI (2009), sin disponer de datos geocronológicos propusieron que todas estas rocas tenían afinidad grenvilliana y muy posiblemente eran de edad Neoproterozoico, debido a las asociaciones litológicas y ensamblajes metamórficos descritos, similares a los de otros terrenos grenvillianos de Norte y Centroamérica y del margen oeste de Suramérica. Las correlaciones más evidentes fueron con la zona granulítico-anortosítica al oeste de la Sierra Nevada de Santa Marta; el macizo de Garzón, en la cordillera Oriental de Colombia (CARDONA *et al.* 2005); y el macizo de Oaxaca, en el sur de México (DOSTAL *et al.* 2008 y ORTEGA-OBREGÓN 2008), donde afloran asociaciones litológicas del todo similares a las halladas en los núcleos de La Vela, los complejos de

Yumare y El Guayabo, que incluyen diversos tipos de granulitas, cuarcita y gneis feldespático, gneis pelítico de alto grado, mármol dolomítico, roca calco-silicatada, metaevaporita y la suite anortosita-mangerita-charnockita-granito (AMCG), entre otras (URBANI *et al.* 2012, 2014).

PRIEM *et al.* (1986) fecharon por el método U-Pb en zircón un canto de granulita félsica del conglomerado de la Formación Soebi Blanco, en la isla de Bonaire, de edad Paleoceno, obteniendo una edad típicamente mesoproterozoica de 1,15 Ga. Esto, aunado a los peñones y olistolitos hallados en formaciones terciarias del NO de Venezuela, indicaría que porciones del ahora denominado terreno Falconia afloraban durante el Paleógeno y fungieron de fuente de los peñones y olistolitos depositados en los conglomerados de esas unidades.

Las siguientes son las ocurrencias de rocas metamórficas de alto-medio grado en diversos escenarios geológicos en el NO de Venezuela (ver Fig. 1):

- a) Gneis cuarzo-feldespático más antiguo que la Metagranodiorita de El Amparo, en la mesa de Cocodite (Paraguaná, Falcón) (MENDI 2012).
- a₂) Xenolitos de granulita félsica en la Metagranodiorita de El Amparo (Paraguaná) (L. Camposano, com. pers. a M. Baquero).
- b) Núcleos de pozos del basamento de la ensenada de La Vela (MENDI *et al.* 2005).
- c) Xenolitos en la lava alcalino-máfica del cerro Atravesado (Falcón central) (GRANDE 2007, 2009).
- d) Peñones y olistolitos de rocas charnokíticas félsicas, anortosita y gneis sillimanítico en la Formación Matatere (MARTÍNEZ & VALLETTA 2008, URBANI *et al.* 2012).
- e) Peñones de mármol flogopítico-espinélico, cuarcitas clinopiroxénica y clinopiroxenita hornbléndica en el conglomerado basal de la Formación Casupal (LOZANO & MUSSARI 2010).
- f) Complejo Yumare: suite AMCG (Yaracuy) (LOZANO & MUSSARI 2010, URBANI *et al.* 2012, 2014).
- g) Complejo El Guayabo: secuencia metavolcano-sedimentaria metamorfozada a alto grado (Yaracuy) (GRANDE & URBANI 2009).
- h) Cantos rodados de mármol de alto grado y gabronorita charnockítica en los ríos Bocoy y Riecito (NO de Portuguesa) (GRANDE & URBANI 2009, FOURNIER *et al.* 2010).

Además de otras ocurrencias de minerales metamórficos de alta temperatura en otras zonas del norte de Venezuela y la isla de Bonaire, como:

- i₁) Gneis sillimanítico del Gneis de Cabriales (Carabobo) (AGUILERA & VALLENILLA 1985).
- i₂) Sillimanita en el gneis porfidoclastico del Gneis de Cabriales (GRANDE 2013).
- i₃) Sillimanita en un gneis porfidoclastico en el NO de Yaracuy (JAIMES 2011).
- j) Cantos de gneis sillimanítico en el río Miguelena (Vargas central) (ANGULO & JURADO 2004).
- k) Sillimanita en la Metadiorita de Todasana (Vargas) (URBANI *et al.* 2008 y URBANI 2009).
- l) Hipersteno en el Gneis de La Aguadita (Complejo El

Tinaco) (Mina PIM 9000, norte de Cojedés) (CORREA & QUINTERO 2012).

m) Peñones de rocas granulíticas (una muestra arrojó una edad neoproterozoica por U-Pb en zircón) y mármol milonítico de alto grado en un conglomerado de la Formación Soebi Blanco (Bonaire) (PRIEM *et al.* 1986 y URBANI *et al.* 2013).

Todo esto permite sugerir la presencia de un bloque, o posible mosaico de bloques menores, alóctono de corteza continental proterozoica, el terreno Falconia, así denominado porque constituye por lo menos el basamento de las cuencas de Falcón-Yaracuybare, que aflora limitadamente en la península de Paraguaná y un poco más ampliamente en el NE de Yaracuy, en los complejos Yumare y El Guayabo. Por los momentos el terreno Falconia está definido y limitado al NO de Venezuela, pero no puede descartarse que terrenos similares sean definidos en el futuro en otras partes del país.

PETROLOGÍA

La asociación metamórfica de medio-alto grado hallada en Falconia comprende litologías con mineralogías nunca antes descritas en el norte de Venezuela, excepto por las granulitas y anortositas presentes en el Complejo Yumare, en el NE de Yaracuy (URBANI *et al.* 2012) y el gneis sillimanítico del Gneis de Cabrales, en el SE de Carabobo (AGUILERA & VALLENILLA 1985, GRANDE 2013). En los núcleos de la plataforma de La Vela (norte de Falcón) y en Complejo El Guayabo (NE de Yaracuy) (MENDI *et al.* 2005, GRANDE & URBANI 2009, GRANDE 2012b) reconocen: mármol silíceo y roca calcosilicatada, que incluyen mármoles condroítico, serpentínico-diópsido-flogopítico y diópsido-escapolítico-yesífero, paragránulita ultramáfica, granulita félsica, gneis pelítico hornblendo-cordierítico-clinopiroxénico ±granatífero, cuarcita y gneis feldespático-granatífero-sillimanítico, anortosita, anfíbolita y granulitas máfica y granatífera. GRANDE (2012b, 2013) describe con detalle la petrología, mineralogía y petrogénesis de estas rocas, que comprenden variados protolitos ígneos y sedimentarios, asociados a una posible cuenca extensional intracontinental (retro-arco o *riff*) con un basamento conformado por asociaciones ígneas bimodales, o probablemente intrusionado por éstas. En general estas rocas pueden agruparse en tres asociaciones distintas: a) metasedimentaria, con protolitos de rocas siliciclásticas: psammita, semipelita, pelita y magnesianas; carbonáticas: mármol dolomítico y roca calco-silicatada, incluyendo evaporita; b) plutónica, constituida por una suite anortosita-charnockita-mangerita-granito (AMCG) tectonizada; y c) metavolcánica bimodal, constituida por cuerpos máficos, como diques de posible diabasa, transformados a anfíbolita, granulitas máfica y granatífera, y posible metatoba riolítica, ahora granulita félsica.

Los conjuntos minerales de dichas asociaciones son:

Asociaciones metamórficas distintivas de Falconia en la facies de la granulita:

-En rocas carbonático-calco-silicatadas y metaevaporitas (Fig. 2):

Calcita ± dolomita + diópsido + flogopita ± escapolita ± yeso *ps.* anhidrita

Calcita+serpentinita *ps.* forsterita+diópsido+flogopita

Calcita+serpentinita *ps.* forsterita+flogopita+espinela

Calcita+diópsido+flogopita+feldespató-(K,Na)+Ca-escapolita

Calcita+condrodita+diópsido±flogopita

-En rocas metapsammiticas a metasemipelíticas (Fig. 3a,b):

Cuarzo+microclino+clinopiroxeno

Cuarzo+microclino+granate+sillimanita

Cuarzo-microclino-cordierita-sillimanita-hornblenda±granate±clinopiroxeno

-En rocas metapelíticas (Fig. 3c,d):

Plagioclasa-cuarzo-cordierita-hornblenda-clinopiroxeno-

Plagioclasa-cuarzo-microclino-granate-sillimanita

Plagioclasa-cuarzo-cordierita-clinopiroxeno-biotita

-En rocas ultramáficas o magnesianas (Fig. 5d):

Clinopiroxeno±hornblenda±biotita±cuarzo

Clinopiroxeno+hornblenda+plagioclasa+cuarzo

-En rocas cuarzo-feldespáticas (metagranitoides) (Fig. 4):

Mesoperita + plagioclasa + cuarzo + clinopiroxeno + titanita

Mesoperita+cuarzo+plagioclasa(antiperita)

-En rocas metamáficas y charnockíticas (Figs. 5a,b,c y 6):

Plagioclasa+clinopiroxeno+cuarzo

Plagioclasa+clinopiroxeno+hornblenda+cuarzo

Plagioclasa + clinopiroxeno + hornblenda + biotita + granate

Plagioclasa+ortopiroxeno+granate+cordierita+cuarzo

Plagioclasa+ortopiroxeno+clinopiroxeno+cuarzo

Los conjuntos más diagnósticos de alto grado, subfacies granulita piroxénica, comprenden: ortopiroxeno + cordierita + granate + cuarzo y clinopiroxeno + granate + plagioclasa, hallados en granulita máfica en los pozos 23-Miranda-28 y 28X de la ensenada de La Vela (Figs. 5c y 6c,d); granate+microclino+sillimanita, hallado en cuarcita feldespática y gneis granatífero en un núcleo del pozo 23-Miranda-22X (Fig. 3b); clinopiroxeno + cordierita + hornblenda+cuarzo, hallado sobre todo en metapelitas del mismo pozo (Fig. 3c,d); clinopiroxeno-cuarzo, hallado las rocas metamáficas de varias localidades (Figs. 5a,b); forsterita (serpentinizada)-diópsido-flogopita, hallado en el pozo 23- Miranda-12 (Fig. 2f) y en los cantos rodados de la cuenca del río Bocoy (GRANDE & URBANI 2009); y forsterita (serpentinizada)-flogopita-espinela, hallado en un canto de la Formación Casupal (Fig. 2a).

Otros conjuntos minerales carentes de piroxenos no son diagnósticos de metamorfismo de alto grado, a menudo los minerales anhidros han sido hidratados por efectos de metamorfismo cataclástico y alteración hidrotermal. Así la forsterita de las rocas calco-silicatadas fue totalmente serpentinizada y la serpentina misma fue parcialmente remplazada por carbonato en un patrón capa a capa muy complejo (Fig. 2f), el diópsido y la flogopita fueron cloritizados parcialmente y a veces también sustituidos por carbonato. La anhidrita original de la metaevaporita fue totalmente hidratada a yeso fibroso (Fig. 2d). Igualmente en

las metapsammitas el granate y el clinopiroxeno han sido cloritizados dejando a veces restos esqueléticos embebidos en clorita. La cordierita generalmente está pinitizada, a veces en las partes centrales de los cristales, y a veces totalmente (Fig. 3c, d), y en algunos casos contiene inclusiones aciculares paralelas de sillimanita.

Reacciones metamórficas interesantes incluyen coronas de actinolita en augita diopsídica y de tremolita en diópsido, así como sillimanita acicular-radiada formando coronas en granate (Fig. 3b) e inclusiones aciculares en

cordierita. Sin embargo en algunas muestras algunos minerales formados a altas temperaturas se han preservado notablemente, como es el caso del hipersteno (Fig. 6c,d), la cordierita (Figs. 3c,d), la condrodita (Figs. 2b,c), la escapolita (Fig. 2e) y la espinela (Fig. 2a). Varios anfíboles han sido observados, desde hornblenda primaria verde oscuro a marrón (Fig. 5) a Mg-hornblenda de color verde claro (Fig. 5d), y también tremolita-actinolita (Fig. 2d) como productos de alteración de distintos tipos de hornblendas y clinopiroxenos.

