

**GEOCRONOLOGÍA DEL BASAMENTO EN EL NOROCCIDENTE DE VENEZUELA:
BASADO EN DATOS DE U-PB EN ZIRCÓN POR LA-ICP-MS
(Basement geochronology of northwestern Venezuela based on LA-ICP-MS U-Pb Zircón data)**

BAQUERO Marvin^{1,2}, CORDANI Umberto³, SATO Kei³, URBANI Franco^{4,5}, GRANDE Sebastian⁴ & MENDI David⁴
¹ PDVSA, Exploración. Evaluación del Sistema Petrolífero, Puerto La Cruz, Anzoátegui, Venezuela. Correo-e: baqueroms@pdvsa.com. ² UCV, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Programa de Postgrado en Ciencias de la Ingeniería, Caracas. ³ Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil. ⁴ UCV, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. ⁵ FUNVISIS, Caracas. Contribución del proyecto GEODINOS.
(Presentación de 21 láminas en DVD, carpeta 01)

En este estudio se presentan los resultados parciales de las edades en U-Pb zircons del basamento ígneo-metamórfico perforado por los pozos LVC-22, LVC-11A y QMC-1X. Los dos primeros ubicados en la Ensenada de La Vela (costa afuera) y el tercero en Falcón occidental (tierra adentro) (Fig. 1). Las muestras de núcleos fueron preparadas en el Laboratorio de Preparación de Muestras Geológicas del Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), unidad interdepartamental del Instituto de Geociências de la Universidade de São Paulo-Brasil. Para la obtención de las fracciones de zircons se siguieron los procedimientos comunes para todos los métodos de datación que utilizan minerales y/o rocas. Las mediciones de las concentraciones isotópicas in situ de U-Pb fueron realizadas en el CPGeo-USP, colocando los zircons en un disco de epoxy en una pequeña cámara a presión atmosférica. Un láser ultravioleta de 29 nm de diámetro fue usado para extraer las cantidades isotópicas y esto a su vez unido a un Espectrómetro de Masas con fuente de Plasma de Acoplamiento Inductivo (Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry - LA-ICP-MS) donde fue colectado y cuantificado las medidas de U-Pb. Adicionalmente, para la calibración del equipo fue colocado al mismo tiempo en la cámara un GJ Standard montado en otro disco de epoxy de 2,54 cm de diámetro. Se trata de una lámina de megacristal de zircón estándar. Este zircón estándar presenta concentraciones de U aproximado de 230 ± 13 ppm medidas por TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry), sin embargo, cuando las medidas son efectuadas por LA-ICP-MS estas cantidades se encuentran aproximadamente entre 212 – 422 ppm. El contenido normal de Pb radiogénico está en un rango de 19 – 37 ppm, y una pequeña cantidad de Pb común. Las edades medidas para el estándar GJ fueron: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 599,8 \pm 2,4$ Ma, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 601,6 \pm 1,9$ Ma y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 608,5 \pm 0,5$ Ma.

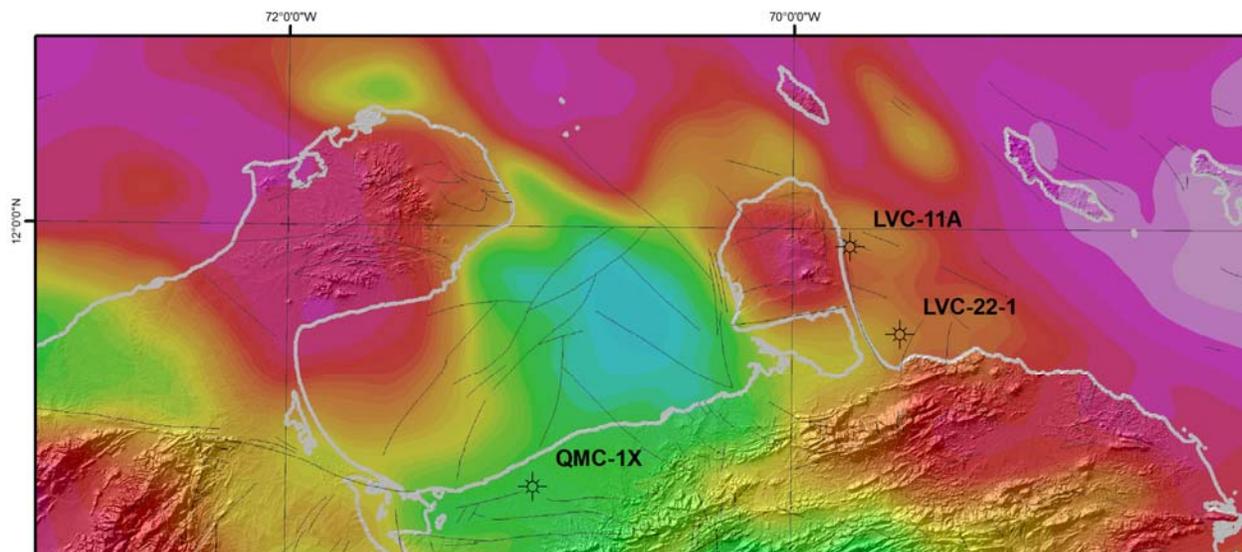


Figura 1. Mapa de ubicación de pozos estudiados: LVC-22, LVC-11A y QMC-1X.

El norte de la plataforma continental de Venezuela está sustentado por un complejo de rocas ígneas y metamórficas, la cual aflora en las islas venezolanas (SANTAMARÍA & SCHUBERT 1974). En el noroccidente de Venezuela este complejo aflora en las islas Los Monjes, Los Roques (Gran Roque) y Toas, pudiéndose encontrar también en las islas Aruba, Curazao, La Orchila, La Blanquilla, Los Hermanos, Margarita, Los Frailes y Los Testigos. Existen además numerosos afloramientos en la Península de la Guajira, Paraguaná y el Sistema de la

Cordillera de la Costa. Este complejo de rocas ígneas y metamórficas tienen sus historias geológicas propias del Grenviliano (GRANDE & URBANI 2009), Paleozoicas (SANTAMARÍA & SCHUBERT 1974, GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980) y Mesozoicas, y es durante el Paleoceno – Eoceno Medio? que se emplazan sobre el continente suramericano, manifestándose así en el margen septentrional de Venezuela como masas alóctonas-parautóctonas que afectaron a las unidades sedimentarias del Cretácico Superior – Fm. La Luna? y del Paleoceno tardío – Eoceno Medio - Formación Matatere, como puede observarse en superficie al norte del estado Lara y Yaracuy desde la localidad de Carora hasta Yumare en el mapa geológico estructural a escala 1:500.000 de BELLIZZIA *et al.* (1976) o en su versión más moderna en GARRITY *et al.* (2006). FEO-CODECIDO *et al.* (1984) reporta edades en el basamento perforado por el pozo QMC-1X en K-Ar en feldespato potásico en roca total de $138,4 \pm 6,9$ Ma y edad de basamento perforado por el pozo LVC-2 de 114 Ma, siendo hasta ahora las únicas edades reportadas para el basamento ígneo-metamórfico en la cuenca de Falcón, sin embargo, GRANDE & URBANI (2009) recomiendan realizar análisis de geocronología sobre el basamento ígneo-metamórfico en la cuenca de Falcón, es entonces, a partir de este momento se inicia una serie de actividades conducentes a obtener valores radiométricos de este basamento. Las mediciones de las concentraciones isotópicas *in situ* de U-Pb en granos de zircones con el método LA-ICP-MS en el basamento perforado por los pozos LVC-22 (Fig. 1), LVC-11A y QMC-1X (Fig. 2), nos revelaron la existencia y comprobación del Grenviliano en el noroccidente de Venezuela propuesto por GRANDE & URBANI (2009) y la continuidad del basamento Pérmico Tardío hasta el noroccidente de la cuenca de Falcón (Tabla 1).

Fig. 1. Edad concordia del basamento perforado por el pozo LVC-22.

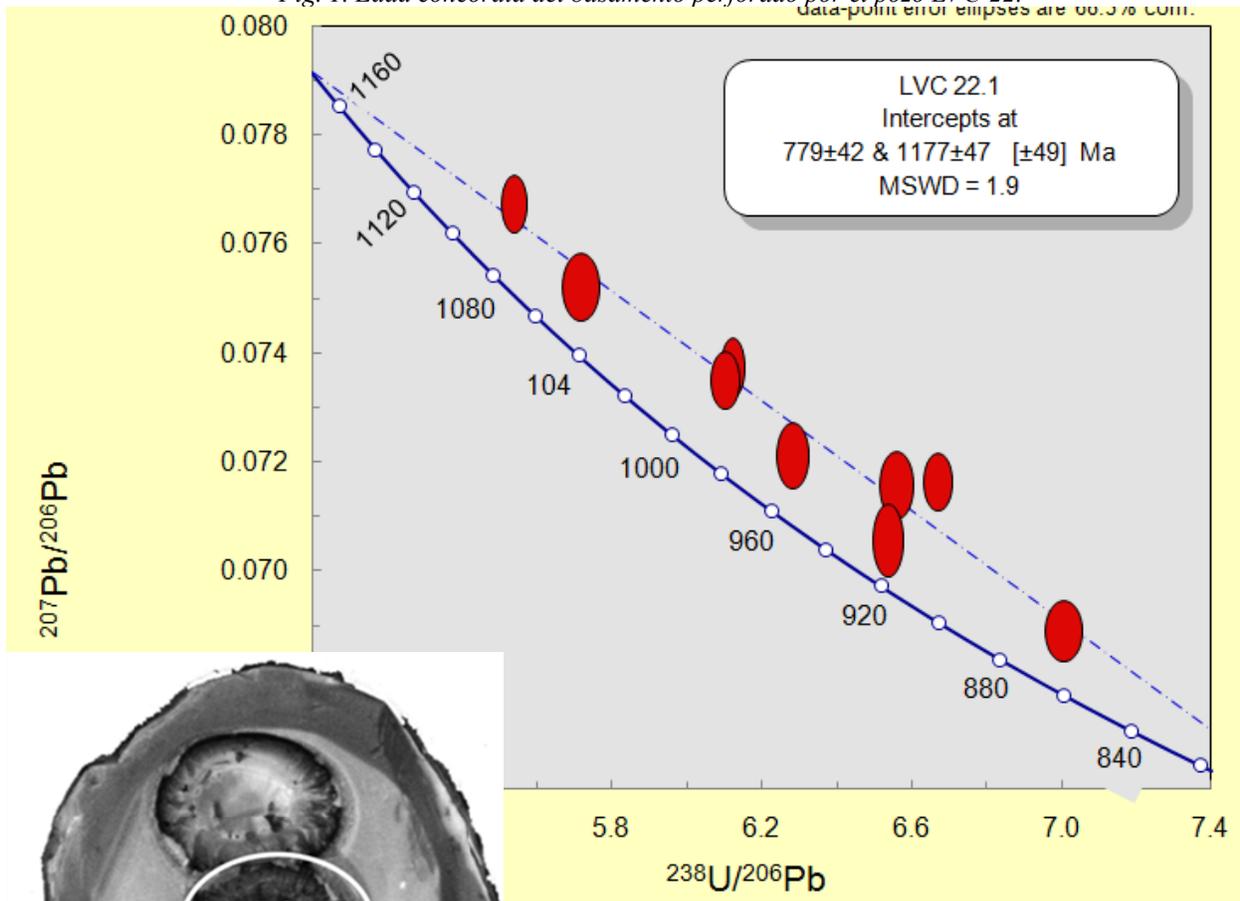


Imagen de catodoluminiscencia de un cristal de zircon del pozo LVC-22 con su típica forma de pelota de fútbol (soccer-ball).

Fig. 2. Edades concordia del basamento perforado por los pozos LVC-11A y QMCIX.