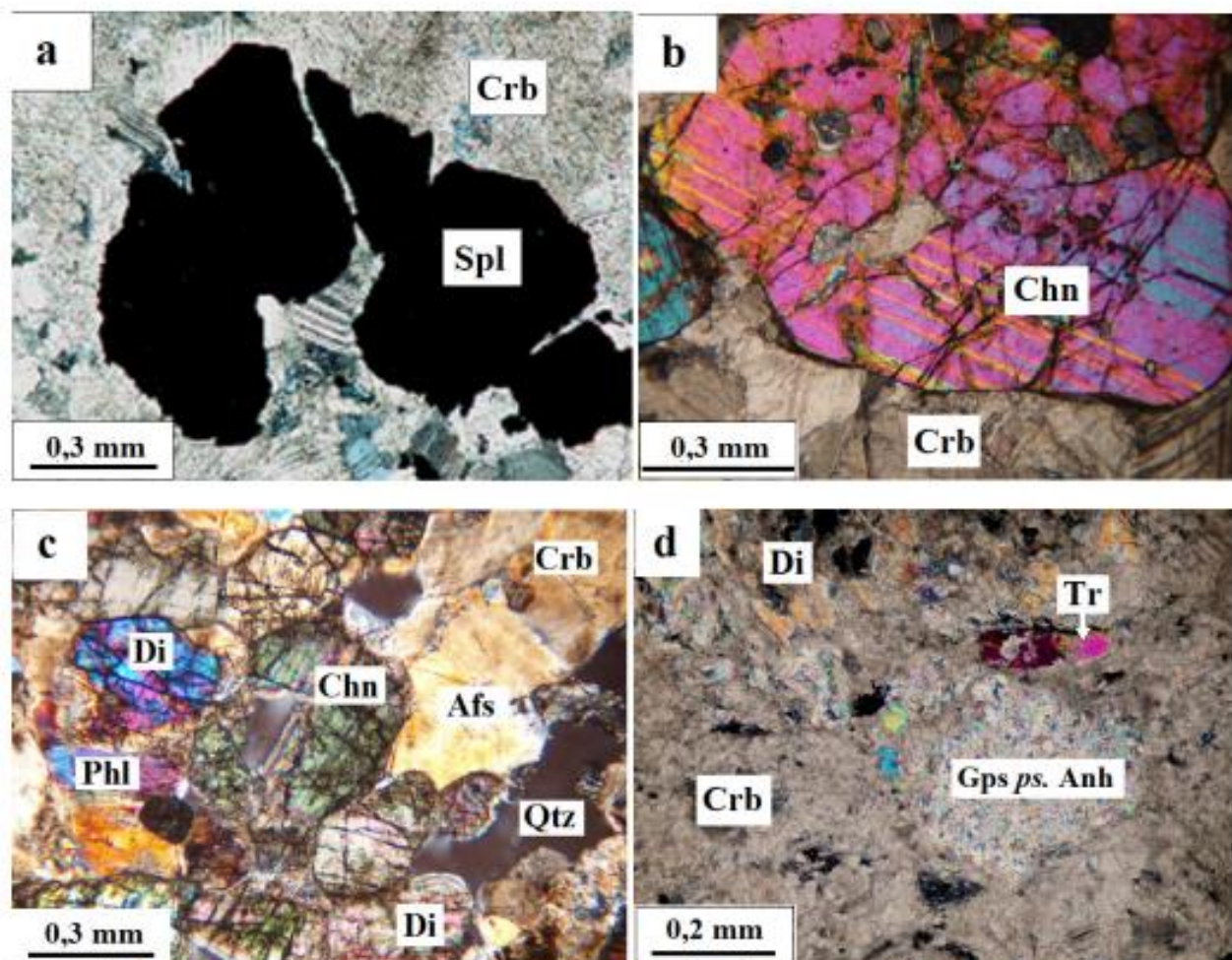


Fig. 2. Fotomicrografías de rocas metacarbonáticas, calco-silicatadas y metaevaporíticas del terreno Falconia.

- a) Sección Fa-67a, nicoles cruzados (NX). Mármol forsterítico-flogopítico-espinélico, canto rodado en conglomerado basal de la Formación Casupal, detalle de cristales de espinela isotrópicos, no se muestran los pseudomorfos serpentinizados de forsterita nodular; b) Sección 23-Miranda-29, NX. Mármol condroditico-diopsídico-flogopítico, núcleo del basamento de la ensenada de La Vela. Maclado polisintético policromo de este mineral; Rocas calco-silicatadas del Complejo El Guayabo: c) Sección YA-250B, NX. Se observa diópsido, condrodita, feldespato argilizado, cuarzo y carbonato. Nótese el maclado polisintético de la condrodita, la extinción ondulatoria del cuarzo y la gran abundancia de diópsido en esta roca, donde el carbonato es meramente intersticial; d) Sección YA-253E, NX. Se observa diópsido, tremolita y yeso pseudomorfo de anhídrita.

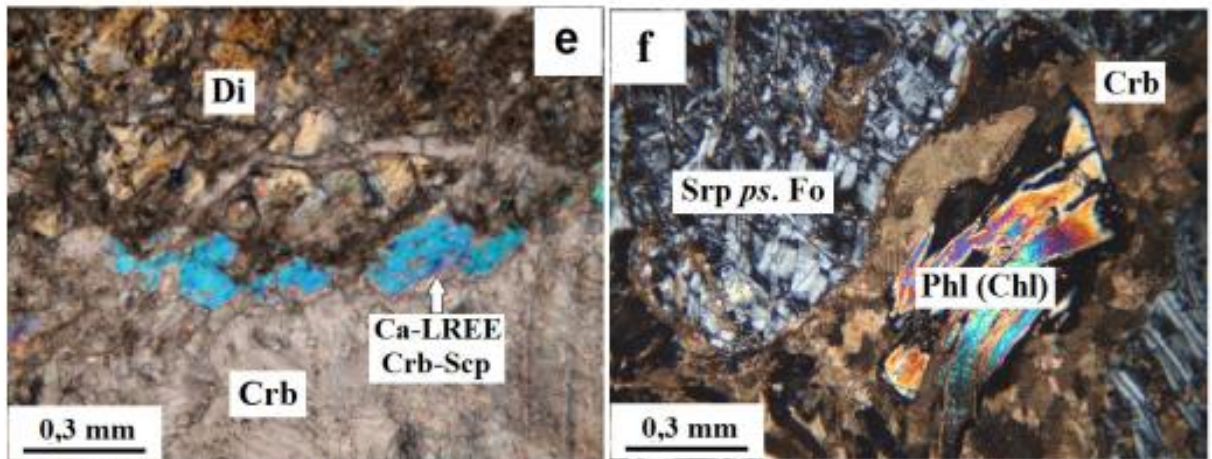


Fig. 2. Fotomicrografías de rocas metacarbonáticas, calco-silicatadas y metaevaporíticas del terreno Falconia. e) Sección YA-253E, NX. Se observa diópsido con corona e inclusiones de Ca-LREE-carbonato-escapolita (mieionítica); f) Sección 23-Miranda-12 8732', NX. Roca calco-silicatada forsterítico-flogopítica de un núcleo del basamento de la ensenada de La Vela. Se observa forsterita serpentinizada sustituida en parte por calcita, y flogopita parcialmente cloritizada. La presencia de casi todos estos minerales ha sido confirmada por SEM (ver Anexos en GRANDE 2013).

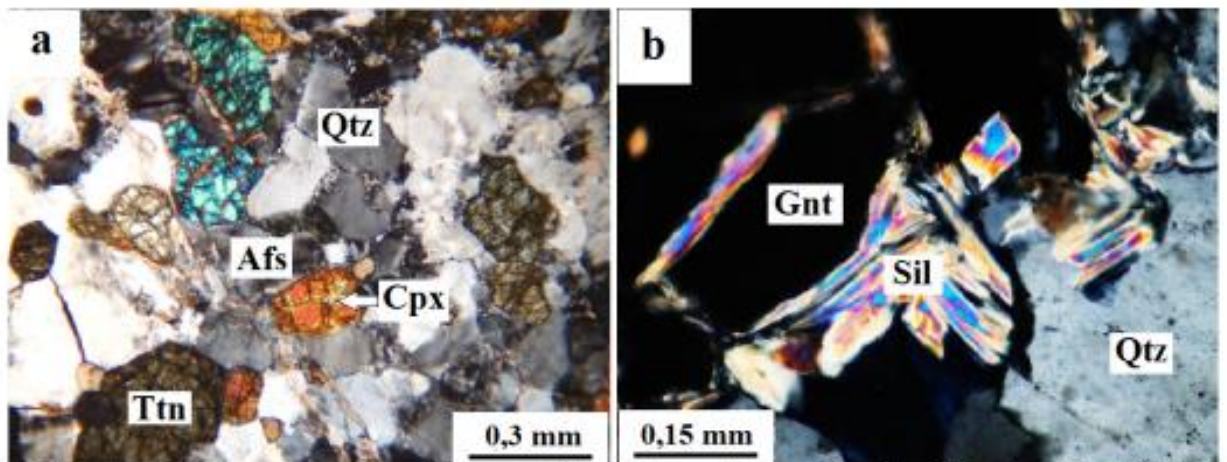


Fig. 3. Fotomicrografías de rocas metapsammiticas a semipeliticas del terreno Falconia. Complejo El Guayabo: A) Sección YA-251A, NX. Cuarzita feldespático-clinoproxénica (posible metawaca cuarzo-feldespática). La gran abundancia de cuarzo excluye un protolito ígneo; b) Núcleo del basamento de la ensenada de La Vela: Sección 23-Miranda-22X 9031-33'8', NX. Cuarzita feldespático-granatífera-sillimanítica (posible metawaca cuarzo-feldespática). Corona de sillimanita en granate, el cual se halla también cloritizado en otras partes de la sección.

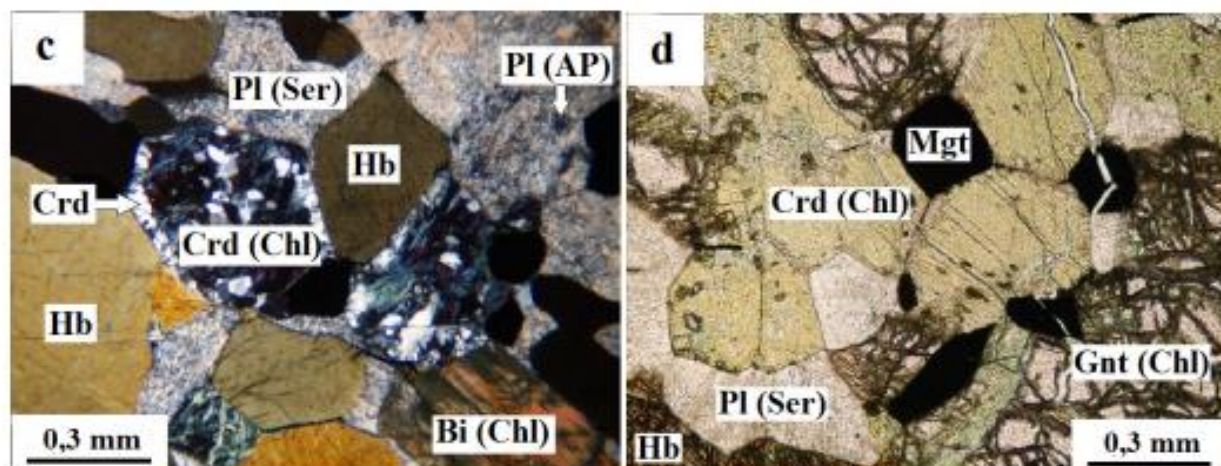


Fig. 3. Fotomicrografías de rocas metapsamíticas a semipelíticas del terreno Falconia. Núcleos del basamento de la ensenada de La Vela: c) Sección 23-Miranda-22-9292'5", NX. Gneis metapelítico de alto grado. Cordierita residual formando un mosaico de granos embebidos en clorita, plagioclasa An34 con textura antiperthítica (AP); d) Sección 23-Miranda-22-9199', sin nicoles cruzados (SN). Gneis metapelítico de alto grado. Cordierita cloritizada con marcada polygonalización, hornblenda, granate fracturado y plagioclasa sericitizada.

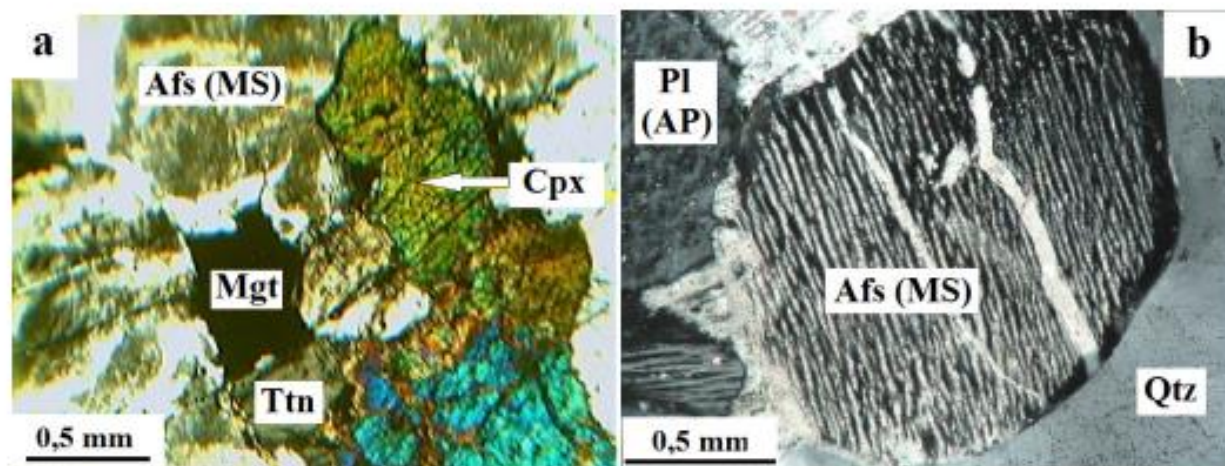


Fig. 4. Fotomicrografías de rocas metagranitoides del terreno Falconia (meta-cuarzo sienita clinopiroxénicas). (a) Sección YA-253A, NX, del Complejo El Guayabo. Detalle de cristales de clinopiroxeno, titanita, y mesoperthita argilizada (MP). (b) Sección Fa-67b, NX. Canto en conglomerado de la Formación Casupal. Detalle de feldespato mesoperthítico (MP), plagioclasa antiperthítica (AP) y cuarzo; en otras partes de la sección se observa posible clinopiroxeno cloritizado.

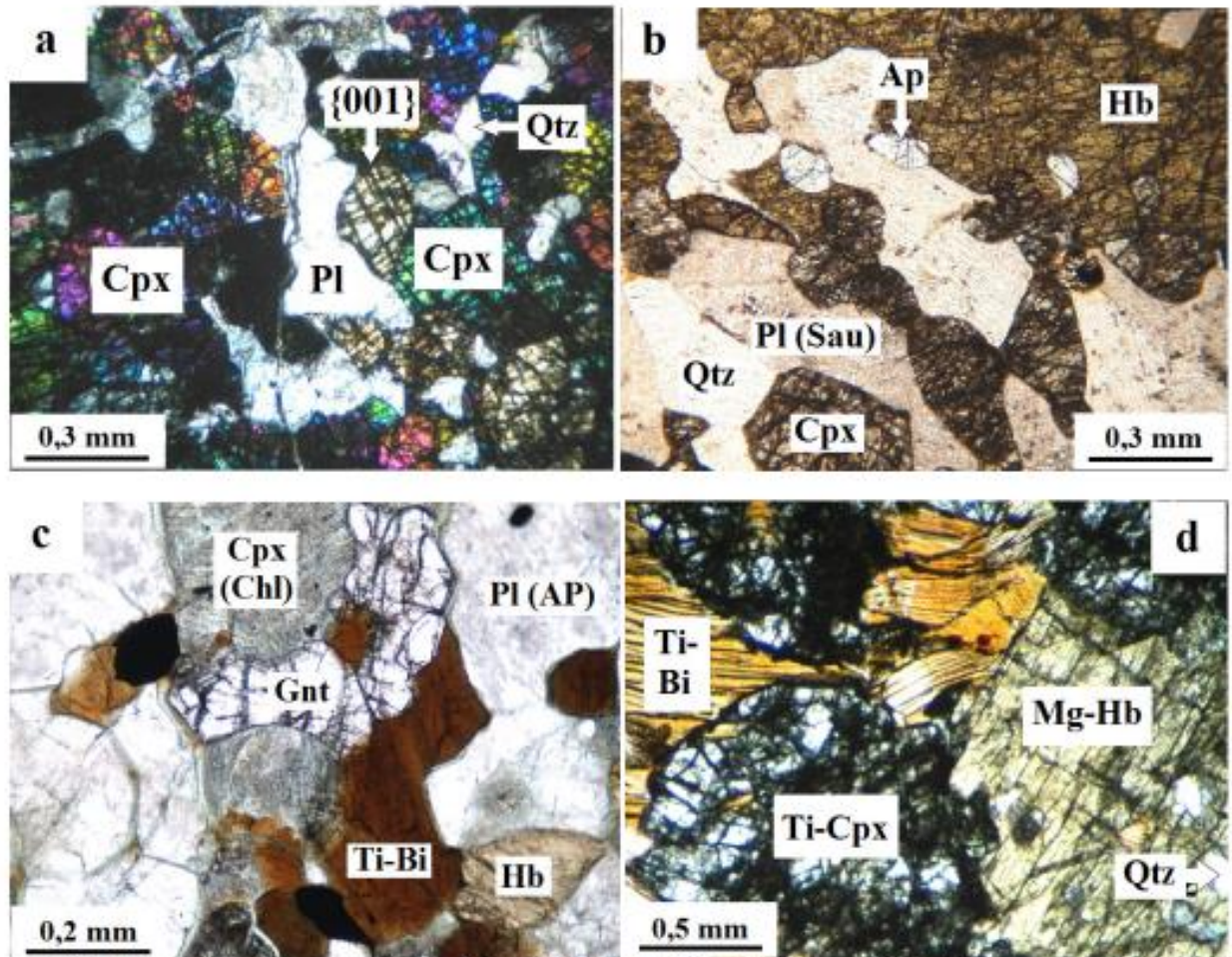


Fig. 5. Fotomicrografías de rocas granulíticas del terreno Falconia. Núcleo de la ensenada de La Vela: a) Sección YA-251B, NX. Granulita máfica, clinopiroxeno var. diálaga con marcada partición {001}, plagioclasa saussuritizada y cuarzo. La roca tiene textura blastofítica; b) Sección YA-253A, NX. Gneis granulítico máfico, clinopiroxeno y hornblenda definen una foliación nematoblástica, con evidente textura blastofítica, plagioclasa saussuritizada, apatito, titanita y magnetita accesorios; c) Sección 23-Miranda-17X-7955', SN. Granulita granatífera, clinopiroxeno cloritizado, hornblenda, biotita, granate y plagioclasa saussuritizada. Complejo El Guayabo: d) Sección YA-252A, SN. Paragrulita ultramáfica ("clinopiroxena hornbléndica"): Mg-hornblenda de color verde claro, Ti-clinopiroxeno violáceo alterado a leucoxeno y Ti-biotita con fuerte tono anaranjado; algo de cuarzo y epidoto como producto de alteración hidrotermal.

Texturas metamórficas diagnósticas de alto grado e igneas reliquia

En las rocas cuarzo-feldespáticas la textura más distintiva de metamorfismo de alto grado es la mesopertítica (Fig. 4a,b), también se observa textura antipertítica en la plagioclasa (Figs. 4b y 5c). La cuarcita feldespática y el gneis cuarzo-feldespático exhiben textura *fláser* debida a granos muy alargados, recrystalizados y poco deformados de cuarzo. El microclino pudo provenir de la inversión de ortosa original debida al descenso de temperatura o a esfuerzos tectónicos. Los zircones casi siempre muestran una típica morfología redondeada en "pelota de fútbol" (*soccer ball*) (Figs. 9b y 9c), indicativa de un metamorfismo de alto grado, en la facies de la

granulita, que con los datos geocronológicos disponibles podría ser correlacionable con la fase Rigolet de la orogénesis Grenville. Las micas presentes son flogopita, en rocas carbonáticas (Fig. 2f), y biotita en rocas metapelíticas y metamáficas. En las meta-magnesianas ésta es fuertemente titanífera, con colores de pleocroísmo naranja-rojizo (Fig. 5d). La muscovita (sericita) y la clorita siempre son productos de alteración de plagioclasa o máficos. El epidoto se presenta como vetas que cortan las rocas, generalmente junto con cuarzo y calcita, o como alteración de clinopiroxeno o plagioclasa. Las metamáficas exhiben textura blastofítica reliquia (Fig. 5a,b y 6d) y las anortositas y ortopiroxenitas, texturas de acumulado con poligonalización y puntos triples (Figs. 6a,b).

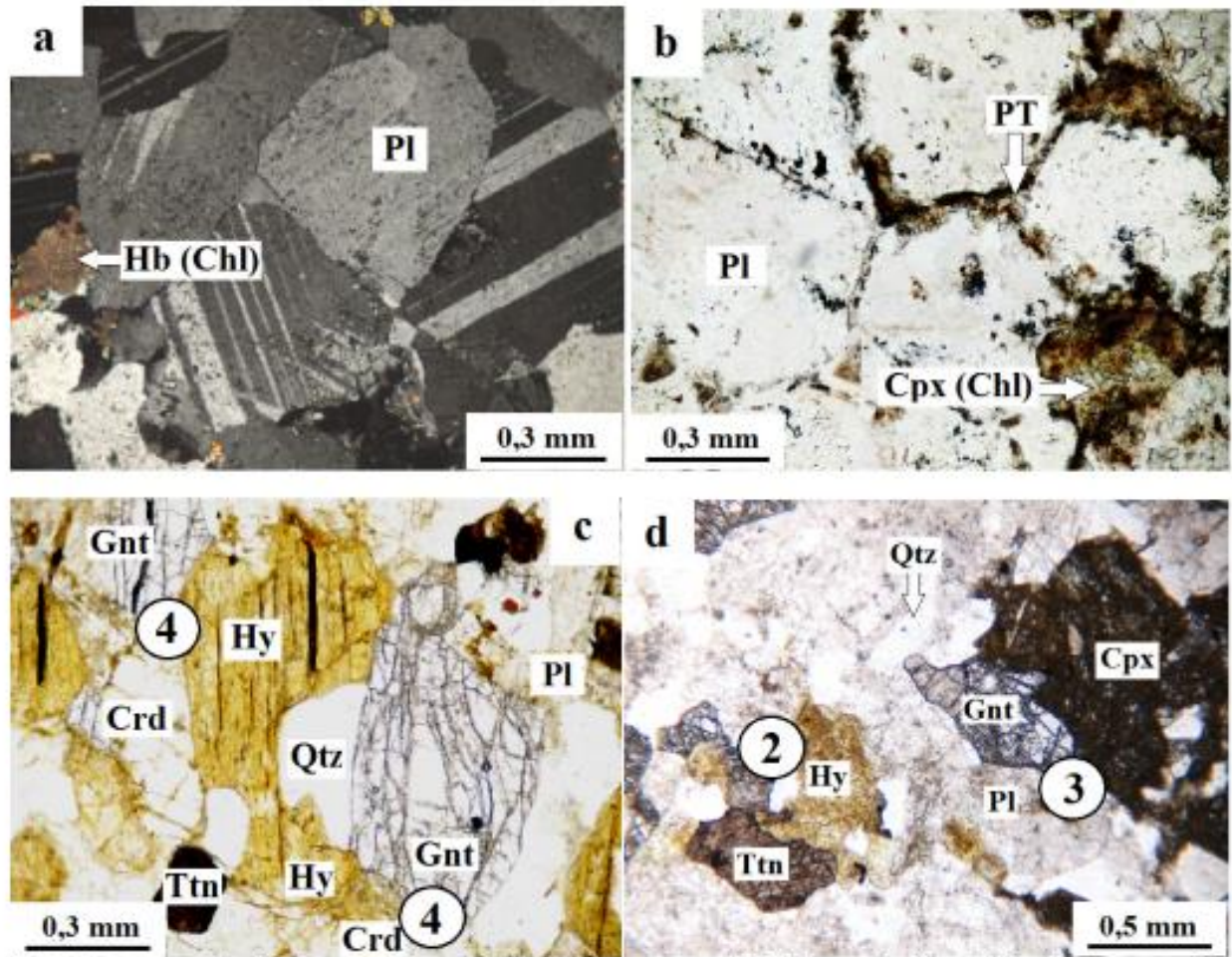


Fig. 6. Fotomicrografías de rocas anortosíticas del terreno Falconia (suite AMCG desmembrada). a) Núcleo del basamento de la ensenada de La Vela: Sección 23-Miranda-16X-11533', NX. Anortosita, plagioclasa maclada, escasa hornblenda y muy bajo índice de color; b) Xenolito en la lava del cerro Atravesado, Falcón central. Sección Fa-52, NX. Anortosita, plagioclasa saussuritzada y clinopiroxeno intersticial cloritizado y carbonatizado. Ambas rocas son acumulados de plagioclasa, con una fase cumulus de plagioclasa no zonada, con marcada poligonización y puntos triples (PT), y una fase intercumulus mafica minoritaria. Fotomicrografías de granulitas granatíferas: c) Núcleo del basamento de la ensenada de La Vela. Sección 23-Miranda-28-9302', SN. Conjunto metamórfico en equilibrio diagnóstico de la subfacies de la granulita piroxénica, formando puntos triples: ortopiroxeno-cordierita-granate (4). La cordierita tiene leve color amarillento y relieve moderado, se halla pinitzada solo en las fracturas, pero está bastante bien preservada, y tiene contactos rectos y limpios con el ortopiroxeno. El granate está fracturado y bien preservado; d) Núcleo del basamento de la ensenada de La Vela. Sección 23-Miranda-28X-9305', SN. Conjunto metamórfico en equilibrio diagnóstico de la subfacies de la granulita piroxénica, formando puntos triples: ortopiroxeno-plagioclasa-granate (2), clinopiroxeno cloritizado, hipersteno algo oxidado, granate fracturado plagioclasa antiperitítica y titanita maclada. Se evidencia la reacción progradada (3): ortopiroxeno + plagioclasa \leftrightarrow granate + clinopiroxeno (ver recta punteada en Fig. 7b).

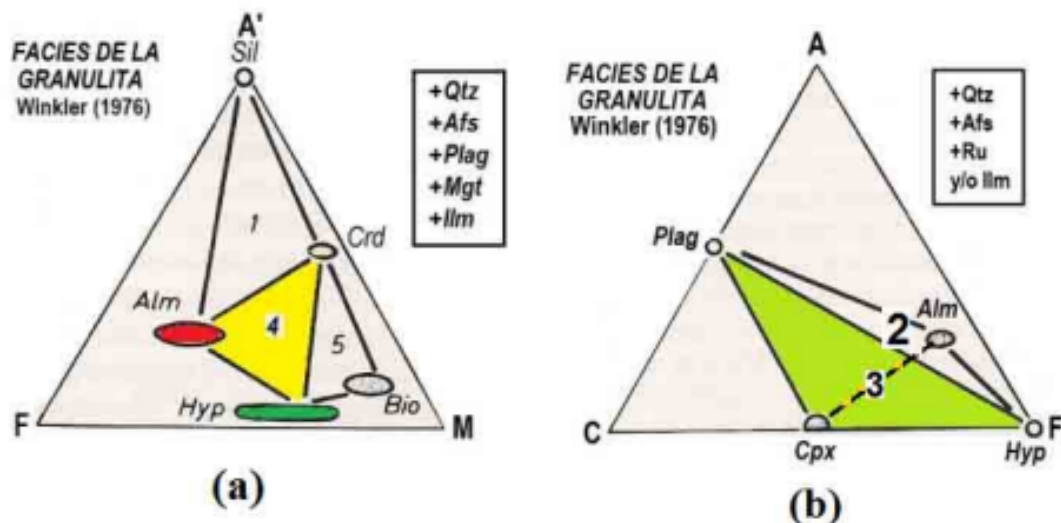


Fig. 7. (a) Diagrama quimiográfico A'-F-M de la facies de la granulita mostrando el conjunto en equilibrio granate-cordierita-hipersteno (4) diagnóstico de esta facies de alto grado presente en la sección 23-Miranda-28-9302' de la figura 6c; (b) Diagrama quimiográfico A-C-F de la facies de la granulita mostrando el conjunto en equilibrio plagioclasa-hipersteno-clinopiroxeno diagnóstico de esta facies de alto grado presente en la sección La-53 de la figura 6d. Modificado de WINKLER (1972).