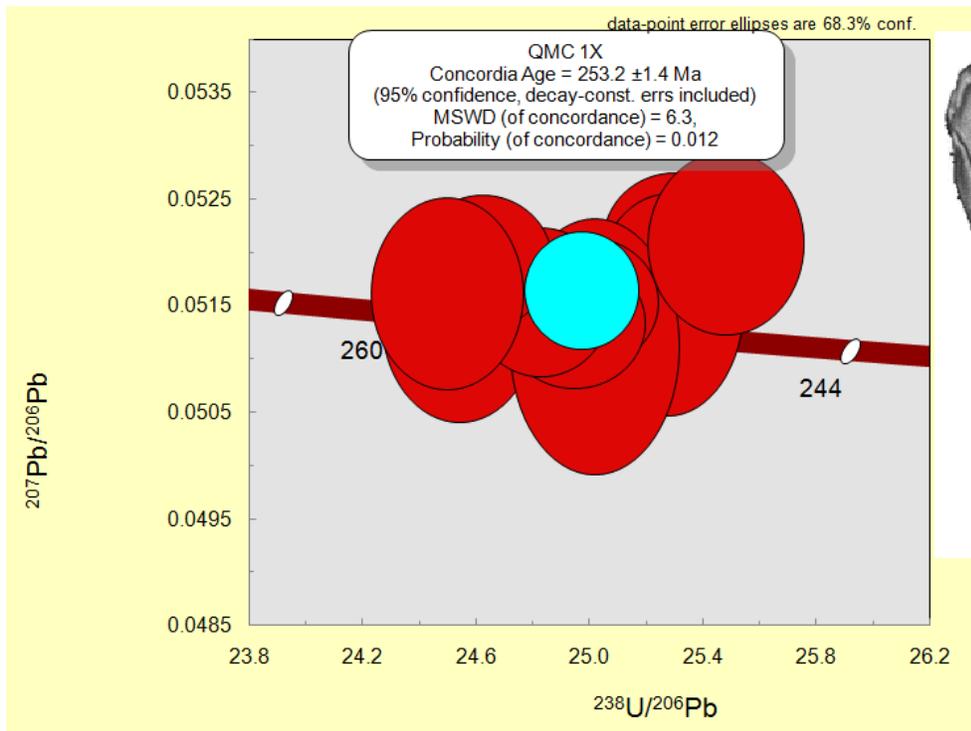
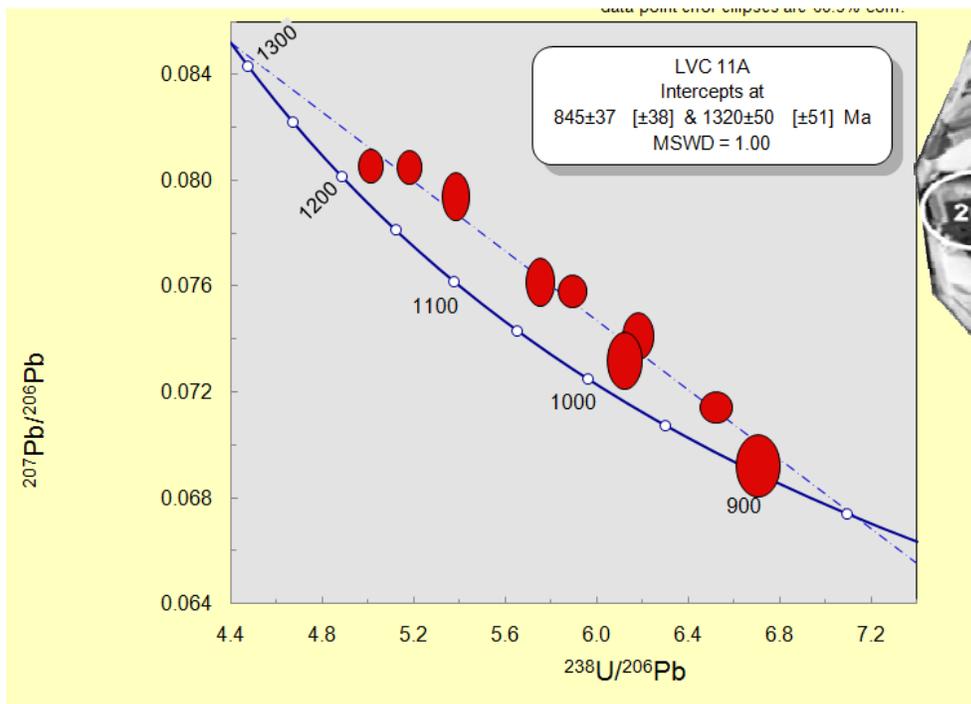


Tabla 1. Edades U-Pb en zircones medidos por LA-ICP-MS

Pozo	Edad Concordia
LVC-22	1177± 47 Ma
LVC-11A	1320± 50 Ma
QMC-1X	253± 1.4 Ma

Referencias

- FEO-CODECIDO G., SMITH F. D., ABOUD N. & DI GIACOMO E. 1984. Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan llanos basins. En: BONINI W. E., HARGRAVES R. B. & SHAGAM R. (eds). *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. GSA Mem. 162:175–187.
- GARRITY C. P., HACKLEY P. C. & URBANI F. 2006. Digital geologic map and GIS database of Venezuela. *US Geological Survey Data Series Reports 199*. <http://pubs.usgs.gov/ds/2006/199>.
- GONZALEZ DE JUANA C., ITURRALDE J. M. & PICARD X. 1980. *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Foninves, Caracas.
- GRANDE S. & F. URBANI. 2009. Presence of high-grade rocks in NW Venezuela of possible Grenvillian affinity. From: JAMES K. H., LORENTE M. A. & PINDELL J. L. (eds) *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publication 328: 533–548.
- SANTAMARÍA F. & SCHUBERT C. 1974. Geochemistry and geochronology of the southern Caribbean - northern Venezuela: Plate boundary. *GSA Bull.* 7: 1085-1098

SPATIAL AND TEMPORAL PATTERNS OF EXHUMATION ACROSS THE VENEZUELAN ANDES: IMPLICATIONS FOR CENOZOIC CARIBBEAN GEODYNAMICS (Patrones espaciales y temporales de exhumación a través de los Andes venezolanos: Implicaciones para la geodinámica caribeña del Cenozoico)

BERMÚDEZ Mauricio A.^{1,2}, KOHN Barry P.³, VAN DER BEEK Peter A.¹, BERNET Matthias¹, O’SULLIVAN Paul B.⁴ & SHAGAM Reginald⁵

¹Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.

²Lab. Termocronología y Geomatemáticas, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Fac. Ingeniería, UCV, Caracas.

³School of Earth Sciences, University of Melbourne, Australia. ⁴Apatite to Zircon, Inc., Viola, Idaho, USA.

⁵Geol. and Envir. Sc., Ben-Gurion Univ. of the Negev, Beer Sheva, Israel (Deceased 19 April 2008).

(Artículo de 54 páginas en DVD, carpeta 02)

The Venezuelan Andes formed by complex geodynamic interaction between the Caribbean Plate, the Panamá Arc, the South American Plate and the continental Maracaibo block. We study the spatial and temporal patterns of exhumation across the Venezuelan Andes using 47 new apatite fission track (AFT) ages as well as topographic analyses. This approach permits the identification of at least seven tectonic blocks (Escalante, Cerro Azul, Trujillo, Caparo, Sierra Nevada, Sierra La Culata and El Carmen blocks) with contrasting exhumation and cooling histories. The Sierra Nevada, Sierra La Culata and El Carmen blocks, located in the central part of the Venezuelan Andes and separated by the Boconó fault system, cooled rapidly but diachronously during the late Miocene–Pliocene. Major surface uplift and exhumation occurred in the Sierra Nevada block since before 8 Ma. A second phase of uplift and exhumation affected the El Carmen and Sierra La Culata blocks to the north of the Boconó fault during the late Miocene–Pliocene. The highest topography and steepest relief of the belt coincides with these blocks. The Caparo and Trujillo blocks, located at the northeastern and southwestern ends of the orogen, cooled more slowly from the Oligocene to the late Miocene. These blocks are characterized by significantly lower mean elevations and slightly lower mean slopes than the central blocks. Unraveling the cooling history of the individual blocks is important to better understand the control of preexisting faults and regional Caribbean geodynamics on the evolution of the Venezuelan Andes. Our data indicate a strong control of major preexisting fault zones on exhumation patterns and temporal correlation between phases of rapid exhumation in different blocks with major tectonic events (e.g., collision of the Panamá arc; rotation of the Maracaibo block).

NOTAS PETROGRÁFICAS DEL SILL DE AUYÁN-TEPUI, ESTADO BOLÍVAR, VENEZUELA
(Petrographic notes on the the Auyán-tepui Sill, Bolívar state, Venezuela)

CAMPOSANO Luis A.¹, UZCÁTEGUI Redezcal² & URBANI Franco¹

¹UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica.

Laboratorio de Geología y Geoquímica (330). Ciudad Universitaria. Caracas 1053.

²Universidad Simón Bolívar. Dept. Ciencias de la Tierra. Sartenejas. Edo. Miranda.

(Presentación de 24 láminas en DVD, carpeta 03)

Aparte de la presencia del escarpado de casi un kilómetro en el Auyán-tepui, la existencia misma del Salto Ángel depende de la presencia un arroyo con un caudal de agua permanente. Este drenaje tiene como fuente de alimentación a un área de unos 10 x 10 km donde aflora un sill de gabro-diabasa (Fig. 1). Allí en las turberas se acumula suficiente agua como para mantener el caudal del arroyo que origina la cascada más alta del mundo, inclusive en los meses de sequía normales. En contraste, en el resto del tepuy donde afloran las rocas siliciclásticas del Súpergrupo Roraima el agua se infiltra mayormente en grietas, no permitiendo en desarrollo de un drenaje superficial bien ordenado de tipo permanente.

Durante una ascensión a la montaña desde su lado sur en 2003, se cruzó la cumbre del tepuy hasta el borde del Salto Ángel. En ese recorrido se pudo constatar la presencia de una extensa área donde afloran rocas ígneas máficas, correspondientes al Sill de Auyán-tepui, el cual tiene una litología variable en cuanto a tamaño de grano, desde fino a medio con textura ofítica típica de las diabasas, a rocas de grano grueso propiamente clasificables como gabro. El color va de gris oscuro a verdoso a casi negro.

Los diques y sill de diabasa dentro de las rocas del actualmente denominado Súpergrupo Roraima, fueron primeramente descritos en Brasil por OLIVEIRA (1929), pero es GUIMARÃES (1930) quién acuña el nombre de Provincia Magmática de Roraima (PMR). Por el lado venezolano, la primera descripción formal aparece en los informes de la Expedición Científica de Exploradora de la Gran Sabana, liderada por Santiago E. Aguerrevere (URBANI *et al.* 2008). Los aspectos geológicos son publicados por AGUERREVERE *et al.* (1939), e incluyen una detallada petrografía de las rocas máficas por LÓPEZ (1939).

Posteriormente, BELLIZZIA (1957) publica un estudio muy completo sobre tal tipo de rocas, utilizando también la nomenclatura de PMR, presentando detalladas descripciones petrográficas e inclusive reseñando algunos interesantes ejemplos de sills estratificados debido a diferenciación gravitatoria. PALACIOS (1983) estudia petrográfica y geoquímicamente algunas muestras de diabasa-gabro tanto mesozoicas de las tierras bajas, como aquellas de edad Precámbrico de las tierras altas de la Gran Sabana (La Escalera, Kamoirán, Santa Elena de Uairén), indicando una mineralogía promedio de plagioclasa cálcica (50%), clino y orto-piroxeno (40%), opacos (4%), biotita (3%) y cantidades minoritarias a trazas de feldespato-K, cuarzo, clorita y anfíbol. Documenta transformaciones deutéricas de plagioclasa a sericita, y de piroxeno a biotita, anfíbol y clorita.

En los mapas geológicos de AGUERREVERE *et al.* (1939) y BELLIZZIA *et al.* (1976) no se presenta el sill de la cumbre del Auyán-tepui. Éste aparece por primera vez en SALAZAR & MARTÍNEZ (1991) y BRICEÑO & SALAZAR (1991), a partir de los cuales se integró el mapa de HACKLEY *et al.* (2006). Un recuento de las exploraciones efectuadas al Auyán-tepui y al Salto Ángel puede consultarse en BREWER (2010).

La muestra colectada (Fig. 2) corresponde a un gabro de color gris verdoso muy oscuro con tamaño de grano promedio de 2,5 mm. Los minerales presentes corresponden plagioclasa (69% An) 54%, clinopiroxeno (37%), ortopiroxeno (3%), olivino (2%), opacos (magnetita) (2%), biotita (1%) y anfíbol (1%) (por estimación visual). La plagioclasa corresponde a labradorita y está muy bien maclada. La augita es el piroxeno preponderante, a veces maclada y algunos cristales presentan laminillas de pigeonita formando una textura de espina de pescado ("herringbone"). Incluidos dentro del piroxeno hay pequeños cristales de olivino. La biotita se presenta tanto en cristales sueltos e individuales, como también creciendo a expensas de la transformación de olivino y alrededor de magnetita.