DISCUSIÓN: PROTOLITOS POSIBLES Y PETROGÉNESIS

En rocas que han sufrido metamorfismo de alta temperatura es muy difícil establecer sus protolitos con precisión, ya que la recristalización metamórfica ha borrado por completo todas las características texturales de las rocas ígneas o sedimentarias originales. En los núcleos de la plataforma de La Vela (norte de Falcón); los xenolitos de la lava del cerro Atravesado, en la cuenca de Falcón central; los complejos El Guayabo y Yumare (NE de Yaracuy); y en cantos de conglomerado de la Formación Casupal y cantos rodados en la cuenca del río Bocoy MENDI *et al.* (2005), GRANDE & URBANI (2009), GRANDE (2012a) y GRANDE (2013) reconocen: mármol silíceo y roca calcosilicatada, que incluyen mármoles diópsido-condroditicos, serpentínico-flogopítico-espinélicos, serpentínico-diópsido-flogopíticos y metaevaporitas diópsido-escapolítico-cuarzo-feldespático-anhidritico-tremolíticas; granulita félsica, máfica granatífera y ultramáfica, gneis metapelítico cordierítico-clinopiroxénico-cuarzo+granatífero+hornbléndico, cuarcita feldespático-granatífera-sillimanítica, gneis cuarzo-feldespático-clinopiroxénico, anortosita y charnockitas félsica, intermedia y máfica.

Los protolitos más diagnósticos son los carbonáticos y evaporíticos, que exhiben abundante carbonato y minerales calco-magnesianos primarios como: condroditita, diópsido, serpentina *ps.* forsterita, flogopita, espinela, yeso (*ps.* de anhidrita), Ca-LREE-carbonato-escapolita y tremolita, junto con feldespato alcalino, cuarzo, hidroxil-apatito, titanita y sulfuros metálicos (Fig. 2). Con base en una completa petrografía y datos de composición química aportados por SEM-EDS la presencia de todos estos minerales ha sido verificada, como se muestra en GRANDE (2013). Esta compleja asociación litológica

metasedimentaria puede relacionarse con secuencias evaporíticas de probable tipo *sabkha*, caracterizadas por la presencia de sales haloideas alcalinas, sulfatos de Ca, margas y lutitas esmectíticas magnesianas, calizas dolomíticas y sulfuros de Cu-Fe exhalativos, depositadas en cuencas de tipo *rift* o retro-arco extensional (*back-arc*) ensiálicas, interstratificadas con sedimentos arcóscicos a grauváquicos, o posibles tobas félsicas, ahora transformados a cuarcitas feldespático-granatíferas y granulitas félsicas, intrusionadas por diques básicos, ahora granulitas máficas, que constituirían una típica asociación bimodal intraplaca.

La ubicua presencia de diópsido es indicativa en muchas rocas escasas en carbonato de la presencia de abundante dolomita original, que al reaccionar con cuarzo generó clinopiroxeno cálcico-magnesiano según la reacción: dolomita + cuarzo \leftrightarrow diópsido + CO₂. Es evidente en las rocas máficas la abundancia de grandes cristales idioblásticos de titanita, así como la ubicua alteración a leucoxeno del clinopiroxeno, evidenciando que la augita original era rica en Ti, como corresponde a las rocas volcánicas de marcos intraplaca.

Notable es la presencia de Ti-clinopiroxeno y Ti-biotita en las paraganulitas ultramáficas, cuyo protolito fue posiblemente arcilla esmectítica rica en Mg, donde el Ti podría estar incluido en este mineral arcilloso ocupando parcialmente los intersticios octaédricos en de las hojas t-o-t de esos filosilicatos. La escasez de Fe confirma el origen sedimentario de estas rocas, que en el caso de haber sido ígneas ultramáficas (clinopiroxenitas hornbléndicas) tuvieran hornblenda y biotita verdes a marrones, ricas en Fe, y clinopiroxeno ferroso neutro, en vez de Mg-hornblenda de color verde claro, Ti-biotita anaranjada y Ti-augita con un tinte violáceo (Fig. 5); además que estarían exentas de cuarzo. También es llamativa la presencia de

LREE en la Ca-carbonato-escapolita de los mármoles y rocas calco-silicatadas, como se evidencia en los análisis SEM-EDS (GRANDE 2013: Anexo C). Los notables picos de La, Ce y Nd observados pueden explicarse por la diadoquia parcial de estos elementos de gran radio iónico por el Ca de la escapolita meionítica, siendo posiblemente el origen de estas LREE rocas alcalinas o carbonatíticas intrusionadas en la corteza continental durante los eventos de *rifting* que crearon las cuencas ensiálicas mencionadas, de donde estos cationes relativamente inmóviles fueron lixiviados y transportados bajo condiciones químicas particulares. Igualmente la ocasional presencia de espinela en algunos mármoles podría representar un limitado aporte bauxítico continental a la cuenca carbonática.

Otras rocas similares han sido halladas como cantos en los conglomerados de formaciones terciarias, como Matatere (MARTÍNEZ & VALLETTA 2008) y Casupal (URBANI *et al.* 2012a) y pueden ser correlacionadas con porciones del terreno Falconia aflorantes durante el Paleógeno, que fungieron de fuente de sedimentos de los conglomerados y areniscas conglomeráticas basales de estas unidades. También se ha hallado rocas similares como rodados en los ríos Bocoy y Riecito (GRANDE & URBANI 2009), pero su proveniencia se desconoce. Gneis sillimanítico ha sido descrito en varias localidades de la cordillera de la Costa (AGUILERA & VALLENILLA 1985, ANGULO & JURADO 2004, JAIMES 2012), pero se carece de información geocronológica.

La presencia de la suite anortosita-mangerita-chamockita-granofiro (AMCG), desbembrada, tectonizada y alterada, sugiere que las secuencias de cuenca extensional antes descritas fueron metamorfizadas a alto grado y posteriormente intrusionadas por esa suite plutónica. El granofiro es una litología unificadora de Falconia, pues se ha hallado en los complejos Yumare (LOZANO & MUSSARI 2010) y El Guayabo (GRANDE & URBANI 2009). Es una roca con marcada textura gráfica, de grano muy grueso, constituida por feldespato alcalino de color crema-rosado, plagioclasa verdosa, escasos minerales máficos, como clinopiroxeno y hornblenda, escasos zircones prismáticos y un cuarzo de color gris-azulado (posiblemente debido a exsoluciones de rutilo submicroscópicas), que es característico de rocas formadas a alta temperatura.

EVIDENCIAS GEOCRONOLÓGICAS

Con base en nuevos datos geocronológicos (Tabla 1) por el método U-Pb LA-ICP-MS en zircón (Figs. 8 y 9) (BAQUERO *et al.* (2011) y por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar por *step heating* en hornblenda, biotita y flogopita (Figs. 10 y 11) (FOURNIER *et al.* 2010, BAQUERO *et al.* 2011, BAQUERO 2013), estas rocas pueden ser efectivamente correlacionadas con litologías y asociaciones metamórficas características

de la Provincia de Grenville (CHIARENZELLI *et al.*, 2010) y de otros bloques continentales de Centro y Suramérica, como Oaxaquia (México), Chortis y Maya, (DOSTAL *et al.* 2008, ORTEGA-OBREGÓN 2008) y similares terrenos hallados en el margen oeste de Suramérica (ORDOÑEZ *et al.* 2002, CARDONA *et al.* 2005), y del orógeno Putumayo, propuesto por IBAÑEZ-MEJÍA *et al.* (2011). Los mencionados hallazgos de rocas de alto grado en otras partes del NO de Venezuela fueron inicialmente considerados en un principio como rocas de afinidad grenvilliana solo con base en su afinidad litológica y petrológica.

Dataciones radimétricas fueron realizadas por BAQUERO *et al.* (2011) y BAQUERO (2013) por el método U-Pb por LA-ICP-MS en zircones separados de algunos núcleos de pozos de rocas granulíticas y gnéisicas de los pozos 23-Miranda. Estos autores hallaron, en gneis granulítico máfico y en metasemipelita de alto grado (cuarcita feldespático-granífero-sillimanítica), pocas edades concordantes, en el orden de 940-920 Ma, que podrían indicar la edad del evento metamórfico de alto grado. Sin embargo los otros spots son discordantes y no tienen sentido geológico las edades propuestas por los interceptos superiores e inferiores de discordia, como se indican en las figuras 8 y 9. La edad concordante indicada es algo más joven que el último evento metamórfico neoproterozoico, de edad grenvilliana o putumaya, en estas rocas (Figs. 8 y 9) y podría evidenciar cierta pérdida de Pb^* radiogénico, pero esto es difícil de acertar con estos datos mayormente discordantes. Estos zircones, sin embargo, muestran una típica morfología de pelota de fútbol (*soccer ball*) probablemente adquirida durante su recristalización a alta temperatura durante un metamorfismo de alto grado, en la subfacies de la granulita piroxénica, correlacionable con la fase Rigolett de la orogénesis Grenville o la fase final de la orogénesis Putumaya.

Otras edades neoproterozoicas ^{40}Ar - ^{39}Ar por el método de *step heating* han sido determinadas por BAQUERO *et al.* (2011) en núcleos del basamento de la ensenada de La Vela, obteniendo en la hornblenda de un gneis granulítico máfico, $928 \pm 3,5$ Ma; en la biotita de una metapelita de alto grado, $785,2 \pm 2,4$ Ma (Fig. 10a); y en la flogopita de un mármol dolomítico $837 \pm 2,1$ Ma y $834,4 \pm 2,1$ Ma (Fig. 10b). También FOURNIER *et al.* (2010) obtuvieron edades similares en la flogopita de un canto rodado de mármol del cauce del río Bocoy, $862,4 \pm 4,5$ Ma (Fig. 11). Pero según Ibañez-Mejía (com. pers.) estas son edades de enfriamiento y levantamiento del orógeno y posdatan el pico metamórfico principal, siendo similares a las reportadas por CORDANI *et al.* (2005) en el Macizo de Garzón, en Colombia.

Tabla 1. Edades radiométricas de rocas del terreno Falconia obtenidas por diversos métodos y en distintas rocas y minerales de los núcleos de la plataforma de la ensenada de La Vela, del Complejo de Yumare y en cantos en el cauce del río Bocoy. Ver también las figuras 2, 3, 4 y 5.

# Muestra	Litología y localidad	Método/mineral	Edad (Ma)	Referencia
23-M-22X3	Gneis granulítico máfico-La Vela	U-Pb /LA-ICP-MS Zircón	Pocos datos concordantes entre 950-920 Ma.	BAQUERO <i>et al.</i> (2011)
23-M-22X1	Cuarcita feld-gnt-sill-La Vela	U-Pb /LA-ICP-MS Zircón	Datos discordantes entre 1150-870 Ma.	BAQUERO <i>et al.</i> (2011)
Fa-15	Gneis feldespático-czomícaeo. Complejo San Julián	U-Pb / SHRIMP-RG Zircón	Datos entre 1.060-900 Ma	URBANI <i>et al.</i> (2012, 2014)
a10a 23-M-17X	Gneis granulítico máfico-La Vela	Ar-Ar /step heating Hornblenda	Plateau: 928,7±3,5	BAQUERO <i>et al.</i> (2011)
HF-74	Mármol dolomítico-Río Bocoy	Ar-Ar /step heating Flogopita	Edad integrada: 862,4±4,5	FOURNIER <i>et al.</i> (2010)
a8a 23-M-12	Gneis metapelítico-La Vela	Ar-Ar /step heating Biotita	Edad total del gas: 785,2±2,4	BAQUERO <i>et al.</i> (2011)
a9b 23-M-12	Mármol dolomítico-La Vela	Ar-Ar /step heating Flogopita	Edad total del gas: 837,2±2,1	BAQUERO <i>et al.</i> (2011)
a9a 23-M-12	Mármol dolomítico-La Vela	Ar-Ar /step heating Flogopita	Edad total del gas: 834,4±2,1	BAQUERO <i>et al.</i> (2011)
Fa-148	Gneis cuarzo-feldespático-Mesa de Cocodite	U-Pb /LA-ICP-MS Zircón	Intervalo de 1050-750 Ma, mayormente alrededor de 950-900 Ma	MENDI <i>et al.</i> (2013), MENDI (2013)
YA-253B	Granulita félsica-Complejo El Guayabo	U-Pb /LA-ICP-MS Zircón	Núcleos: 1.171 Ma Bordes: 987 Ma	M. BAQUERO (com. pers. en GRANDE (2013))

Un gneis cuarzo-feldespático datado por U-Pb en zircón arrojó interceptos superior e inferior de concordia de 1.071 ± 35 Ma y 401 ± 69 Ma (MENDI *et al.* 2013). Edades U-Pb en zircón entre 1.060-900 Ma han sido determinadas por URBANI *et al.* (2012, 2014) en una roca metasedimentaria incluida por LOZANO & MUSSARI (2010) en el Complejo Yumare.

Sin embargo, GRANDE (2012) ha demostrado con base a su asociación mineral metamórfica de bajo grado, que esta roca en realidad pertenece al Complejo San Julián, unidad

que constituye casi en su totalidad el macizo Salsipuedes, el más oriental de los cuatro macizos que afloran en la zona al norte de Yumare, en el NO de Yaracuy y que caracteriza por un metamorfismo en la facies de anfibolita epidótica, donde las litologías máficas contienen el conjunto barroisita-epidoto.

Este hallazgo en parte resuelve la controversia de la edad de esta unidad tan vasta y variada, que aflora desde Yaracuy hasta el cabo Codera, en Vargas. Todos estos datos geocronológicos se listan en la Tabla 1.