El Sill de Auyán-tepui forma parte de la Gran Provincia Ígnea de Avanavero, es intrusivo en la unidad superior del Súpergrupo Roraima en forma de diques y sills. La geocronología moderna por U-Pb en la zona del monte Roraima y otras localidades de Brasil aporta edades de 1.780 – 1.800 Ma, es decir que corresponde a una gran provincia ígnea del Paleoproterozoico, y se extiende a lo largo del Escudo de Guayana, a lo largo de cuatro países: Surinam, Guyana, Venezuela y Brasil (SANTOS *et al.* 2002, 2003).

Bibliografía

- AGUERREVERE S. E., V. M. LÓPEZ, C. DELGADO O. & C. A. FREEMAN. 1939. Exploración de la Gran Sabana. Informe que presenta al ciudadano doctor Manuel R. Egaña, Ministro de Fomento, la Comisión Exploradora de la Gran Sabana. *Revista de Fomento*, Caracas, 3(19): 501-735.
- BELLIZZIA A. 1957. Consideraciones pretrogenéticas de la Provincia Magmática de Roraima (Guayana venezolana). *Bol. Geol.*, MMH, Caracas, 4(9): 53-81.
- BREWER-C. Ch. 2010. Tras la huella del Salto Ángel. *Río Verde*, Caracas, 2: 61-77.
- BRICEÑO C. & SALAZAR E. 1991. *Mapa geológico NB-20-7*. CVG, Técnica Minera C.A., 1:250.000.
- GUIMARÃES D. 1930. Provincia Magmática de Roraima. *Boletim Serv. Geol. Mineral. do Brasil* 45: 1-57.
- LÓPEZ V. M. 1939. Petrografía de las rocas ígneas de la Gran Sabana. *Revista de Fomento*, Caracas, 3(19): 659-697.
- OLIVEIRA A. I. 1929. Bacia do Rio Branco. Estado do Amazonas. *Boletim Serv. Geol. Mineral. do Brasil*. 37: 1-71.
- PALACIOS G. E. 1983. *Estudio de la variación de las diabasas de la Provincia Magmática de Roraima*. UCV, Fac. Ciencias, Instituto de Geoquímica, Trabajo Especial de Grado, 117 p.
- SALAZAR E. & MARTÍNEZ F. 1991. *Mapa de geología NB-20-11*. CVG, Técnica Minera C.A., 1:250.000.
- SANTOS J. O. S., L. A. HARTMANN, N. J. MCNAUGHTON & I. R. FLETCHER. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon craton—Evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. South Am. Earth Sci.* 15: 409-429
- SANTOS J. O. S., P. E. POTTER, N. J. REIS, L. A. HARTMANN, I. R. FLETCHER & N. J. MCNAUGHTON. 2003. Age, source and Regional Stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like Sequences in Northern South América, based on U-Pb Geochronology. *GSA Bull.* 115 (3): 331-348.
- URBANI F., AGUERREVERE RUIZ Santiago, RODRÍGUEZ A. & ALARCÓN E. 2008. Santiago E. Aguerrevere (1899-1984) y la Comisión Exploradora de la Gran Sabana, 1939. *Geos*, UCV, Caracas, 39(2007):105 + 8 p. y 479 fotos en DVD.

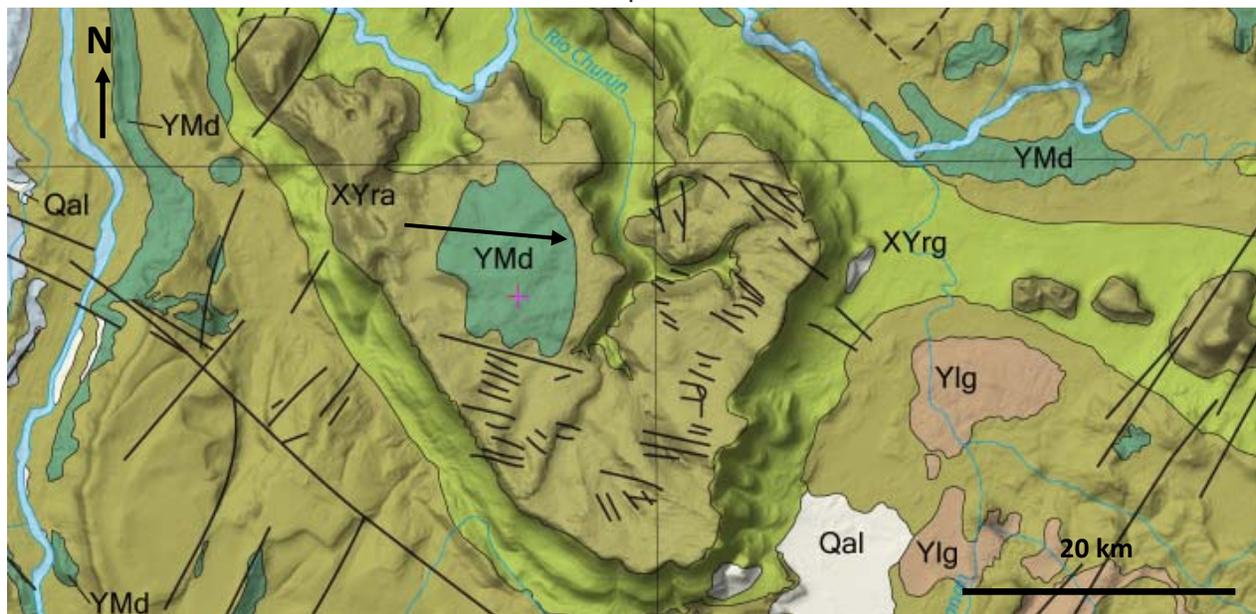


Fig. 1. Mapa geológico de la región del Auyán-tepui. Qal: aluvión, Ylg: granito, Xyra y XYrg: Supergrupo Roraima, YMd: diabasa-gabro. La flecha negra indica la localización de la muestra analizada. Las otras flechas indican la ubicación de las dos principales cascadas en el valle central del Auyán-tepui. Tomado de HACKLEY et al. (2006).

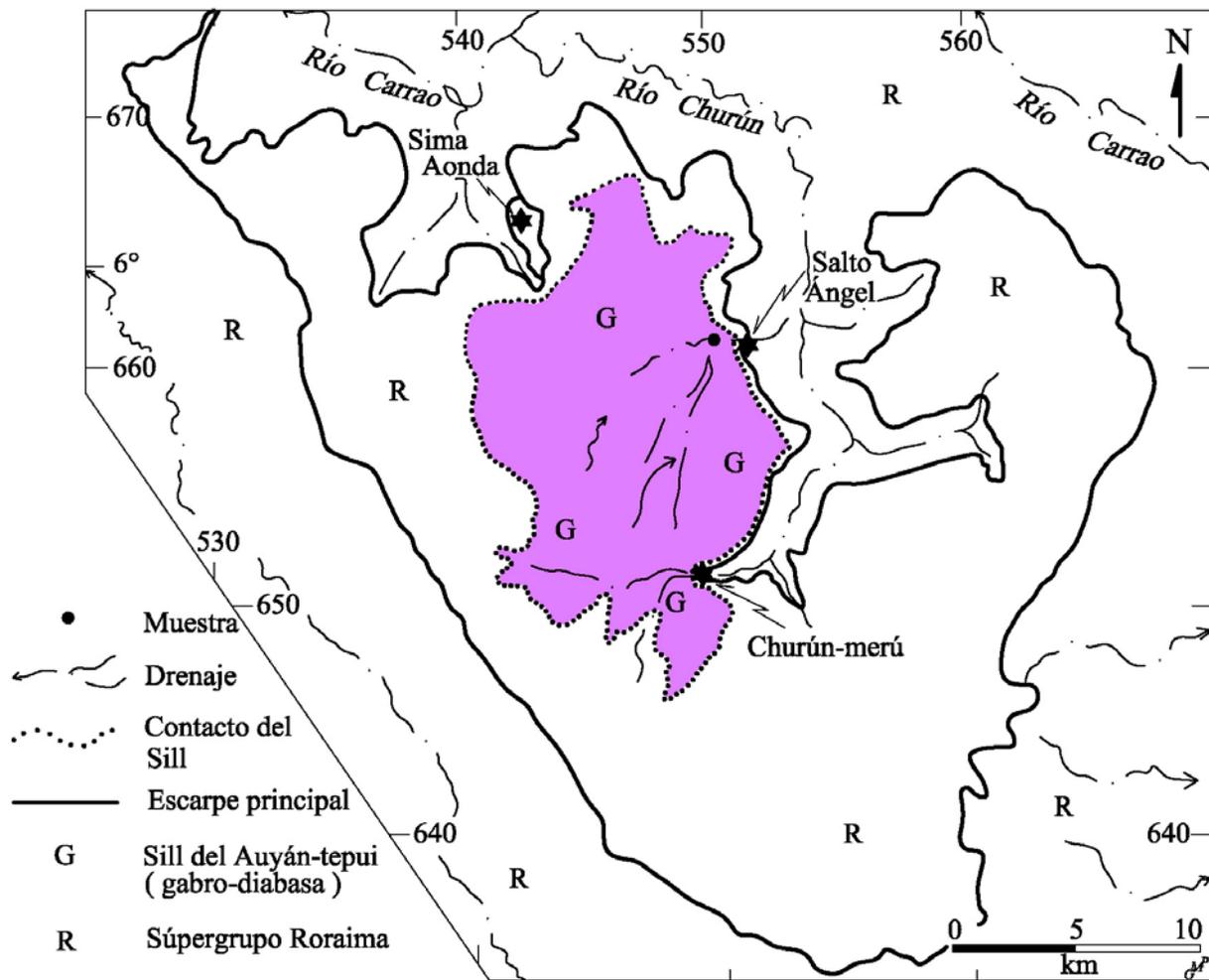


Fig. 2. Croquis geológico sin control de campo a partir de imágenes Landsat Thematic mapper 001/056 24-2-1999 y 233/056 2/3/1998 (Interpretación por F. Urbani).

ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y ESTUDIO DE MINERALES PESADOS PARA DETERMINAR LAS ÁREAS FUENTES DE LA FORMACIÓN GUÁRICO, VENEZUELA NORCENTRAL: TESIS EN PROGRESO
(Petrographic analysis and heavy minerals study to determine the source areas of the Guárico Formation, North Central Venezuela: Thesis in progress)

COELLO Victoria¹

¹ UCV, Fac. Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica (330).

² Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, El Llanito. Caracas.

Correo-e.: victorianacoello@gmail.com

(Contribución del proyecto GEODINOS).