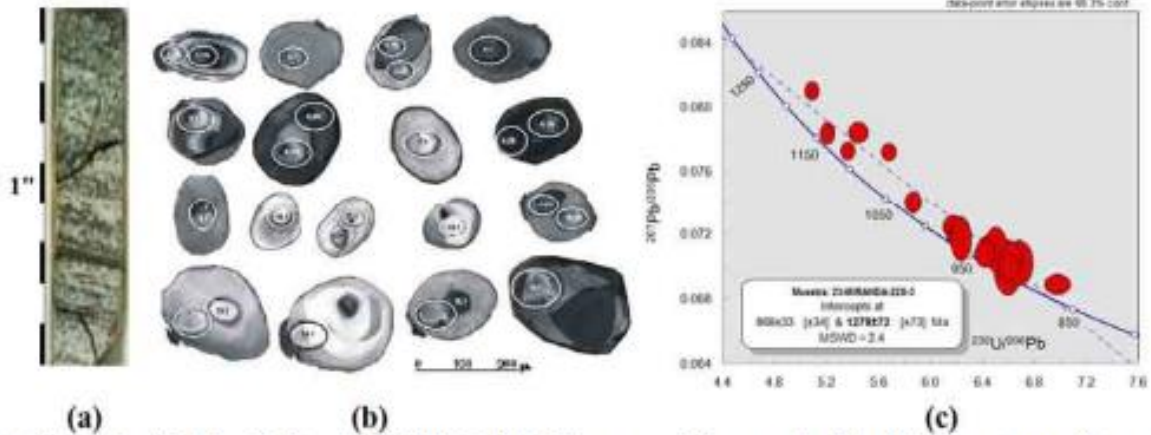


Fig. 8. (a) Fotografía del núcleo 23-Miranda-22X 9312'-9324' del basamento de la ensenada de La Vela de gneis granulítico máfico del basamento de la ensenada de La Vela, las marcas a la izquierda del mismo denotan espesor en pulgadas. b) Zirrones extraídos del mismo, las elipses muestran sitios de impacto la sonda de láser utilizada para la espectrometría de masas (técnica LA-ICP-MS), y c) Diagrama de concordia Tera-Wasserburg construido con estos datos isotópicos de U-Pb, mostrando edades mayormente discordantes de posible zirrones heredados y solo unas pocas edades concordantes entre 940-920 Ma, que son algo más jóvenes de las correspondientes al metamorfismo de alto grado, correlacionable con la fase Rigolet de la orogénesis Grenvilliana, evidenciando posiblemente una pérdida de Pb* radiogénico. Tomado de BAQUERO et al. (2011).

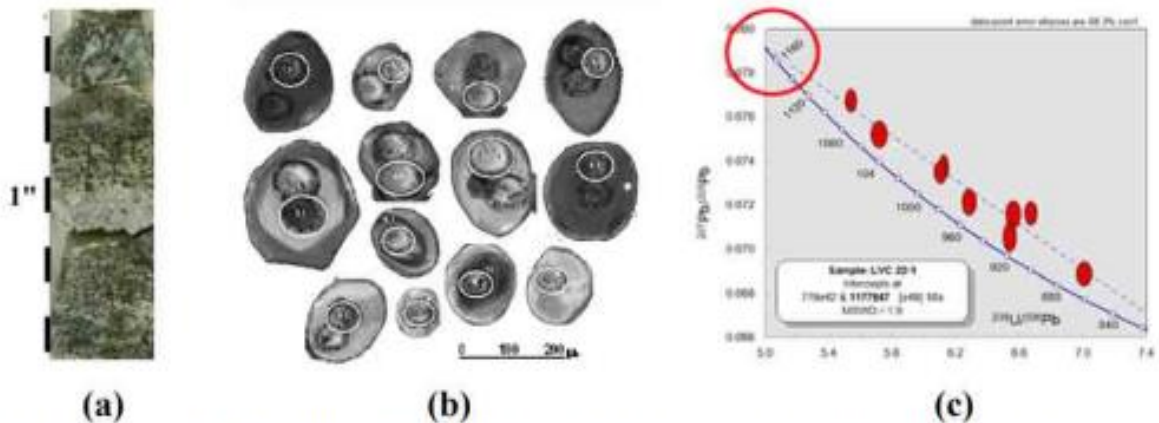


Fig. 9. (a) Fotografía del núcleo 23-Miranda-21-1 8933'-9042' del basamento de la ensenada de La Vela de cuarcita feldespático-granatífero-sillimanítica del basamento de la ensenada de La Vela, b) Zirrones con morfología de pelota de fútbol (soccer ball) extraídos de la misma; y c) Diagrama de concordia Tera-Wasserburg construido con estos datos isotópicos de U-Pb, mostrando edades totalmente discordantes, no teniendo los interceptos superior e inferior de la discordia significado geológico alguno, por tratarse de zirrones heredados en una roca metasedimentaria. Tomado de BAQUERO et al. (2011).

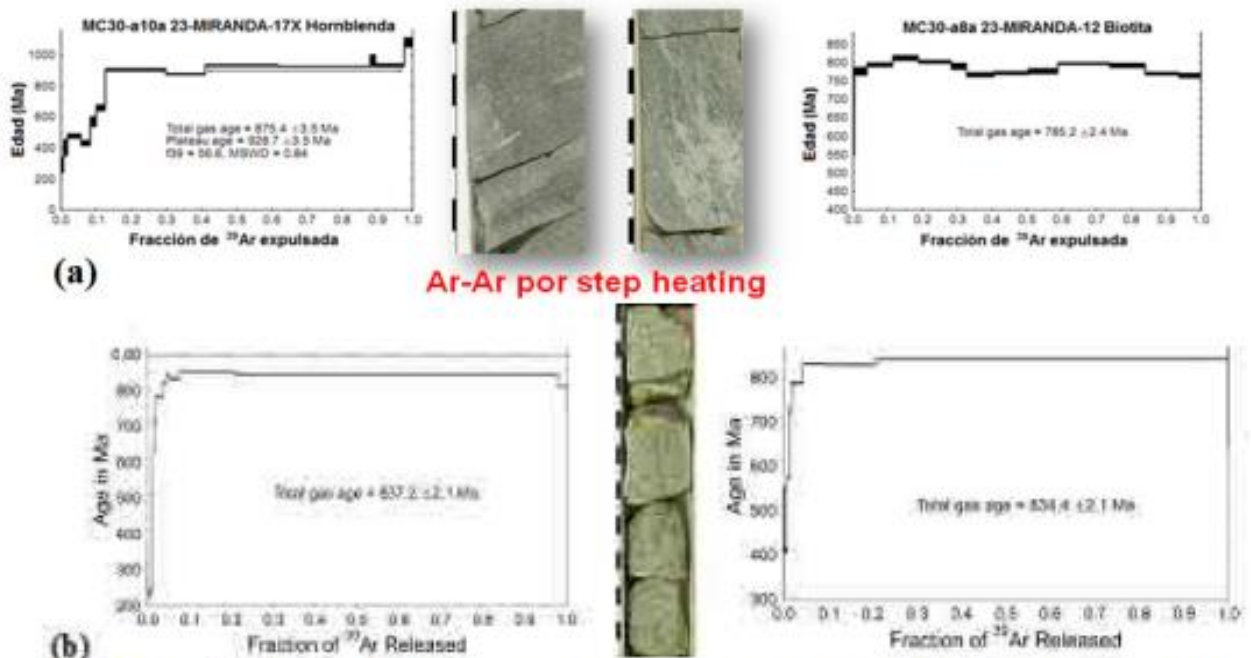


Fig. 10. Edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de núcleos del basamento de la ensenada de La Vela obtenidas por el método de step heating. a) En hornblenda de gneis granulítico máfico MC30-a10b-23-Miranda-17: $928,7 \pm 3,5$; y en biotita en gneis metapelítico de alto grado MC30-a8b-23-Miranda-17: $785,2 \pm 2,4$ Ma. b) En flogopita de los mármoles dolomíticos MC30a9b-23-Miranda-12-8731'-8734': $837 \pm 2,1$ Ma y MC30a9a-23-Miranda-12: $834,4 \pm 2,1$ Ma. Estas edades un tanto jóvenes corresponden probablemente a las edades de enfriamiento y levantamiento del orógeno Putumayo y no al pico termal del metamorfismo de alto grado del evento Rigolett. Las marcas en los núcleos corresponden a pulgadas. Tomado de BAQUERO et al. (2011).

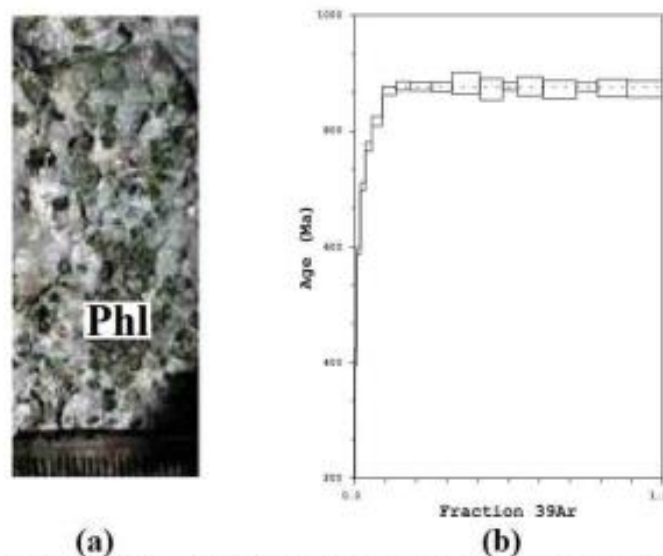


Fig. 11. Muestra La-34 de mármol serpentínico-diópsido-flogopítico, canto rodado en el cauce del río Bocoy. a) Fotografía de la muestra, escala en mm. b) Edad integrada ^{40}Ar - ^{39}Ar en flogopita del mármol HF-74 RM 425-355 obtenida por el método de step heating, de $862,43 \pm 4,52$ Ma, determinada un canto rodado del río Bocoy similar al que se muestra en (a), que representa la edad del último metamorfismo greenvilleano de alto grado en una roca metasedimentaria, que corresponde a la fase Rigolett del evento Elzeviriano. Tomado de FOURNIER et al. (2010).

EVIDENCIAS GEOFÍSICAS

En el mapa de anomalía de Bouguer presentado por LINARES (2013) (Fig. 12) este autor interpreta una delimitación del terreno Falconia en profundidad. Este bloque continental probablemente fue acrecido al margen

norte de Suramérica durante el Paleoceno-Eoceno, de modo transpresivo, pero evidencia de esta acreción continental se halla en la Ofiolita de Siquisique, que representa un fragmento del proto-Caribe obducido durante esta colisión (KERR et al., 2009).

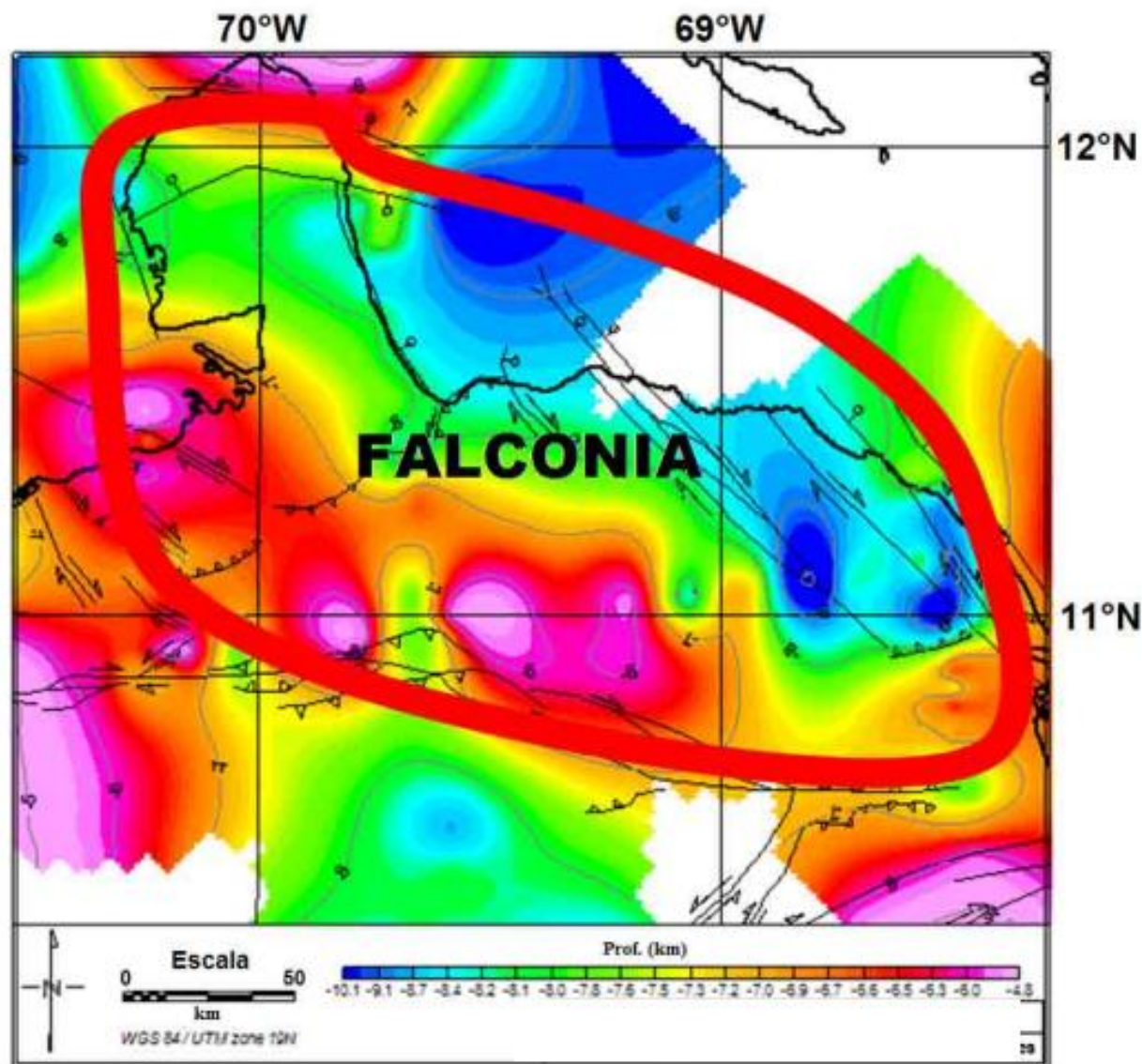


Fig. 12. Mapa anomalía de Bouguer del noroccidente de Venezuela donde se demilita en profundidad el posible basamento del terreno Falconia en el NO de Venezuela. La curva roja representa el posible límite espacial del mismo al norte de la falla de Boconó y en línea negras se muestran los principales sistemas de fallas cuaternarias de Venezuela según FUNVISIS (Tomado de LINARES 2013).