Tutores: GONZÁLEZ Lenín¹ & URBANI Franco^{1,2}

Numerosos han sido los estudios en la Formación Guárico que proponen diferentes áreas fuentes a partir de la medición de paleocorrientes, preservadas en las estructuras sedimentarias presentes en las areniscas, como marcas de corrientes, acanaladuras rellenas, marcas de impacto, entre otras, con la finalidad de indicar la dirección de las corrientes que transportaran los sedimentos desde las fuentes al surco paleoceno. Esta idea fue introducida con la salvedad de que se asumía que las lecturas de estas marcas eran fidedignas, en una región con una complejidad estructural bastante marcada por plegamiento y fallas de corrimiento, pero que en principio se pensaba que los

bloques constituyentes no habrían sufrido rotaciones importantes que distorsionaran agresivamente las lecturas de dichas marcas. De acuerdo a varios estudios y consideraciones entre PEIRSON *et al.* (1966), BELL (1968), YORIS *et al.* (1989), ALBERTOS *et al.* (1989) y ALBERTOS (1989), entre otros, se presenta una de las disyuntivas más discutidas con respecto a las variadas direcciones de paleocorrientes y la interpretación del área fuente, estudiado en las areniscas de la Formación Guárico. PEIRSON *et al.* (1966) describe a la Formación Guárico detalladamente y menciona que las marcas de paleocorrientes se pueden estudiar pero no hace referencia a las direcciones que posee. Describe que el miembro conglomerático Mamonal (denominado por MENÉNDEZ 1965) con una variedad de composición de los granos entre fragmentos de diorita, rocas volcánicas, chert negro, filita negra, lutita y raramente caliza negra, fueron depositados en zonas asociadas a fallas activas contemporáneas a la depositación y se la asocia a la falla de Carrizal designada por MENÉNDEZ (1965). BELL (1968) establece que las áreas fuentes provienen del norte y observa paleocorrientes que indican flujos hacia el NE para la Formación Guárico. Dice que estos resultados eran contradictorios ya que no consideraba factible el reordenamiento de los sedimentos por corrientes marinas profundas porque no se tenían evidencias que estas generaran moldes de flujo. Finalmente sostiene la idea de la existencia de un paleoescarpe durante la depositación. En ALBERTOS (1989) y ALBERTOS *et al.* (1989), se muestran dos poblaciones direccionales bien marcadas hacia el NE (N50-60E y N70-80E) para las facies flysch pertenecientes a ambientes de abanico medio y externo de los lóbulos que se depositaron en la cuenca de la formación en cuestión con composiciones que infieren un origen septentrional a la cuenca. Explica primeramente que tales direcciones de paleocorrientes corresponden a corrientes profundas de reordenamiento paralelas a la dirección de lo que fue el surco Paleoceno (YORIS *et al.* 1989), y con la presencia de algunos fragmentos de composición de roca volcánica en una de sus muestras no descarta a las rocas de la Faja de Villa de Cura al norte como fuente de detritos, y en segundo lugar presumía la existencia de áreas fuentes al sur-suroeste que no deberían ser descartadas ya que no se tiene una fuente conocida al norte para los granos de cuarzo, feldespato, mica y filita que se encuentran en las areniscas de la unidad como lo manifiesta MENÉNDEZ (1965), PEIRSON (1966) y BELL (1968). Es importante mencionar que se han realizado análisis petrográfico de la Formación Guárico siguiendo los criterios de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983) para determinar áreas fuentes. En los estudios de ALBERTOS (1989) se interpreta una tendencia de “Orogenia Reciclada Transicional” con una desviación a “Interior de Cratón” como ambientes tectónicos de depositación en la región de Altagracia de Orituco. BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007) realiza el mismo estudio en la región de El Pao – Valle Morita y muestra una tendencia de “Arco Disectado y no Disectado” como ambiente tectónico de depositación, y también MARTÍN & LEÓN (2007) obtuvieron para dicha formación en la región de la ciudad de San Juan de los Morros – Ortiz una tendencia de “Orogenia reciclada” con desviaciones a “Zona de Mezcla y Continental Transicional”. Estos resultados se atribuyen como un aporte al modelo propuesto por NAVARRO *et al.* 1987, YORIS 1987, debido al acercamiento y choque del arco de islas (hoy Faja Villa de Cura) con lo que llamaban el “microcontinente de Sebastopol” y la post generación de los corrimientos antitéticos. Sin embargo, estos estudios se realizaron sólo en algunas pocas secciones de la Formación Guárico. En estudios recientes de PINDELL (2009), se lleva a cabo la identificación de minerales pesados en las rocas del Cretáceo a Pleistoceno en Venezuela norcentral y oriental, Trinidad y Barbados. Indica que existe una ruptura aparente en la procedencia de los sedimentos de las formaciones del paleógeno al norte/centro-este de Venezuela y explica que la aparición de la asociación de los minerales cianita, estaurólita y glaucofano (procedencia de rocas de alta P/T), se encuentran en mayor abundancia en las formaciones Roblecito y Quebradón, entre otras, respecto a la Formación Guárico. Esto es indicativo que esta última manifiesta un marco depositacional diferente y sugiere que no recibía detritos del norte. Estas evidencias son estudiadas en el trabajo pero menciona que sus secciones y información bibliográfica no son suficientes para llegar a una conclusión porque son estudios llevados a cabo en algunas pocas secciones de la formación en cuestión.

El presente trabajo estará dirigido a la determinación de la proveniencia de los sedimentos que constituyen a dicha formación a lo largo de toda su extensión geográfica para presentar un modelo evolutivo tectono-estratigráfico. Para ello se realizarán análisis modales y se vaciarán los datos en los diagramas ternarios de DICKINSON *et al.* (1983) usando las herramientas computacionales creadas por YORIS (1989) actualizadas a sistemas operativos modernos como en ROMERO (1996), MARTÍN & LEÓN (2007) y BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007). También se llevará a cabo el tratamiento de muestras para la separación, identificación y análisis de minerales pesados para generar esquemas de variación de acuerdo a las asociaciones minerales resultantes, apoyado en la técnica expuesta por FEO-CODECIDO (1960), así como también de las especies minerales mayoritarias (cuarzo total, carbonatos y micas) presentes a lo largo del cinturón de la Formación Guárico que permitan establecer las rocas fuentes. Además se elaborará un mapa geológico de compilación y actualizado a los conceptos de terrenos, cinturones y napas de la Cordillera de la Costa (URBANI, 2010) y el mapa geológico de Venezuela de HACKLEY *et al.* (2006), a escala 1:500.000, con el uso del programa ArcGIS 9.2.

Se pretende coleccionar al menos 40 muestras de areniscas de las facies de granos medio a grueso a lo largo de los 350 km del cinturón de afloramientos de la Formación Guárico con una separación equidistante de aproximadamente 10 km en dirección E-O, desde la ciudad de San Carlos en el occidente, pasando por San Juan de los Morros, Camatagua (centro) hasta Boca de Uchire (oriente). La ubicación de las muestras se planificará con base a los mapas geológicos de CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1956) y cartas topográficas de Cartografía Nacional con el uso de GPS. La distribución de la Formación Guárico se muestra en la fig. 1, la cual se extiende a lo largo del flanco sur de la Serranía del Interior de la Cordillera de la Costa, en la llamada Faja Piemontina, donde aparece como un cinturón de interdigitación con formaciones del Cretácico (formaciones Querecual y San Antonio), por contactos de fallas de corrimientos. Al norte está en contacto de falla de corrimiento con las rocas de la Faja Villa de Cura, indicando el frente de deformación que avanzó hacia el sur en la región.

Bibliografía

- ALBERTOS M., F. 1989. *Estudio geológico y análisis petrográfico-estadístico de la Formación Guárico y sus equivalentes en la sección Altigracia de Orituco-Agua Blanca-Gamelotal-San Francisco de Macaira, estados Guárico y Miranda*. UCV, Fac. Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. TEG.
- ALBERTOS M., F. YORIS & F. URBANI. 1989. Estudio geológico y análisis petrográfico-estadístico de la Formación Guárico y sus equivalentes en la sección Altigracia de Orituco-Agua Blanca-Gamelotal-San Francisco de Macaira, estados Guárico y Miranda. *Mem., VII Congr. Geol. Venezolano*, Barquisimeto, 1:289-314.
- BELL J. S. 1968. Geología del área de Camatagua. *Bol. Geol., MMH*, Caracas, 9(18): 291-440.
- BENEDETTI M., HERNÁNDEZ C. 2007. *Evolución tectono-estratigráfica y procedencia de los sedimentos clásticos del surco de Guárico en las secciones El Pao – Valle Morita, estados Cojedes y Aragua*. UCV, Fac. Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. TEG.
- CREOLE PETROLEUM CORPORATION. 1956. *Mapa de geología de superficie de Venezuela, hojas: E-6, E-7, E-8, D-7, D-8, D-9*. Escala 1:100.000.
- DICKINSON W. R. & C. SUCZEK. 1979. Plate tectonics and sandstones compositions. *AAPG Sp. Pub.* 5: 329-356.
- DICKINSON W. R., L. BEARD, G. BRAKENRIDGE, J. ERJAVEC, R. FERGUSON, K. INMAN, R. KNEPP, L. LINDBERG & P. RYBERG. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *GSA Bull.* 94: 222-235.
- FEO-CODECIDO. 1960. Técnica para el estudio de los minerales pesados y su aplicación a la estratigrafía de Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas. 4: 5-24.
- HACKLEY P., F. URBANI, A. KARLSEN & C. GARRITY. 2006. *Mapa Geológico de Venezuela*. U.S. Geological Survey & Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas y Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Escala 1:750.000.
- MARTÍN I. & LEÓN J. 2007. *Evolución tectono-estratigráfica de los sedimentos clásticos del surco de Guárico en afloramientos de la carretera San Juan de los Morros – Ortíz*. UCV, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo.
- MENÉNDEZ A. 1965. Geología del área de Tinaco, centro-norte del estado Cojedes, Venezuela. *Bol. Geol., MMH*. Caracas. 6 (12): 417-543.
- NAVARRO E., M. OSTOS & F. YORIS. 1987. Síntesis de un modelo tectónico para la evolución de la parte norte-central de Venezuela durante el Jurásico medio – Paleoceno. *Primeras Jornadas de Investigación en Ingeniería*. UCV, Facultad de Ingeniería. Caracas: 93-98.
- NAVARRO E., M. OSTOS & F. YORIS. 1988. Revisión y redefinición de unidades litoestratigráficas y síntesis de un modelo tectónico para la evolución de la parte norte-central de Venezuela durante el Jurásico medio – Paleogeno. *Acta Científica Venezolana*, 39 (5-6): 427-436.
- PINDELL J. L., K. LORCAN, D. WRIGHT & J. ERIKSON. 2009. Clastic domains of sandstones in central/Eastern Venezuela, Trinidad and Barbados: heavy mineral and tectonic constraints on provenance and paleogeography. *En: JAMES, K. H., LORENTE, M. A. & PINDELL, J.L. (eds) The origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publications 328: 739-793.
- PEIRSON III A. L., A. SALVADOR & R. M. STAINFORTH. 1966. The Guárico Formation of north-central Venezuela. *Bol. Infor., Asoc. Venezolana Geol. Min. y Petr.*, 9(7): 183-224.
- ROMERO P. 1996. *Significado tectónico y procedencia de las rocas clásticas de la Formación Misoa en el sector norte de la cuenca del Lago de Maracaibo*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo. 188 p.
- URBANI F. 2010. *Review of Terranes, Belts and Nappes of the Cordillera de la Costa, Northern Venezuela*. Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas. Inédito. 11 p.
- YORIS F. G. 1987. Estudio comparativo preliminar sobre las cuencas de las formaciones: Guárico, San Juan Caratas, Punta Carnero y Pampatar, Venezuela central y nororiental. *Jornadas de Investigación en Ingeniería*. UCV, Facultad de Ingeniería. Caracas: 52-57.
- YORIS F. G. & M. A. ALBERTOS. 1989. Medidas de paleocorrientes en la secuencia de la Formación Guárico y sus equivalentes en las secciones: Altigracia de Orituco-Guatopo y Gamelotal-San Francisco de Macaira, estados Guárico y Miranda. *Geos*, UCV, Caracas. 29: 152-159.

YORIS F. G. 1989. *Proposición y desarrollo de un método para el análisis modal petrográfico*. UCV, Dept. Geol. Trabajo de Ascenso a profesor asociado. 197 p.

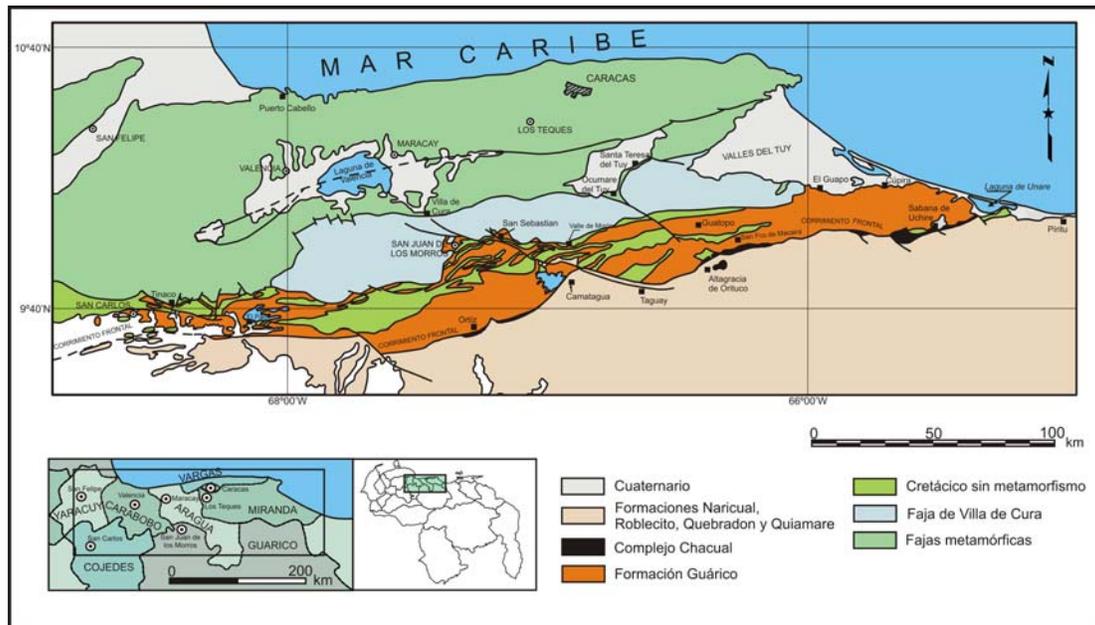


Fig. 1. Mapa geológico generalizado de Venezuela norcentral donde se muestra la distribución de la Formación Guárico. Simplificado a partir de PEIRSON (1966).