Es evidente en el mapa que en el norte de Falconia las rocas no debieron haber sufrido gran deformación durante la acreción de este Terreno, excepto por el emplazamiento tectónico de la napa o lonja de litósfera oceánica representada por el Complejo Ofiolítico de Paraguaná, mientras que partes sur-centrales de este bloque, que interactuaron con el margen norte de Suramérica, fueron involucradas en el emplazamiento de las napa de Lara y de la Ofiolita de Siquisique durante el Paleógeno. Durante el Pérmico, el terreno Falconia fue intrusionado por plutones graníticos, como la Metagranodiorita de El Amparo, donde L. Camposano y J. Pinto (com. personal a M. Baquero, julio de 2011) hallaron xenolitos de granofel clinopiroxénico-epidótico, con zircones tipo "soccer ball", que probablemente provienen de un basamento oculto,

Neoproterozoico de alto grado, que subyace a la actual península de Paraguaná.

PROVENIENCIA DEL TERRENO FALCONIA

GRANDE & URBANI (2009) y GRANDE (2013) propusieron que estas rocas eran de afinidad grenvilliana y que posiblemente tenían edad Neoproterozoico, en base a las asociaciones litológicas descritas, similares a las halladas en otros terrenos grenvillianos de Norteamérica (Provincia de Grenville, montes Adirondack, Blue Mountains, Llano Uplift), Centroamérica (bloques Oaxaca, Chortis y Yucatán-Maya) y Suramérica (varios bloques y terrenos en Colombia, Ecuador, Perú, Bolivia, Brasil y Argentina). La correlación más evidente es con la zona granulítica al oeste de la Sierra Nevada de Santa Marta (ORDOÑEZ *et al.* 2002), el macizo de Garzón, en la

cordillera Oriental de Colombia (CARDONA *et al.* (2005), y sobre todo con el macizo de Oaxaca, en el sur de México (DOSTAL *et al.* 2008 y ORTEGA-OBREGÓN *et al.* 2008), donde afloran asociaciones litológicas del todo similares a las halladas en los núcleos de La Vela y el cerro El Guayabo.

Modelos recientes de CARDONA *et al.* (2005), ORTEGA-OBREGÓN *et al.* (2008), e IBAÑEZ-MEJÍA *et al.* (2011) proponen la existencia de márgenes continentales activos o arcos volcánicos con sus respectivas cuencas retro-arco, ubicados en el margen norte de Amazonia durante el Mesoproterozoico (Fig. 13a₁,a₂). La colisión del norte de Amazonia con el sur de Báltica generó un orógeno colisional de grandes proporciones, el orógeno Putumayo, como parte del gran orógeno Grenville global, siendo un ramal casi ortogonal a éste, ocurriendo el cierre final de todas las cuencas oceánicas y retro-arco durante el evento Rigolett, hace unos 980±20 Ma, generándose el supercontinente neoproterozoico de Rodinia. Según IBAÑEZ-MEJÍA *et al.* (2011) el orógeno Putumayo está evidenciado en los extensos afloramientos granulíticos del macizo de Garzón (cordillera Oriental de Colombia) y en núcleos de varios pozos perforados en el basamento de los llanos Orientales de Colombia, al este de dicho Macizo.

La reconstrucción de Rodinia y el orógeno Grenville ha sido difícil, algunos autores consideran que el cierre oceánico se produjo por la colisión directa o transpresiva entre el margen este de Norteamérica y el oeste de Amazonia. Sin embargo, en un trabajo reciente IBAÑEZ-MEJÍA *et al.* (2011) proponen más bien una colisión entre el margen norte de Amazonia y el sur de Báltica, ocurriendo el cierre oceánico con la colisión de un arco volcánico aledaño al margen norte de Amazonia (Fig. 13b), separado de ésta por una cuenca retro-arco ensiálica, que fue primero invertida y sobrecorrida, generando un metamorfismo de grado medio en la facies de la anfíbolita, con evidencias de migmatización (Fig. 13c). El cierre final se conoce como evento Rigolett, ocurrió hace 980 ±20 Ma y se caracterizó por un metamorfismo de alto grado, en la subfacies de la granulita piroxénica. Este evento ocasionó la colisión terminal entre Laurentia, Báltica y Amazonia, que generó el supercontinente de Rodinia y los orógenos Grenvilliano-Putumayo-Sunsás (Figs. 13c,d). Este metamorfismo de alto grado fue el responsable de la recristalización, neomineralización y deformación de la secuencia sedimentaria carbonático-evaporítico-psamítico-pelítica y su probable basamento ígneo-metamórfico.

Según el modelo geotectónico del orógeno Putumayo de IBAÑEZ-MEJÍA *et al.* (2011) la colisión de un arco migratorio con el margen norte de Amazonia cerró una serie de cuencas extensionales ensiálicas, generando un

metamorfismo de grado medio, evidenciado por hornblenda, cordierita, granate y biotita. Posteriormente todo este orógeno primordial sufrió una nueva colisión con el margen sur de Báltica, generando el orógeno Putumayo, caracterizado, al igual que el Grenvilliano, por un metamorfismo de alto grado, seguido por delaminación litosférica, con lo cual se produjo la intrusión posttectónica de la suite anortosita-mangerita-charnockita-granito en la raíz del Orógeno. La evidencia petrográfica en muchas rocas de Falconia sustenta esta hipótesis, pues el granate, la biotita y la cordierita han desarrollado una corona de sillimanita o inclusiones de la misma y la hornblenda ha sido deshidratada para generar clinopiroxeno. Todas las alteraciones de baja temperatura que se observan son de tipo hidrotermal, muy posiblemente ocurridas durante el emplazamiento tectónico del terreno Falconia, siendo la mayoría de las rocas granoblásticas, donde el bandeamiento gnéisico observado en algunas de ellas fue generado durante el metamorfismo granulítico de la orogénesis Putumaya.

CARDONA *et al.* (2005) proponen una posible prolongación de este Orógeno por debajo de los llanos Altos Occidentales de Venezuela, y consideran todos los terrenos situados al norte de Colombia y NO de Venezuela como bloques alóctonos del mismo, acrecidos al continente por la irrupción de la placa del Caribe entre Norte y Suramérica, que los desmembró, desplazó, deformó y sobrecorrió por encima del margen continental de Suramérica (Fig. 14 y 15). El aquí definido terreno Falconia podría ser tan solo uno de estos bloques, ubicado actualmente en el NO de Suramérica y de Venezuela.

Posteriormente, en el Neoproterozoico tardío, Rodinia, como todo supercontinente, se disgregó a lo largo de una vasta red de *rifts* continentales y sus fragmentos a la deriva se separaron generando nueva corteza oceánica: los océanos Reico y Iapetus. Estos océanos fueron subducidos por debajo de varios márgenes activos y arcos volcánicos, hasta colisionar de modo sucesivo y diacrónico durante varios eventos orogénicos paleozoicos, desde el Cambro-Orodovícico (orogénesis Tacónica-Caledoniana), al Devónico (orogénesis Acadiana-Variscana) al Pérmico (orogénesis Allegheniana-Hercínica). La sutura terminal del Pérmico tardío dio origen al supercontinente de Pangea y en el vasto orógeno generado quedaron tectónicamente emplazados varios bloques de basamento grenvilliano, que en los montes Apalaches reciben el nombre de *inliers* (HATCHER, 1987), siendo intrusionados en varios lugares (Oaxaca, Garzón, Paraguaná) por batolitos graníticos anatócticos durante el Paleozoico tardío y luego redistribuidos como bloques alóctonos durante la orogénesis Caribeña.

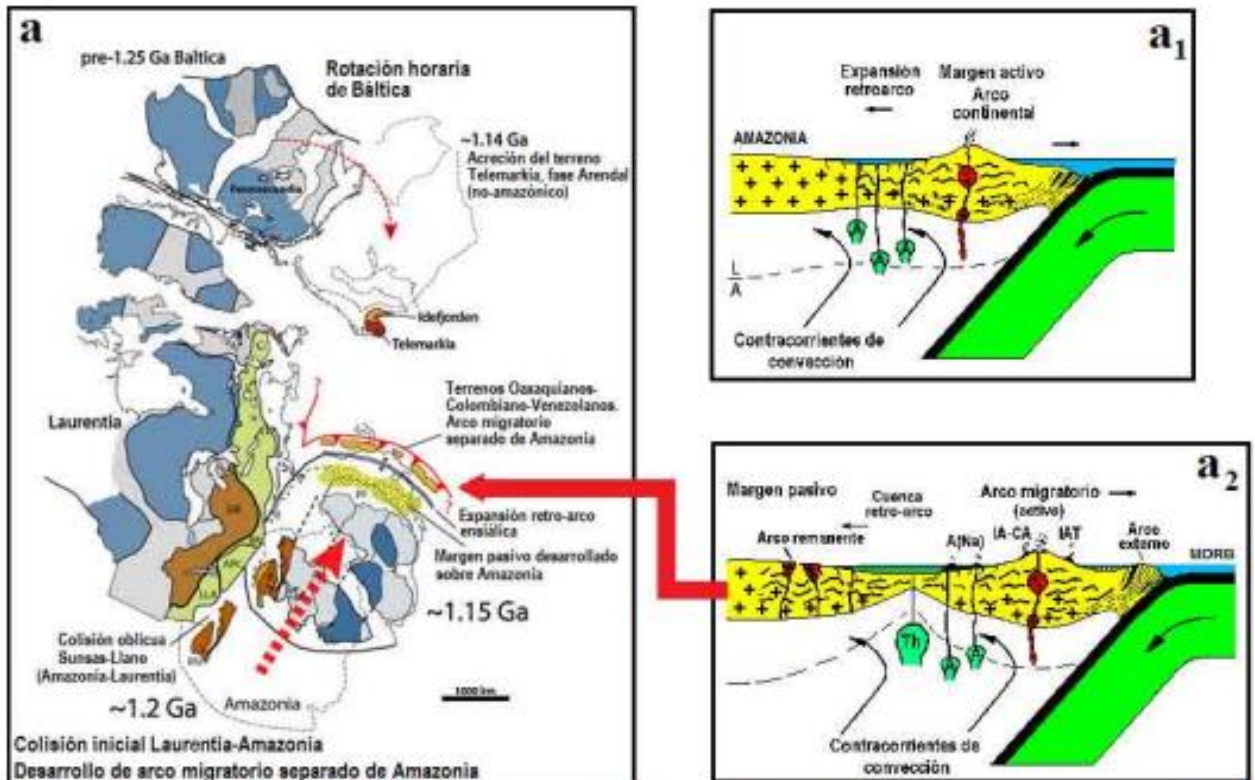


Fig. 13. Modelo tectónico del orógeno Putumayo, de dónde provino posiblemente el terreno Falconia (reconstrucción paleogeográfica y secciones geotectónicas): a₁) Se generó un margen activo en el norte de Amazonia durante el Neoproterozoico, caracterizado por expansión retro-arco; a₂) Se generó un arco migratorio y una cuenca extensional ensiálica, con actividad ígnea intraplaca bimodal y la depositación de secuencias carbonática-pelíticas, evaporíticas y turbidíticas. Reconstrucciones paleogeográficas y cortes basados en el modelo tectónico de IBAÑEZ-MEJÍA et al. (2011).

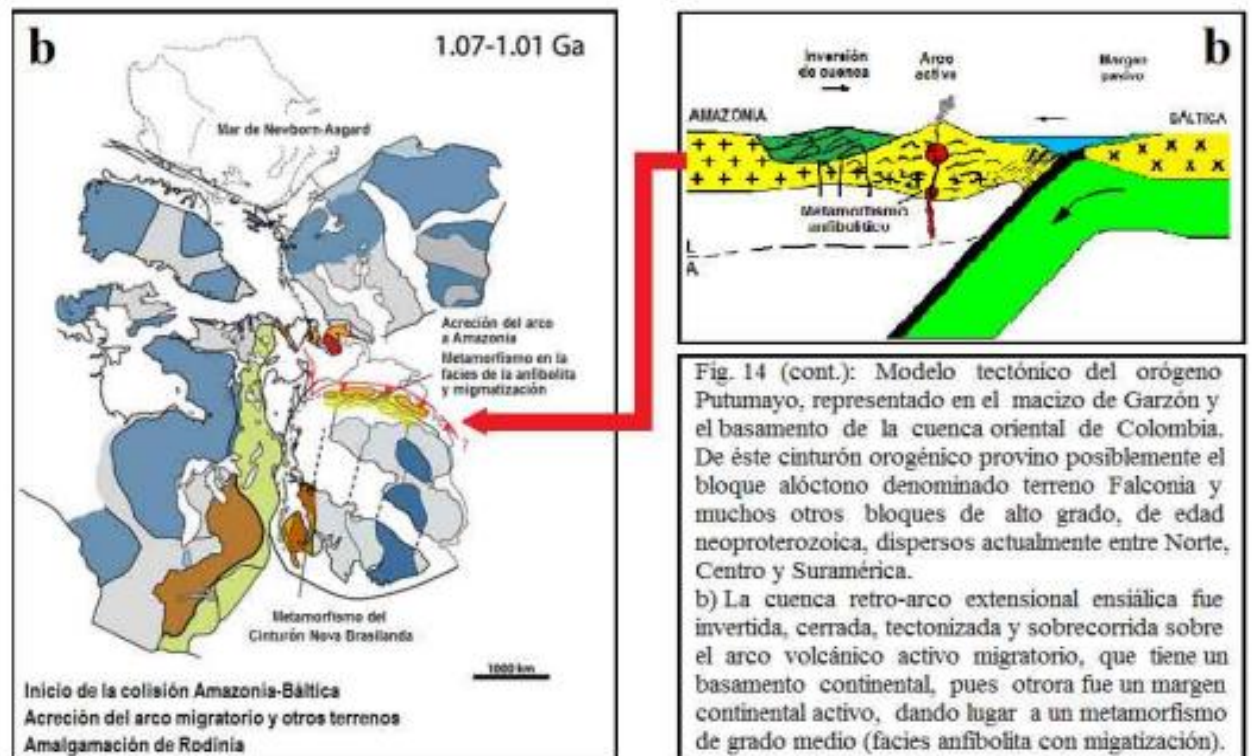


Fig. 14 (cont.): Modelo tectónico del orógeno Putumayo, representado en el macizo de Garzón y el basamento de la cuenca oriental de Colombia. De éste cinturón orogénico provino posiblemente el bloque alóctono denominado terreno Falconia y muchos otros bloques de alto grado, de edad neoproterozoica, dispersos actualmente entre Norte, Centro y Suramérica.

b) La cuenca retro-arco extensional ensiálica fue invertida, cerrada, tectonizada y sobrecorrida sobre el arco volcánico activo migratorio, que tiene un basamento continental, pues otrora fue un margen continental activo, dando lugar a un metamorfismo de grado medio (facies anfibolita con migmatización).