LA FORMACION MUCARIA EN LA QUEBRADA COROZAL, EL TINACO, ESTADO COJEDES (The Mucaria Formation in the Corozal creek, El Tinaco, Cojedes state, Venezuela)

CONTRERAS Omar & SCHERER Wolfgang

PDVSA-INTEVEP, Los Teques. Correo-e.: contreraso@pdvsa.com

(Presentación de 44 láminas en DVD, carpeta 04)

El área de estudio está ubicada en el curso medio de la quebrada Corozal, a la cual se accede a través de la carretera Tinaco - San Carlos, tomando en El Tinaco un camino carretero, por unos 4 km en la vía que conduce a la vieja mina de amianto. Allí se realizaron estudios de geología de superficie y análisis de laboratorio, para lo cual fueron estudiadas secciones de campo que permitieron caracterizar geológicamente a las unidades aflorantes, especialmente a la Formación Mucaria.

RENZ & SHORT (1960) utilizan el término Formación Mucaria para designar una secuencia del Cretáceo Tardío, expuestas al norte de los estados Cojedes y Portuguesa, con sección tipo expuesta en capas volcadas de la quebrada Vaquirita, afluente del río Mucaria, 4 km al sureste de Pilacones, estado Cojedes. El término fue aceptado sin modificaciones por los tesisistas de la Universidad de Princeton (Oxburgh, Menéndez, Jarvis y Bell). Jarvis extendió la aplicación del término a Guarico noroccidental, donde PEIRSON *et al.* (1966) atribuyen el mismo intervalo a la Formación San Antonio, de Venezuela Occidental. La Formación Piedras Azules (KONIGSMARK 1965) es una unidad heterogénea considerada inválida, que incluye estratos de la Formación Mucaria. Si bien es una unidad metamórfica, RENZ & SHORT (1960) la describen con nombres litológicos sedimentarios, definiéndola como una secuencia monótona de lutita silícea, con bandas delgadas de chert, capas ocasionales de microconglomerado y lentes de caliza con abundantes foraminíferos, que indican una edad, Cretáceo (Campaniense a Maastrichtiense). Por las edades la unidad es correlacionable a la Formación San Antonio de Venezuela oriental y a la Formación Colon de Venezuela occidental.

En el área de estudio, la litología predominante de la unidad es una pizarra cuarzo-moscovítica-grafítica con leve apariencia esquistosa, lo cual se observa con mayor precisión al estudiar las secciones finas. Este tipo de rocas se presentan en campo como rocas levemente foliadas, de color fresco negro azulado, que meteoriza a gris claro. Ocasionalmente, también se puede observar en algunos afloramientos, la roca fresca formando especies de núcleos de roca de color negro azulado, rodeado de una roca masiva, fisil de color negro intenso y de apariencia lutácea. Los

análisis petrográficos muestran que las rocas presentan una incipiente foliación definida por la muscovida y el grafito, así mismo hay un alto contenido de cuarzo. Estas rocas, de no presentar la incipiente foliación, bien pudieran denominarse "lutitas silíceas", tal como fueron denominadas por RENZ & SHORT (1960).

En general la unidad ha sido sometida a un metamorfismo de muy bajo grado, en las facies pre-esquistos verde, hasta a lo sumo la facies del esquistos verde zona de la clorita. La roca es de granulometría muy fina. Se observó la presencia del fósil *Bathysiphon*, el cual indica ambientes con profundidades de hasta 800 m (Max FURRER, com. pers.), lo cual indica aproximadamente el inicio del talud.

En el pasado esta unidad ha sido correlacionada inadecuadamente con el Esquistos de Las Mercedes. Al respecto OSTOS *et al.* (1987), indica que "Formación Las Mercedes" se debe emplear para las secuencias metamorizadas e intensamente deformadas de estas facies originalmente ricas en materia orgánica en Venezuela Norte-Central, mientras que las secuencias asignadas a la Formación Mucaria más bien son equivalentes al Grupo Guayuta. En la quebrada Corozal queda evidenciada, sin lugar a dudas, la complejidad tectónica por la ocurrencia de contactos entre rocas metamórficas y sedimentarias, con historias geológicas drásticamente diferentes.

Fue elaborado un mapa geológico-estructural a escala 1:25.000 donde se muestra distribución de la Formación Mucaria (Fig. 1), así como una la columna generalizada que se inicia en el Complejo El Tinaco. Esta área merece ser estudiada con mas detalle, para lograr obtener la mayor cantidad de datos geológicos de superficie, que contribuyan con las interpretaciones actuales y propicien datos innovadores a ser utilizados en la reconstrucción de la historia geológica, de las rocas que forman la Cordillera de La Costa y sus alrededores.

Bibliografía

- COMISIÓN VENEZOLANA DE ESTRATIGRAFÍA Y TERMINOLOGÍA. 1970. Léxico Estratigráfico de Venezuela *Bol. Geol. Pub. Esp.* 4, 756 p.
- OSTOS M., E. NAVARRO & F. YORIS. 1987. Revisión y redefinición de las formaciones Las Brisas y Las Mercedes del Grupo Caracas, Sistema Montañoso del Caribe. Definición de la Unidad Litodémica de Corrimiento La Costa. *Primeras Jornadas de Investigación en Ingeniería.* Fac. de Ingeniería, UCV, p. 71-76.
- RENZ O. & R. SHORT. 1960. Estratigrafía de la región comprendida entre El Pao y Acarigua, estados Cojedes y Portuguesa. *Mem III Cong. Geol. Venezolano, Caracas, Bol. Geol., Publ. Esp.* 3(3):277-315.

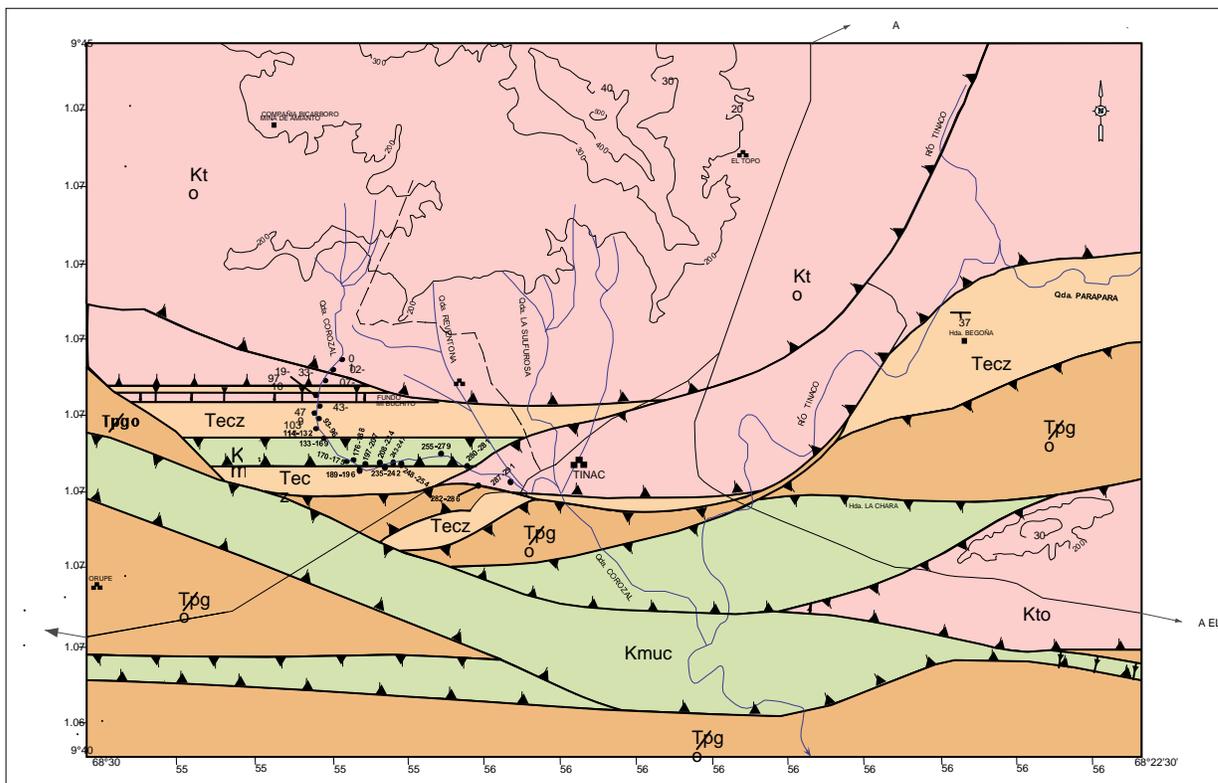


Fig. 1. Mapa geológico de la región de El Tinaco, mostrando la distribución de la Formación Mucaria (Kmuc).

THERMOCHRONOLOGY Ar-Ar OF SAMPLES OF THE MIGUELENA RIVER, VARGAS STATE AND THE GRENVILLIAN-RELATED ROCKS IN THE BOCOY RIVER, PORTUGUESA STATE, VENEZUELA

**(Termocronología Ar-Ar de muestras del río Miguelena, estado Vargas y de rocas de afinidad greenviliana en el río Bocoay, estado Portuguesa, Venezuela)
(Un cartel en DVD, carpeta 05)**

FOURNIER Herbert¹, LEE James K. W.¹ & URBANI Franco²

¹ Queen's University, Department of Geological Sciences and Geological Engineering. Kingston, Ontario, Canada.
Email: fournier@geoladm.geol.queensu.ca

² UCV, Fac. Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica & Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (Contribución del proyecto GEODINOS). Caracas.

⁴⁰Ar/³⁹Ar dating analyses of micas and K-feldspar were conducted to obtain geochronological and thermochronological data from igneous and metamorphic rocks at two different localities in Venezuela – the Miguelena and Bocoay rivers (in Vargas and Portuguesa states, respectively) – in order to better understand the thermal evolution and cooling histories of their associated geologic terranes.

Rock samples collected from relatively well-exposed outcrops along the Miguelena River were studied to obtain new insights of the final exhumation path of the Serranía del Litoral in the Coastal and Avila Belts in northern South America. These samples are related to three different lithologies: (a) Antímamo Marble (07MIC-11) with amphibolite enclaves containing relict Na-rich clinopyroxene overgrown by fuchsite (a Cr-bearing muscovite), (b) Peña de Mora Augengneiss (07MIC-12) displaying mylonitic foliation defined by biotite, muscovite, epidote, and a groundmass of feldspars and quartz, and (c) a float sample from the Naiguatá Granite (07MIC13) containing feldspars, quartz, biotite, epidote, muscovite and titanite. In addition, a single sample (RB-08) from the Bocoay River was also assessed to corroborate (or not) the occurrence of Grenvillian-related rocks in western Venezuela (as proposed by GRANDE & URBANI 2009). It consists of a single euhedral phlogopite crystal (size ~1400 µm) extracted from a granulite-facies marble that contains mainly clinopyroxene and calcite.

Following standardized sample-preparation procedures for ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, high-purity (>99%) unaltered mineral separates of fuchsite, biotite, K-feldspar and phlogopite from the samples were obtained and stacked in Al canisters. The irradiation monitor Mac83 biotite (K/Ar age = 24.36 ± 0.17 Ma, SANDEMAN *et al.* 1999) was used for the samples from Miguelena River, whereas the irradiation monitor Hb3gr hornblende (K/Ar age = 1072 ± 11 Ma (1σ), RODDICK 1983) was employed for the phlogopite from the Bocoay River. All samples were irradiated at the McMaster Nuclear Reactor in Hamilton, Canada. Micas (fuchsite and biotite) from samples 07MIC-11, 07MIC-12, 07MIC-13 and single crystals of K-feldspar from sample 07MIC13 and phlogopite from sample RB-08 were step-heated to total fusion with a CO₂ and an argon-ion laser at Queen's University, Kingston (Canada). In this study, the cooling histories (i.e. temperature-time paths) of geologic terranes were determined by combining the ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages with Dodsonian closure temperature (Tc) estimates (DODSON 1973), which take into consideration the grain size (the effective diffusion dimension, usually half of the grain size, *a* in Table 1) and the Ar diffusion parameters for each specific mineral.

The ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectra of the fuchsite and biotite mica aliquots from the Miguelena River all yield plateaus with the following ages: 35.2 ± 0.4 (2σ) Ma (07MIC-11 fuchsite; 100% of the total ³⁹Ar, MSWD = 0.6), 20.2 ± 0.8 (2σ) Ma (07MIC-12 biotite, 100% of the total ³⁹Ar, MSWD = 0.6) and 18.7 ± 0.6 (2σ) Ma (07MIC-13 biotite, 100% of the total ³⁹Ar, MSWD = 0.6). For all of these samples, the corresponding Cl/K and Ca/K values (as determined from the respective ³⁸Ar/³⁹Ar and ³⁷Ar/³⁹Ar ratios) were low and constant, indicating the absence of fluid inclusions and other phases. The age spectrum obtained from the K-feldspar from sample 07MIC13 is defined by an anomalously high age of 57 Ma in the first low-temperature step, followed by a monotonic increase from 14 Ma to 17 Ma in the subsequent four steps, finally reaching a plateau age of 20.2 ± 0.3 (2σ) Ma composed of 57 % of the ³⁹Ar released with an MSWD of 0.5. For this K-feldspar sample, the Ca/K and Cl/K values were low and do not mimic the age spectrum, indicating that the argon source was from the potassium residing in the K-feldspar.

Significantly, the plateau ages between the biotites from two distinct samples (Peña de Mora Augengneiss and Naiguatá Granite) are identical within error. Because the plateau ages have very low MSWD values and well-defined plateaus with 100% of the ³⁹Ar released, this strongly suggests that excess argon (argon that did not form from radioactive decay of ⁴⁰K within the crystals commonly in biotite) did not affect the samples, and these ages are geologically meaningful. Furthermore, the biotite ages are consistent with the K-feldspar age, which has a similar Tc due to its large grain size (Table 1).

Combining the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data and corresponding Tc's yields a cooling history which suggests an approximate cooling rate of $\sim 4.7^\circ\text{C}/\text{Ma}$ for the rocks from the Miguelena River; these data are summarized in Table 1 and plotted in a temperature-time diagram in Figure 2. These results suggest that the Serranía del Litoral Nappe cooled from $\sim 365^\circ\text{C}$ (muscovite Ar/Ar Tc) at ca. 35 Ma to $\sim 300^\circ\text{C}$ (biotite and K-feldspar Ar/Ar Tc's) at ca. 20 Ma at a rate of $\sim 4.7^\circ\text{C}/\text{Ma}$, and also demonstrate that the Serranía del Litoral Nappe experienced slow cooling during its retrogression path from the Eocene to the Miocene. The age spectrum of the K-feldspar has a slight diffusion-loss profile (younger ages at the low temperature steps following by older ages) which is also consistent with slow cooling. These results are comparable to those obtained by Sisson *et al.* (2005) from the same nappe (at the north of Valencia City) in a zircon-fission track study.

The age spectrum from the single euhedral crystal of phlogopite from the Bocoy River (Figure 1e) yields a plateau composed of 99.6% of the ^{39}Ar released with an MSWD value of 0.6. It shows apparent ages that monotonically increase within the first 0.4% of ^{39}Ar released to a plateau with an age of 888.2 ± 3.8 (2σ) Ma. Over the plateau steps, the Cl/K and Ca/K values are very low except for the low-temperature steps where high values in the Ca/K spectrum are reached, mimicking the anomalously high ages in the age spectrum and denoting the presence of a Ca-rich phase (probably calcite) which was degassing at very low temperatures. The plateau age of 888 ± 4 Ma confirms that these rocks were most likely affected by a Grenville-aged orogenic event in northern South America. Based on two cooling rates (-5 and $-10^\circ\text{C}/\text{Ma}$), two Tc's were also calculated for this sample, ranging from 443 to 455°C ; these might be useful for future research as more geochronological and thermochronological data become available for this region.

Table 1. Dodsonian Tc's based on the effective diffusion dimension for each mineral and a cooling rate of $\sim 4.7^\circ\text{C}/\text{Ma}$ for the samples from the Miguelena River. In the case of the phlogopite of Bocoy River two Tc's were calculated based on two cooling rates of $-5^\circ\text{C}/\text{Ma}$ (a) and $-10^\circ\text{C}/\text{Ma}$ (b).

Sample	Mineral	a (μm)	Tc ($^\circ\text{C}$)	2σ ($^\circ\text{C}$) [*]
07MIC-11	Fuchsite	137	366	12
07MIC-12	Biotite	115	294	20
07MIC-13	Biotite	195	308	18
07MIC-13	K-feldspar	254	293	6
RB-08	Phlogopite	700	(a) 443	4
			(b) 455	3

^{*}Errors in Tc were calculated based on the Ar diffusion parameter errors available for each mineral, assuming $\pm 1^\circ\text{C}/\text{Ma}$ in the cooling rate and $\pm 50\mu\text{m}$ in a for each mineral.

References

- DODSON M. H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 40: 259-274.
- GRANDE S. & URBANI F. 2009. Presence of high-grade rocks in NW Venezuela of possible Grenvillian affinity. *En: JAMES, K. H., LORENTE, M. A. & PINDELL, J.L. (eds) The origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publications 328: 533-548.
- LUDWIG K. R. 2008. *Isoplot program for Excel version 3.6*. Berkeley Geochronology Center.
- RODDICK J. C. 1983. High precision intercalibration of ^{40}Ar - ^{39}Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 47: 887-898.
- SANDEMAN H. A., ARCHIBALD D. A., GRANT J., VILLENEUVE M. E. & FORD F. 1999. Characterization of the composition and calibration of the age of MAC-83 biotite: A potential 24.06 Ma laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological standard. In: *Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 12, Geological Survey of Canada Current Research 99-F*: 13-26.
- SISSON V. B., AVÉ LALLEMANT H. G., OSTOS M., BLYTHE A. E., SNEE L. W., COPELAND P., WRIGHT J. E., DONELICK R. A. & GUTH L. R. 2005. Overview of radiometric ages in three allochthonous belts of northern Venezuela: Old ones, new ones, and their impact on regional geology. *En: AVÉ LALLEMANT H. G. & SISSON V. B., eds., Caribbean-South American plate interactions, Venezuela*. GSA Special Paper. 394: 91-117.

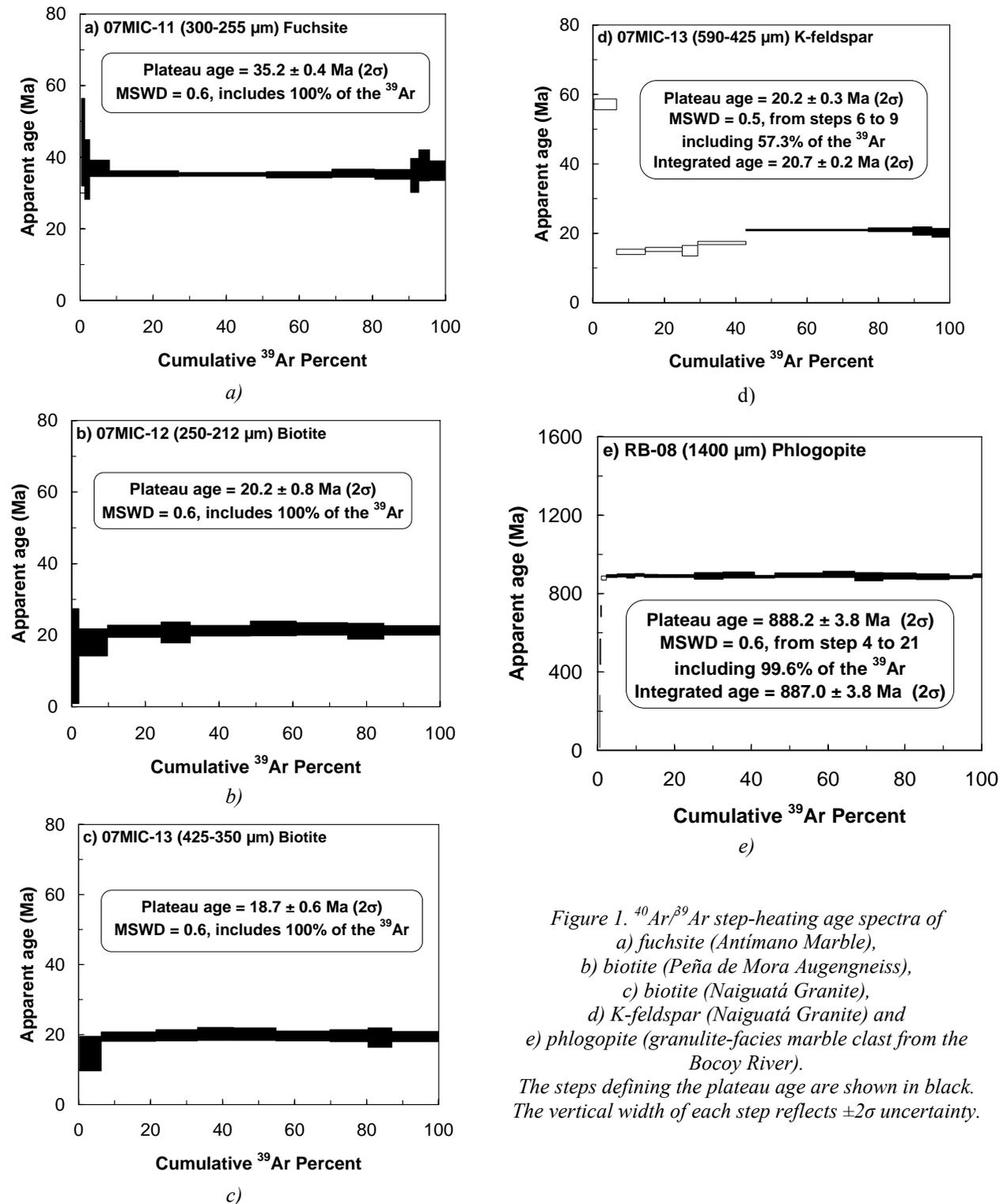


Figure 1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating age spectra of
 a) fuchsite (Antimano Marble),
 b) biotite (Peña de Mora Augengneiss),
 c) biotite (Naiguatá Granite),
 d) K-feldspar (Naiguatá Granite) and
 e) phlogopite (granulite-facies marble clast from the
 Bocoy River).
 The steps defining the plateau age are shown in black.
 The vertical width of each step reflects $\pm 2\sigma$ uncertainty.