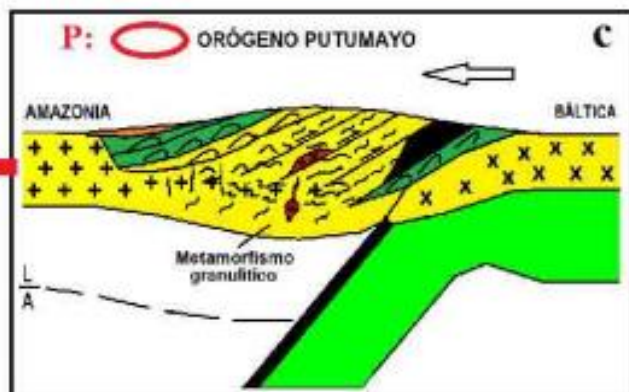
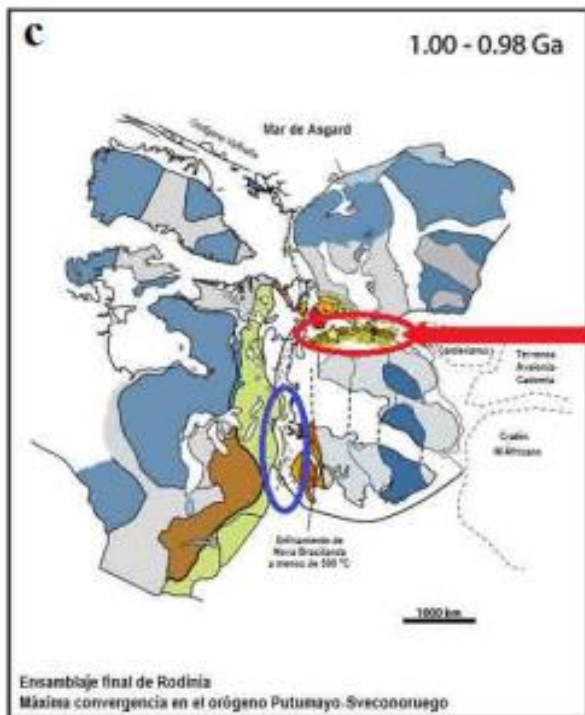


Fig. 14 (cont): Modelo tectónico del orógeno Putumayo, de dónde provino posiblemente el terreno Falconia.

c) Hace 1,0-0,98 Ga ocurrieron colisiones entre el margen norte de Amazonia y el sur de Báltica, y entre el margen oeste de Amazonia y el margen este de Laurentia, que generaron el orógeno Grenvilliano, con un ramal casi ortogonal a él: el orógeno Putumayo P, originado por la colisión terminal entre Amazonia y Báltica; mientras que el orógeno Sunsás se generó como una continuación al sur del Grenvilliano, producto de una transpresión entre el este de Laurentia y el oeste de Amazonia.

Fig. 13 (cont.). Modelo tectónico del orógeno Putumayo. Sutura terminal entre Amazonia y Báltica. Reconstrucciones paleogeográficas y cortes basados en el modelo tectónico de IBAÑEZ-MEJIA et al. (2011).

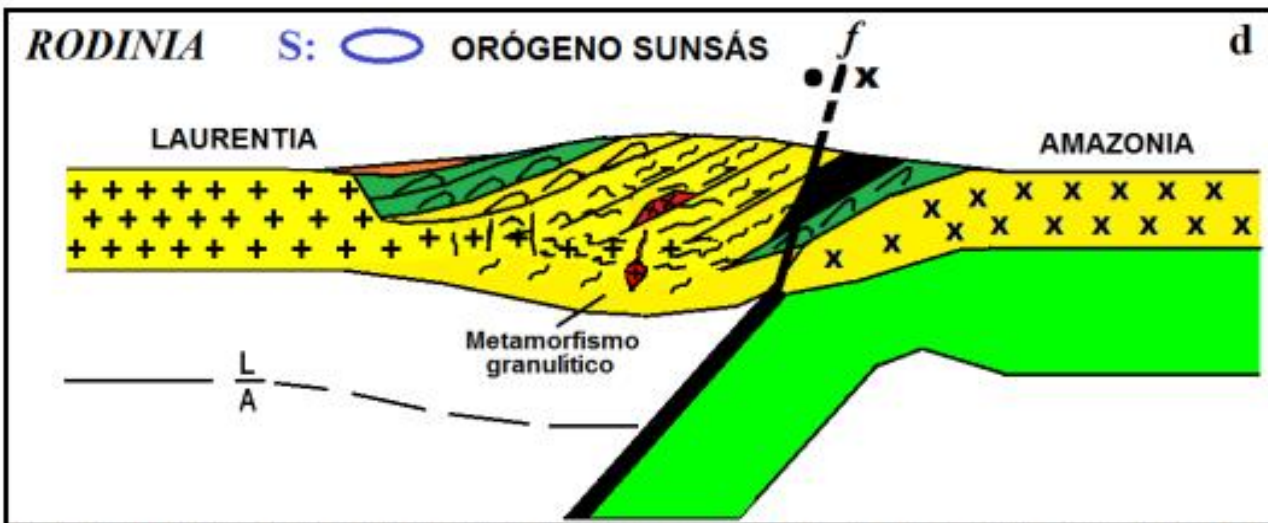


Fig. 13 (cont.). d) Sutura terminal entre Laurentia y Amazonia: Cierre total de todas las cuencas oceánicas: evento Rigolett de la orogénesis Grenville, hace unos 980 ± 20 Ma, que se caracterizó por un metamorfismo de alto grado, en la subsficies de la granulita piroxénica y generó el supercontinente neoproterozoico de Rodinia. Reconstrucciones paleogeográficas y cortes basados en el modelo tectónico de IBAÑEZ-MEJIA et al. (2011).

Pangea, al igual que el anterior supercontinente de Rodinia, comenzó a disgregarse durante el Jurásico, generando nuevas cuencas oceánicas, como el océano Atlántico, el golfo de México y el proto-Caribe. Al separarse Pangea se disgregó también el orógeno Allegheniano-Hercínico con su basamento grenvilliano subyacente, quedando varios microcontinentes y terrenos alóctonos dispersos entre los nuevos bloques continentales formados: Laurentia y Gondwana (Fig. 14a). Los bloques formaban un complejo mosaico adosado a los márgenes

NO y norte de Gondwana, pero fueron desplazados, desmembrados, deformados, y sometidos a metamorfismo retrógrado de bajo grado y cataclasis, cuando el sistema arco-trinchera de la placa del Caribe entró en colisión transpresiva secuencial, primero con el margen oeste, durante el Cretácico tardío, y luego con el margen NO de Suramérica, durante el Paleógeno (Fig. 14b) (MANN et al. 1995). De este modo el terreno Falconia quedó adosado durante el Paleoceno-Eoceno al margen NO de Suramérica, donde se encuentra actualmente, severamente tectonizado.



Fig. 14. a) Mosaico de terrenos proterozoico-paleozoicos entre Gondwana y Laurentia atrapados durante la formación de Pangea, a finales del Pérmico. Terrenos: M: Mizteca; O: Oaxaquia; Co: Chortis; Ch: Chibcha; S-M: Santa Marta; M-C: Mérida-Caparo; Y-M: Yucatán-Maya. Uno de estos es el terreno Falconia (estrella amarilla), que se hallaba posiblemente ubicado al norte del terreno Mérida-Caparo, asociado o formando parte de los bloques Santa-Marta o Yucatán-Maya, donde afloran litologías del todo similares a las de Falconia, tanto en su edad como por en su asociación metamórfica. Modificado de CARDONA et al. (2002).
 b) Durante la colisión transpresiva de la placa del Caribe con el margen norte de Suramérica se produjo el emplazamiento de napas del arco de Grenada, del prisma de acreción de Barbados (rocas de alta P/T) y la acreción de numerosos bloques continentales alóctonos con edades del Proterozoico al Pérmico. El modelo permite suponer la existencia de terrenos similares en el centro-norte y NE de Venezuela, donde estos bloques pudieran haber sido llevados hacia el este durante la colisión transpresiva secuencial que tuvo lugar a partir del Paleoceno. Posiciones secuenciales del arco de Grenada: CS: Cretácico Tardío; P: Paleoceno; E: Eoceno; O: Oligoceno; M: Mioceno; A: actual. La estrella ubica al Terreno Falconia. Modificado de MANN et al. (1995).

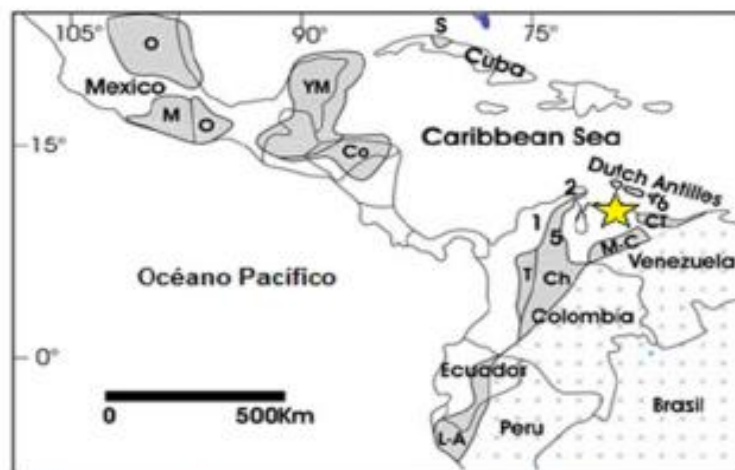


Fig. 15. Posición actual del terreno Falconia debido a su acreción al margen NO de Suramérica durante la colisión secuencial de la placa del Caribe con este gran bloque continental. La estrella ubica al Terreno Falconia. Modificado de CARDONA et al. (2005).

CONCLUSIONES

Con base en evidencias litológicas, petrológicas, geocronológicas y geofísicas se sugiere la existencia de un bloque alóctono o terreno tectono-estratigráfico, o mosaico de bloques, acrecido al margen NO de Suramérica, el **terreno Falconia**. Éste constituye el basamento metamórfico Meso-Neoproterozoico (1.150-876 Ma) de la cuenca de Falcón y la península de Paraguaná, que se prolonga hacia el SE hasta el NE de Yaracuy, donde la acción transpresiva de los sistemas de fallas de Oca-Ancón y Boconó ha exhumado modestos macizos granulíticos que constituyen las unidades de los complejos Yumare y El Guayabo. Las rocas del terreno Falconia afloran también, aunque muy

limitadamente en la parte central de la península de Paraguaná, donde ha sido hallado una nueva unidad de gneis cuarzo-feldespático datado por U-Pb en zircón, con edades en un intervalo de 1050-750 Ma, pero mayormente alrededor de 950-900 Ma (MENDI et al. 2013, BAQUERO 2013, MENDI 2013).

Las rocas neoproterozoicas de alto-medio grado del terreno Falconia exhiben tres asociaciones litológicas distintivas: a) metasedimentaria, constituida por cuarcita feldespático-granatífera (metarcosa a metawaca cuarzosa), gneis cordierítico-sillimanítico (metapelita), mármol magnesiano silíceo, roca calco-silicatada, incluyendo metaevaporita, y paragrafol ultramáfico; b) plutónica, constituida por una suite anortosita-

charnockita-mangerita-granito (AMCG) desmembrada, tectonizada y alterada, y c) metavolcánica, constituida por posibles intrusiones o extrusiones basálticas transformadas a anfibolita, y posible metatoba félsica, ahora granulita plagioclásico-cuarzo-granatífero-clinopiroxénica. Casi todas estas rocas han sufrido fuerte recristalización, deformación y alteración hidrotermal.

Las litologías más diagnósticas son las metacarbonáticas, que exhiben minerales primarios un tanto exóticos como: condrodita, diópsido, flogopita, espinela, yeso (*ps.* de anhidrita), serpentina (*ps.* de forsterita), Ca-LREE-carbonato-escapolita y tremolita (GRANDE 2013), especies que pueden relacionarse con secuencias sedimentarias evaporíticas del tipo *sabkha*, caracterizadas por la presencia de sales haloideas alcalinas, sulfatos de Ca y sulfuros de Cu-Fe exhalativos, en margas y lutitas Mg-esmectíticas y calizas dolomíticas, depositadas en cuencas de tipo *rift* o retro-arco extensional ensiálicas e interestratificadas con sedimentos arcósicos y/o tobas riolíticas, posiblemente depositadas sobre un basamento metamórfico mesoproterozoico., siendo todo el conjunto metamorfozado a alto grado, y posteriormente intrusionado por una suite AMCG, y diques máficos posttectónicos. Es característica la asociación ígnea bimodal basalto-riolita (o gabro-granito) en este Terreno, que se genera en cuencas extensionales intracontinentales o ensiálicas.