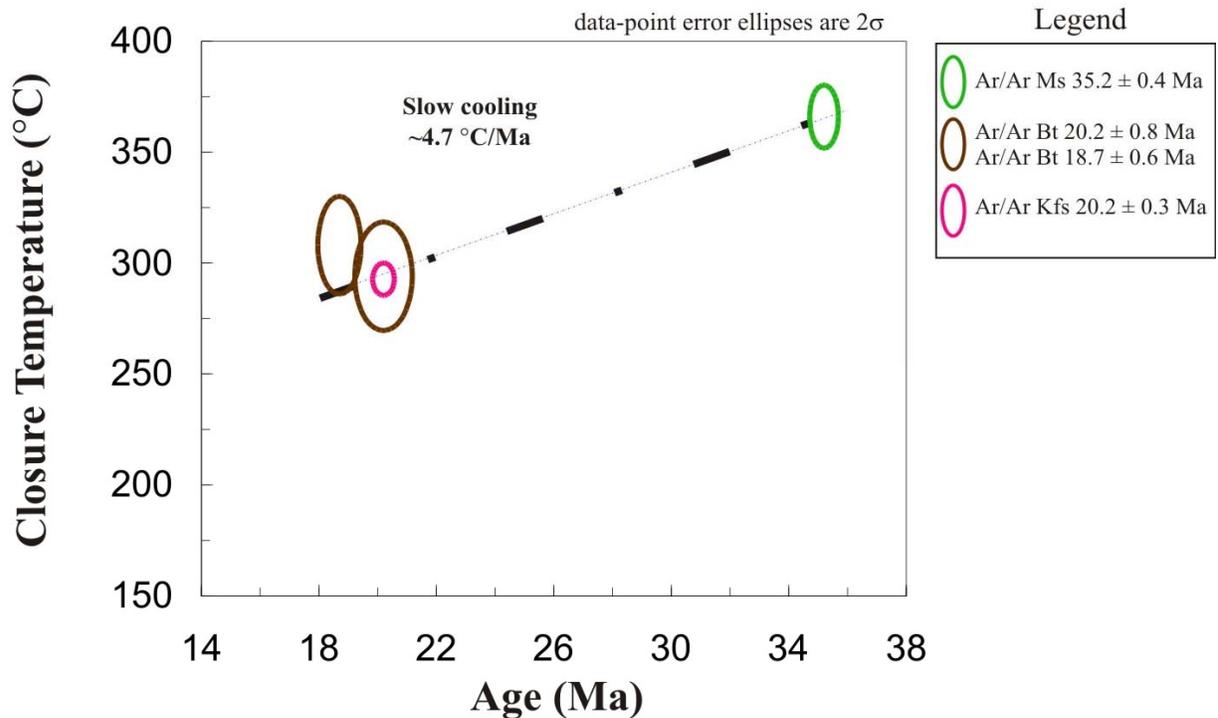


Figure 2. Cooling history of the Antimano Marble, Peña de Mora Augengneiss and Naguayá Granite in Tc. Ellipses reflect uncertainties in both the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and Tc. The combination of ages and the Tc yield a cooling rate of ~4.7 °C/Ma using ISOPLOT (LUDWIG 2008). Ms: muscovite (fuchsite), Bt: biotite, Kfs: K-feldspar.

CARACTERIZACIÓN DE LA FORMACIÓN MATATERE EN LA REGIÓN DE SIQUISIQUE - PADRE DIEGO, ESTADO LARA, VENEZUELA: TESIS EN PROGRESO
(Characterization of the Matatere Formation in the region of Siquisique - Padre Diego, Lara state, Venezuela: Thesis in progress)

GOMEZ Alí¹, ICHASO Andrei¹, RICCI Daniel¹ & SANCHEZ Andrés¹

¹ UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Lab. de Geología y Geoquímica (330). Ciudad Universitaria. Caracas. ² FUNVISIS. Contribución del proyecto GEODINOS. Caracas.

Profesores tutores: URBANI Franco^{1,2} & GONZÁLEZ Lenín¹

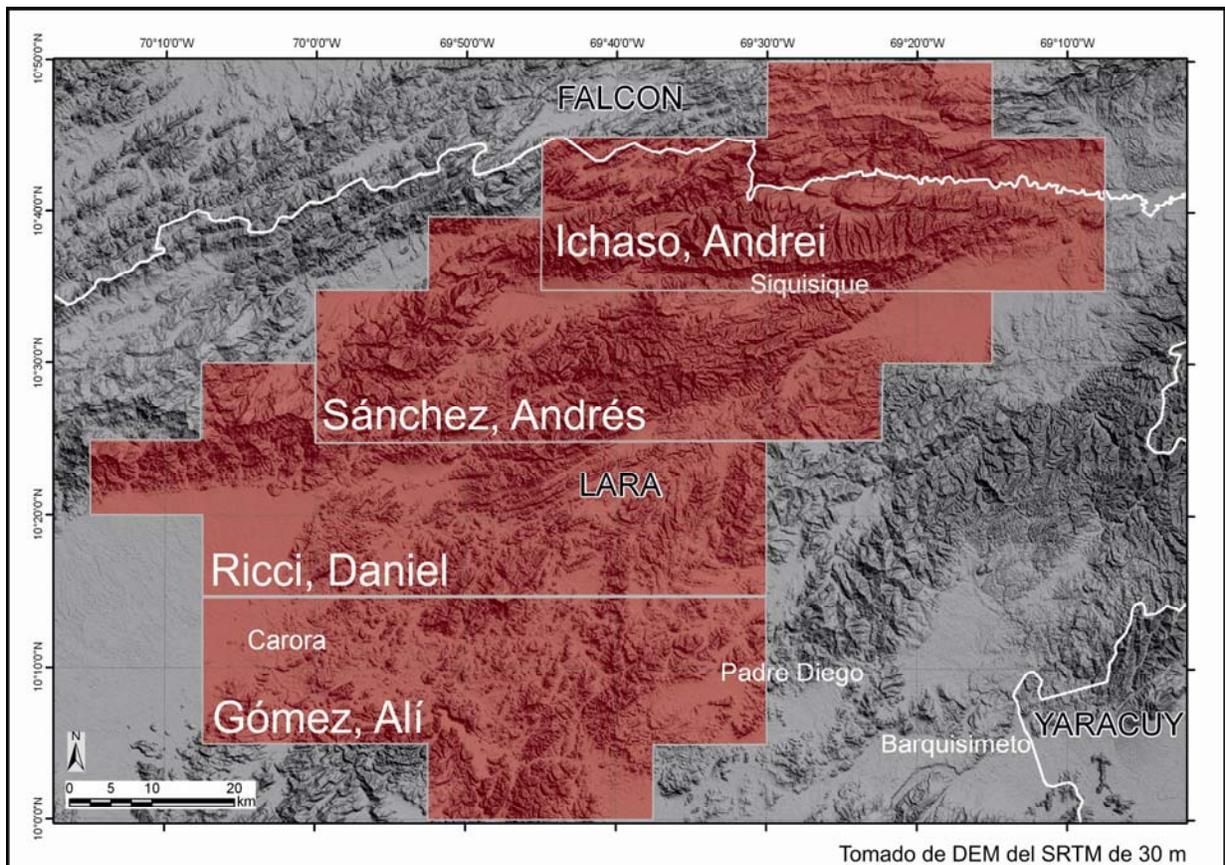
El presente trabajo tiene como finalidad la integración de la cartografía geológica comprendida entre Siquisique y Padre Diego, así como el estudio de los límites de la Formación Matatere; el cual incluye la elaboración de un mapa geológico actualizado a escala 1:25.000, realización de levantamientos geológicos de superficie y análisis petrográfico de la Formación Matatere y de unidades litológicas en contacto con ella. Esta formación fue definida por BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1968) como una secuencia “tipo flysch”, de edad Paleoceno-Eoceno, presente dentro del surco de Barquisimeto la cual posee material alóctono de diferente composición y tamaño. Debido a que la zona de estudio es muy extensa, abarca casi 6.100 km², se decide dividirla en cuatro sub-zonas que se desarrollarán como trabajos separados. Las cuatro sub-zonas son: Macuere-Siquisique, Parapara-El Porvenir, La Mesa-Matatere y Aregue-Padre Diego; con un área de estudio aproximada de 1.520 km² cada una.

Desde hace 60 años se ha estudiado a la Formación Matatere. VAN DER MUELEN (1954) realiza un estudio de las secuencias cretácicas y terciarias que afloran en el Área de Bucarito-Matatere dentro del surco de Barquisimeto, reconociendo que las de edad cretácicas se encuentran como material autóctono y alóctono dentro de las secuencias terciarias, estas últimas compuestas por intercalación de lutitas y areniscas; CORONEL & RENZ (1959) consideraron a las rocas terciarias como una secuencia “flysch” e identificaron que el material alóctono presente en esta secuencia estaba compuesto por peñones de rocas cretácicas (en su mayoría calizas), gneises y areniscas cuarcíticas del

Paleoceno inferior; STEPHAN (1982) reconoce que las montañas del norte del país son formadas por una superposición de napas y propone la división de la Formación Matatere en tres subunidades (I, II y III).

Bibliografía

- BELLIZZIA A. & D. RODRÍGUEZ. 1968. Consideraciones sobre la estratigrafía de los estados Lara, Yaracuy, Cojedes y Carabobo. *Bol. Geol.*, Caracas, 9(18): 515-547.
- CORONEL G. & O. RENZ. 1959. Deslizamientos submarinos al noroeste de Barquisimeto, estado Lara. *Mem. III Congr. Geol. Venezolano. Bol. Geol. Public. Esp.* 2: 743-757.
- MUELEN van der. 1954. *Geological report on the Bucarito and Matatere area (northern Lara)*. Compañía Shell de Venezuela, Maracaibo, inédito, 14 p.
- STEPHAN J. F. 1982. *Evolution Geodynamique du Domine Caraibe Andes et Chaîne Caraibe sur la Transversale de Barquisiméto. (Vénézuéla)*. Univ. Pierre et Marie Curie, Thèse Doct. Etat., inédito, 512 p.



Mapa de ubicación de las cuatro zonas de trabajo propuestas.

PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS GRANITOIDES Y ASOCIADAS DE LA REGIÓN DE CAÑO ORE-EL BURRO, ESTADO BOLÍVAR, VENEZUELA. (Petrography of granitoid and related rocks of the region of Caño Ore-El Burro, Bolivar state, Venezuela)

GRANDE Sebastián¹ & MARIÑO, Noel²

¹UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica. Ciudad Universitaria. Caracas 1053. Correo e.: sgrande52@gmail.com ²Bauxilum, Los Pijiguaos. Estado Bolívar.

(Presentación de 26 láminas en DVD, carpeta 06)

Rocas granitoides equigranulares e inequigranulares, algunas con marcadas texturas *rapakivi* del tipo wiborgita y rocas metamórficas de alto grado –charnockita félsica – han sido estudiadas en el oeste del estado Bolívar, Venezuela, en una región situada entre la población de El Burro y la cuenca del río Ore, unos 40 km al SO del

distrito minero bauxítico de Los Pijiguaos (Fig. 1) (MARIÑO *et al.* 1997). Los granitoides equigranulares corresponden a cuarzo-sienitas biotíticas (Tabla 1), cuya composición mineralógica promedio es: microclino perfitico (50%), cuarzo (32%), plagioclasa (8%), hornblenda (6%), biotita (4%), opacos, clorita, zircón, granate (<1%). Los granitoides porfídicos, con textura *rapakivi* más o menos marcada, corresponden a cuarzo-sienitas, con mineralogía promedio: microclino perfitico (44-60%), cuarzo (20-30%), plagioclasa tipo oligoclasa (9-14%), hornblenda (2-3%), biotita (2-3%), clorita, zircón, apatito y opacos (< 1%). Las rocas metamórficas de alto grado, con notables efectos retrógrados y asociaciones metamórficas no equilibradas, se clasifican como charnockita félsica, y su mineralogía comprende: microclino perfitico (48-50%), plagioclasa tipo andesina (6-14%), hornblenda (2-3%), anfíbol verde-azul (1-2%), biotita (3-9%), sillimanita (2-4%), clinopiroxeno (1%), hercinita (1-2%), monacita (1%), clorita, zircón, apatito, magnetita (< 1%) y posibles remanentes alterados de ortopiroxeno.

Los granitoides equigranulares pueden ser correlacionados con la facies marginal del Granito del Parguaza, denominada Granito de Pijiguaos, en su localidad tipo, Los Pijiguaos, estado Bolívar. Los granitos tipo *rapakivi*, con una variedad de colores de verde, rosado a amarillo (PARRA & MACAMAZ 2007), corresponden a diferentes variedades alteradas a ligeramente oxidadas de los mencionados Granito del Parguaza y de Pijiguaos, teniendo los primeros bien desarrolladas y algo complejas texturas *rapakivi*, que muchas veces involucran varios anillos concéntricos de plagioclasa Na-Ca rodeando a los fenocristales ovoidales de microclino perfitico.