Las asociaciones metamórficas diagnósticas de metamorfismo de alto grado, en la subfacies granulita piroxénica, comprenden ensamblajes en equilibrio y contacto mutuo con puntos triples como cordierita + ortopiroxeno + granate + cuarzo, clinopiroxeno + ortopiroxeno + plagioclasa + titanita y cordierita + clinopiroxeno + cuarzo. Muchos minerales anhidros originales de alta temperatura han sufrido efectos hidrotermales y han sido pseudomorfozados por fases hidratadas, como serpentina-talco (*ps.* de forsterita), clorita (*ps.* de granate, flogopita, condrodita y piroxenos), yeso (*ps.* de anhidrita), epidoto y anfíbol tremolítico-actinolítico (*ps.* de clinopiroxeno).

Falconia fue posiblemente fuente de sedimentos pefíticos durante el Paleógeno, lo que se evidencia por el hallazgo de cantos rodados de alto-medio grado en los conglomerados de las formaciones Matatere y Casupal, en Venezuela, y en la Formación Soebi Blanco, en la isla de Bonaire (URBANI *et al.* 2013).

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. Muy especialmente a Marvin Baquero de PDVSA-Intevp por los datos geocronológicos. A Herbert Fournier de la Queens University (Toronto,

Canadá), al Ing. Eduardo Rivadeneyra, a los proyectos Geodinos y LOCTI (2012002253, Investigaciones geológicas del norte de Venezuela) de Funvisis y a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la U.C.V.

BIBLIOGRAFÍA

- AGUILERA Z. & D. VALLENILLA. 1985. *Geología de la zona de La Entrada-Naguanagua, Carabobo*. EGMG, UCV. Trabajo Especial de grado. Inédito: 316 p.
- ANGULO L. & JURADO M. 2004. Estudio petrográfico de las rocas del macizo Ávila, recolectadas entre los ríos Miguelena y Camurí chico y las quebradas Tacamahaca y Chacaito. Estados Vargas y Miranda. *Geos*, UCV, Caracas, 37: 4-5 + 585 p. en CD.
- BAQUERO M. 2013. *Evolución geodinámica de la cuenca de Falcón y su basamento: Basados en datos de geocronología, geoquímica e isótopos*. Univ. Central Venezuela. Dept. Geología, Caracas. Tesis doctoral en progreso.
- BAQUERO M., U. CORDANI, K. SATO, F. URBANI, S. GRANDE & D. MENDI. 2011. Geocronología del basamento en el noroccidente de Venezuela: basado en datos de U-Pb en zircón por LA-ICP-MS. *Geos*, UCV, Caracas, 41: 16-19 + 21 láminas en carpeta 1 del DVD.
- 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, ^{40}Ar - ^{39}Ar and Sm-Nd model ages: Evidence of remnants of the Grenvillian Event in the basement of the Falcon and Maracaibo Basins, northwestern Venezuela. *XIV Cong. Latinoamericano de Geología, Symposium Tectónica evolution of Western Gondwana: Linking Precambrian basement architecture with terrane processes*, Medellín, Colombia, Abstract 1: 320-312.
- BELLIZZIA, A. y D. RODRÍGUEZ G., 1976. Geología del estado Yaracuy. *Bol. Geol., Caracas, Pub. Esp.* 5, 6: 3317-3417.
- CARDONA A., U. CORDANI & W. McDONALD. 2005. Tectonic correlations of pre-Mesozoic crust from the northern termination of the Colombia Andes, Caribbean region. *Journal of South American Earth Sciences* 21: 357-354.
- CORDANI, U.G., A. CARDONA, D.M. JIMÉNEZ, D. LIU & A.P. NUTRAN, 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. En: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. (eds), 2005. *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. Geological Soc., London, Spec. Pub., 246: 329-346.
- CHIARENZELLI J, M. LUPULESCU, E. THERN & B. COUSENS. 2010. Tectonic implications of the discovery of a Shawinigan ophiolite (Pyrites Complex) in the Adirondack Lowlands. Downloaded

- from geosphere.gsapubs.org on April 21, 2011. *Geosphere* 2011;7: 333-356, doi: 10.1130/GES00608.1.
- CORREA J. & E. QUINTERO. 2011. *Evaluación geológica-mineralógica de la mina PIM 9000, ubicada al noroeste de El Tinaco, estado Cojedes*. UCV, EGMG, Trabajo Especial de Grado, Inédito: 147 p.
- DOSTAL J., J. D. KEPPIE, H. MC.DONALD & F. ORTEGA-GUTIÉRREZ. 2008. Sedimentary Origin of the Calcareous Intrusions in the ca. 1 Ga Oaxacan Complex, Southern Mexico. Tectonic Implications, in *Middle American Terranes, Potential Correlatives, and Orogenic Processes*. International Geological Correlation Program Project N° 453: Comparison of Modern and Ancient Orogens-Uniformitarianism Revisited, J. D. KEPPIE, J. BRENDAM-MURPHY, F. ORTEGA-GUTIÉRREZ, & W. G. ERNST eds. CRC Press: 397 p.
- ESCORIHUELA N. & RONDÓN J. 2004. Estudio geológico de las rocas ígneas que afloran en la parte central de la cuenca de Falcón. *Geos* (UCV, Caracas), 37: 58-59 + 247 p. en CD.
- FOURNIER H, J. K. W. LEE & F. URBANI. 2010. Thermochronology Ar-Ar of samples of the Miguelena River, Vargas State and the Grenvillian-related rocks in the Bocoay River, Portuguesa State, Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 41: 15-18.
- GRANDE S. 2007. Xenolitos en las lavas del cerro Atravesado, cuenca de Falcón central. *Memorias IX Congreso Geológico Venezolano*, UCV, Caracas, nov. 2007, en CD. [Reproducido en *Geos*, UCV, Caracas, 39(2007): 89 + 10 p. en carpeta 154 del DVD, 2008].
- 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. 2012a. Terreno Falconia: bloque alóctono de alto grado en el NO de Venezuela. *IV Simposio de Geociencias de Rocas Ígneas y Metamórficas*, que se realizó en el marco del *I Congreso Venezolano de Geociencias*, Caracas, dic. 2011. *Geos*, UCV, Caracas, 42: 56-59.
- GRANDE S. 2012b. Petrología de las rocas de alto grado metamórfico del terreno Falconia. *IV Simposio de Geociencias de Rocas Ígneas y Metamórficas*, que se realizó en el marco del *I Congreso Venezolano de Geociencias*, Caracas, dic. 2011. *Geos*, UCV, Caracas, 42: 60-63.
- GRANDE S. 2013. *Petrología de las rocas de alto grado metamórfico presentes en el noroccidente de Venezuela*. Tesis de Magister, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, UCV, Caracas, Venezuela. [Reproducido en *Geos*, UCV, Caracas, 45, este número].
- GRANDE S., F. URBANI & D. MENDI. 2007. Presencia de un basamento Grenvilliano de alto grado en el noroeste de Venezuela. *Memorias IX Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, nov. 2007. [Reproducido en *Geos*, UCV, Caracas, 39 (2007): 90 + 16 p. y 43 láminas en carpeta 155 de DVD, 2008].
- 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, Spec. Pub., 328: 533-548.
- HACKLEY P., F. URBANI & C. GARRITY. 2005. *Geological shaded relief map of Venezuela 1:750000*. United States Geological Service (USGS) Open File Report 2005-1038. <http://pubs.usgs.gov/of/2005/1038>.
- HATCHER R. D. JR. 1987. Tectonics of the Southern and Central Appalachian Internides. *Annual Rev. in Earth and Planetary Sciences*, 15: 337-362.
- HILDEBRAND R. S. & R. M. EASTON. 1995. An 1161 Ma suture in the Frontenac terrane, Ontario segment of the Grenville Orogen. *Geology*, 23: 917-920
- IBAÑEZ-MEJÍA M., J. RUÍZ, V.A. VALENCIA, A. CARDONA, G. GEHRELS & A. MORA. 2011. The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U-Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, 171: 58-77.
- JAIMES M. 2012. Estudio geológico-petrográfico de la zona de Crucito-Albarico-Carabobo, estado Yaracuy. *Geos*, UCV, Caracas, 42: 126-127 + 108 p. en carpeta 5 de DVD.
- KERR A.C., I. NEILL, F. URBANI, R. SPIKINGS, T. BARRY & J. TARNEY. 2009. The Siquisique basalts and gabbros, Los Algodones, Venezuela: late Cretaceous oceanic plateau formed within the proto-Caribbean plate? *Am. Geophys. Union*, Fall Meeting 2009, abstract #V41C-2193. [Reproducido en *Geos*, UCV, Caracas, 42: 146 + un cartel en carpeta 19 de DVD, 2012].
- LINARES, F. 2013. *Generación del mapa de basamento de la cuenca de Falcón, a partir de datos gravimétricos y magnéticos satelitales*. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela, Inédito: 140 pag.
- LOZANO F. & A. MUSSARI. 2010. Geología de los macizos ígneo-metamórficos del norte de Yumare, estados Yaracuy y Falcón. *Geos*, UCV, Caracas, 40: 65-66 + 263 p. en carpeta 36 del DVD.

- MANN P., F. TAYLOR, E. LAWRENCE & KU T. 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*. 246: 1-69.
- MARTINEZ J. & G. VALLETTA 2010. Petrografía de las facies gruesas de la Formación Matatere y otras unidades del centro-occidente de Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 40: 67-68 + 298 p. en carpeta 39 del DVD.
- MENDI D. 2013. *Geología de la región Cocodite-Miralejos, península de Paraguaná, estado Falcón*. UCV, EGMG, Tesis de Magister, Caracas. En progreso.
- MENDI D., L. CAMPOSANO, F. URBANI & M. BAQUERO. 2005. Petrografía de rocas del basamento del norte del estado Falcón. *Geos*, UCV, Caracas, 38 (2005): 32-33 + presentación de 42 láminas en carpeta 15 del CD.
- MENDI D., M. BAQUERO, E. PARRA OLIVEIRA, F. URBANI, J. PINTO, S. GRANDE & V. VALENCIA. 2013. *Petrography and U-Pb Geochronology of the Igneous and Metamorphic Units in the Mesa de Cocodite, Paraguaná Peninsula, NW Venezuela*. AGU Meeting of the Americas, Cancún, México. Poster Session. [Reproducido en *Geos*, UCV, Caracas, 45, este número].
- ORDOÑEZ O., M. PIMENTEL & R. MORAES. 2002. Granulitas de Los Mangos, un fragmento grenvilliano en la parte oriental de la Sierra Nevada de Santa Marta. *Revista Acad. Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 26: 169-179.
- ORTEGA-OBREGÓN C., J. D. KEPPIE, L. A. SOLARI, F. ORTEGA-GUTIÉRREZ, J. DOSTAL, R. LÓPEZ, A. ORTEGA-RIVERA & J. W. K. LEE. 2008. Geochronology and Geochemistry of the ca. 917 Ma, Calc-alkaline Etlá Granitoid Pluton (Oaxaca, Southern Mexico): Evidence of Post-Grenvillian Subduction along the Northern Margin of Amazonia, in *Middle American Terranes, Potential Correlatives, and Orogenic Processes*, International Geological Correlation Program Project N° 453: Comparison of Modern and Ancient Orogens-Uniformitarianism Revisited, J. D. KEPPIE, J. BRENDAM-MURPHY, F. ORTEGA-GUTIÉRREZ, & W. G. ERNST eds. CRC Press: 397 p.
- PRIEM H. N. A., D. J. BEETS & E. A. TH. VERDURMEN. 1986. Precambrian rocks in an early Tertiary conglomerate on Bonaire, Netherland Antilles (southern Caribbean borderland): Evidence for a 300 km eastward displacement relative to South American mainland? *Geol. en Mijn*. 65: 35-40.
- ROGERS, J. W. & M. SANTOSH. 2004. *Continents and Supercontinents*. Oxford Univ. Press, Great Britain: 289 p.
- SKERLEC G. M. 1979. *Geology of the Acarigua area*. Princeton University, tesis doctoral. [Reproducido en *Geos*, UCV, Caracas, 39: 199-200 + 315 p. in DVD].
- URBANI F. 2008. La Metadiorita de Todasana, cordillera de La Costa, estado Vargas: geología y geocronología. *Geos*, UCV, Caracas, 39: 94 + 10 p. y 23 láminas en CD.
- URBANI F. 2009. Sillimanita en el norte de Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 40: 39-40 + 34 p. en carpeta 21 del DVD.
- URBANI F., F. LOZANO, A. MUSSARI, S. GRANDE, J. WRIGHT. 2012. Geología de los macizos de Tarana, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes, norte de Yumare, estados Yaracuy y Falcón. *IV Simposio de Geociencias de Rocas Ígneas y Metamórficas*, que se realizó en el marco del *I Congreso Venezolano de Geociencias*, Caracas, dic. 2011. *Geos*, UCV, Caracas, 42: 151-155.
- URBANI F., S. GRANDE & J. MÉNDEZ B. 2013. Petrography of exotic clasts in the Soebi Blanco Formation, Bonaire, Netherlands Antilles. *Boletín Ciencias de la Tierra*, Univ. Nacional de Colombia, Medellín. 33: 59-70.
- URBANI F., S. GRANDE, F. LOZANO, A. MUSSARI, D. MENDI, J. E. WRIGHT, M. BAQUERO, N. ORIHUELA & J. CAVADA. 2014. Geología de la región de Yumare, estados Yaracuy y Falcón, Venezuela. En: M. SCHMITZ, F. AUDEMARD & F. URBANI, *Contribuciones del proyecto GEODINOS a las geociencias de Venezuela*. Ed. Fac. Ingeniería, UCV, en prensa.
- WINKLER H. G. F. 1972. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag.

Recibido: junio 2012

Revisado: agosto 2012

Aceptado: octubre 2012