El origen de la textura *rapakivi* en estos grandes cuerpos de tamaño batolítico, hallados al nivel mundial, ha sido objeto de acaloradas controversias. HYNEMAN (1972) propuso su origen por precipitación simultánea de dos feldespatos causado por la intersección de las curvas solidus y solvus en el diagrama de fases Or-Ab, debido al descenso del solidus en presencia de elevada presión de H₂O. Pero la evidencia textural no parece demostrar esta hipótesis. El modelo propuesto por DEMPSTER *et al.* (1994), basado en detallados estudios de catodoluminiscencia, microsonda de electrones y relaciones isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr efectuados en los fenocristales de los granitos *rapakivi* de la localidad tipo, el plutón Wiborg, en el golfo de Finlandia, demostró que el origen de esta textura se debió a procesos repetidos de exsolución subsolvus de plagioclasa An₃₂ y An₂₅ a partir de fenocristales de feldespato ternario (K,Na,Ca) generados en el seno del magma granítico. La exsolución fue coadyuvada por una alta presión de HF, evidenciada por la presencia de fluorita accesoria en estas rocas, donde este volátil contribuyó a fluidificar el sistema facilitando la exsolución de, primero una plagioclasa Na-Ca, que se desplazó radialmente hacia afuera de los cristales prismáticos de feldespato alcalino, modificando el contorno de los mismos y causando la reestructuración responsable de las características formas ovoidales observadas, y colocándose como un anillo externo de oligoclasa, de aspecto banquero en muestra de mano. Sin embargo la exsolución no concluyó aun, el exceso de Na en el feldespato alcalino, durante el enfriamiento del magma y/o su exhumación a niveles más superficiales, habría provocado una segunda exsolución de plagioclasa albitica An₃, la cual se ubicó a manera de parches discontinuos en el interior del anillo externo de oligoclasa y en continuidad óptica con las exsoluciones perfiticas del microclino. De este modo estos investigadores resolvieron en gran parte el origen de tal controversial textura adscribiéndolo a procesos subsólidos en presencia de presiones parciales de H₂O y sobre todo de HF que ayudaron a la difusión iónica del Ca y Na a través de los fenocristales de feldespato.

Para explicar el origen del Granito del Parguaza, un cuerpo de tamaño batolítico muy similar a los que afloran en el golfo de Finlandia (DEMPSTER *et al.* 1994), y con una edad casi igual en el rango 1,59 y 1,54 ± 0,02 Ga determinada por U-Pb en zircón por GAUDETTE *et al.* (1978), MENDOZA (2005) propone la génesis del magma “como producto de fusión parcial de material mantelar contaminado por material charnockítico de la base de la corteza continental. Sin embargo hasta ahora este basamento charnockítico, fuente o roca caja del Granito del Parguaza y su facies lateral, Granito de Pijiguaos, nunca ha sido descrito en la región, ni en toda la Provincia de Cuchivero, solo MENDOZA (2005) lo asume como basamento de la Asociación Suapure. Sin embargo GAUDETTE *et al.* (1978) en base a la relaciones isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr con valores de 0,701 proponen que el origen de magma es primordialmente mantelar, aunque pudo haber sufrido alguna contaminación con material charnockítico de la corteza inferior.

La charnockita félsica hallada en este estudio en la cuenca del río Ore, y aflorante en los cerros Aislado y El Diamante, parece corresponder al menos con una serie de domos charnockíticos que pudieran representar, en parte, a ese basamento oculto de alto grado de la Provincia de Cuchivero, en particular de la Asociación Suapure, en el cual fueron intrusionados los granitoides mencionados. La charnockita félsica descrita en este trabajo es una roca muy diferente en aspecto de cualquier otro granitoide antes descrito en el área occidental del estado Bolívar o en el NO del estado Amazonas. Es equigranular, de grano muy grueso, color gris verdoso oscuro y de aspecto homogéneo. En imágenes de *Google Earth* es posible apreciar, sobre todo alrededor del cerro Aislado, una estructura difusa y circular de varios kilómetros de diámetro (Fig. 2), que pareciera ser el contorno de un domo charnockítico centrado aproximadamente en el mencionado Cerro, pero mayormente cubierto por laterita y vegetación de sabana. La mencionada roca de alto grado comprende remanentes alterados de clinopiroxeno, hornblenda, hercinita y numerosos

cristales euhedrales de posible monacita, además de una gran abundancia de apatito y zircón. La retrogresión metamórfica de estas charnockitas ricas en cuarzo, a la facies de anfibolita posiblemente, fue una alteración de la hercinita y el clinopiroxeno primarios, generados a temperaturas de hasta 1000 °C (BARBOSA *et al.*, 2006), que formaron texturas de corona alrededor de estos minerales primarios. La hercinita incluida en grandes cristales de feldespato alcalino contiene residuos de clinopiroxeno augítico y posible ortopiroxeno alterado, y está rodeada por una corona de anfíbol verde-azul. La hercinita incluida en el anfíbol muestra una reacción en la cual se altera a biotita y sillimanita en haces de fibras apretados, que se abren a agregados radiales a modo de “césped” en contacto y dentro de los cristales de cuarzo. Las reacciones retrógradas que se evidencian en la roca pueden ser las siguientes: hornblenda + cuarzo → biotita + sillimanita, y clinopiroxeno + hercinita → anfíbol verde azul. Todas estas texturas evidencian que la roca original era una roca charnockítica poco hidratada, y que fue emplazada en forma de característicos domos charnockíticos en un posible basamento granulítico formado probablemente a raíz de las orogénesis que afectaron al Escudo de Guayana durante el Neoarqueano o el Paleoproterozoico, y que sufrieron un metamorfismo retrógrado a finales de esta última orogénesis, o durante el evento termal Parguazensis del Mesoproterozoico.

En este basamento oculto o cubierto, donde fueron intrusionados los granitoides del Parguaza y Pijiguaos durante el evento Parguazensis, del Proterozoico Medio. Los granitos no muestran metamorfismo alguno, solo leves efectos locales de alteración hidrotermal como cloritización de la biotita y sericitización de la plagioclasa (DALL’AGNOL *et al.* 1999). Sin embargo la charnockita félsica muestra efectos metamórficos retrógrados muy conspicuos y complejos, que incluyen texturas de corona y minerales residuales de alta temperatura como hercinita y clinopiroxeno.

Se interpreta que las rocas charnockíticas y su posible basamento granulítico, deben ser anteriores al evento Parguazensis y que probablemente correspondan a la orogénesis Transamazónica del Paleoproterozoico (2,3-1,95 Ga), o incluso a la orogénesis Aroensis del Neoarqueano (2,96-2,85 Ga). Según MENDOZA (1972, 2006) ambos eventos orogénicos involucraron granulitización de las rocas del Escudo de Guayana, pero por los momentos no es posible acertar cual de las dos orogénesis fue responsable de la intrusión de los domos charnockíticos hallados en la cuenca del caño Ore, por lo que se recomienda la datación por U-Pb en zircón de estas rocas recién halladas. Además queda por resolver el problema del probable basamento granulítico donde fueron intrusionados a su vez los domos charnockíticos aflorantes (cerros Aislado y El Diamante) y los granitoides del evento Parguazensis, el cual probablemente se encuentra cubierto en el área de estudio, pero que pudiera ser revelado con ulteriores estudios geológicos en esta zona tan vasta y poco conocida de la Provincia de Cuchivero.

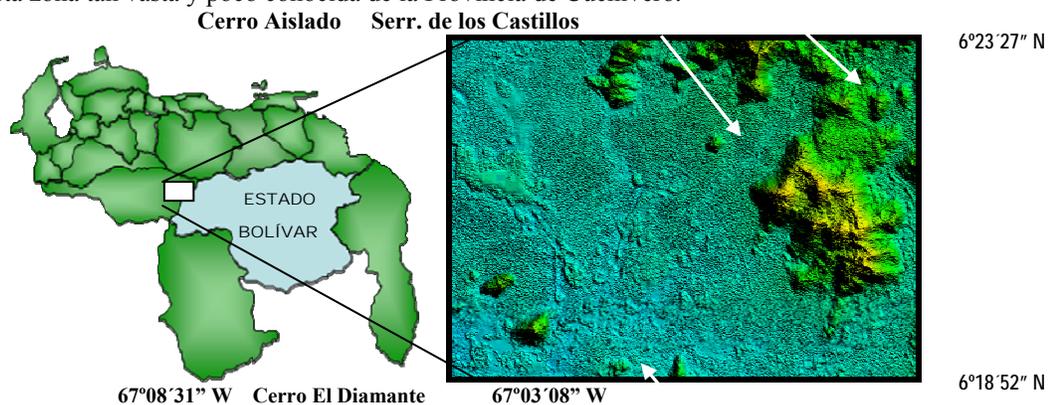


Fig.1 Mapas de ubicación relativa de la cuenca del caño Ore en el estado Bolívar, Venezuela.

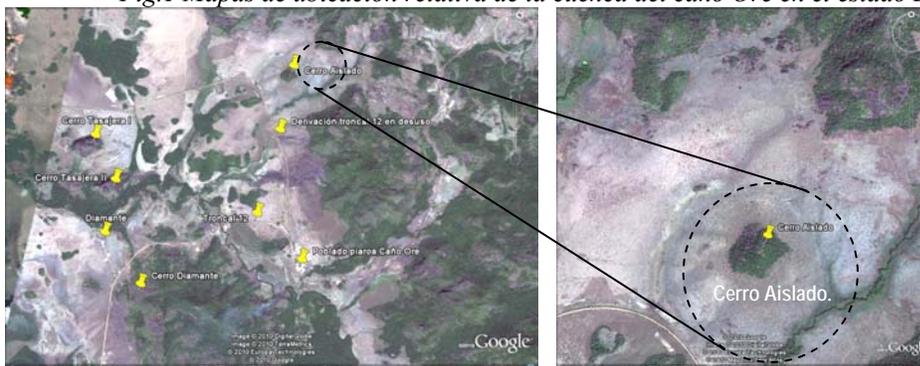


Fig. 2. Imágenes de Google Earth de la cuenca del caño Ore mostrando la posible presencia de un domo charnockítico centrado en el cerro Aislado (punteado).

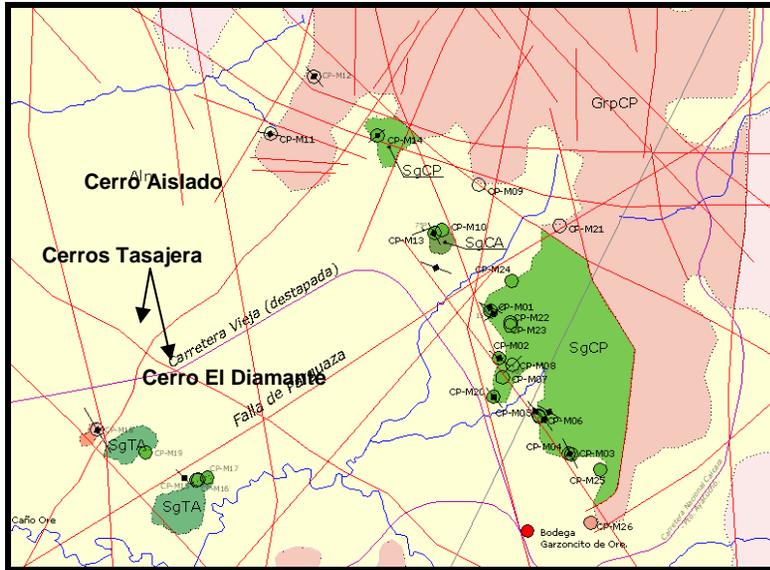


Fig. 3. Mapa geológico preliminar mostrando la ubicación de la cuenca del caño Ore y algunos patrones estructurales del área. Los cerros Aislado y El Diamante aparentan ser domos charnockíticos que pudieran representar, en parte, un basamento de alto grado donde fueron intrusionados los granitoides.

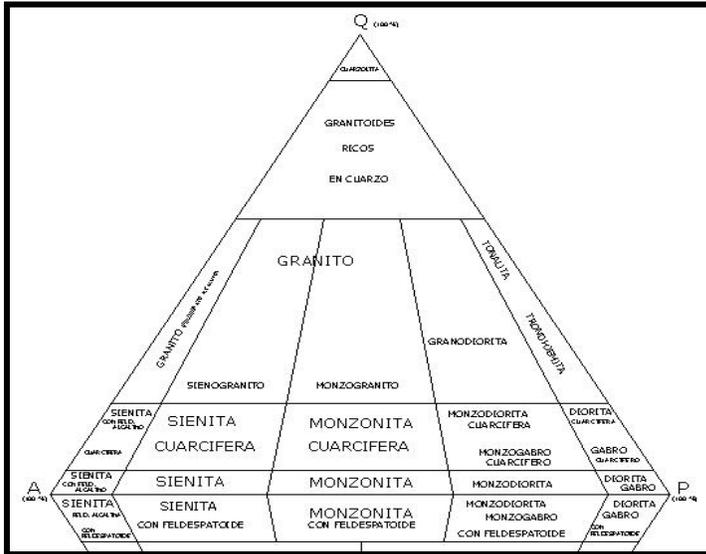


Fig. 4. Litología de las rocas granitoides de la cuenca de caño Ore en el diagrama QAPF (círculo punteado). Los nombre raíces varían de sienogranito a cuarzo-sienita-hornblendica-biotítica.

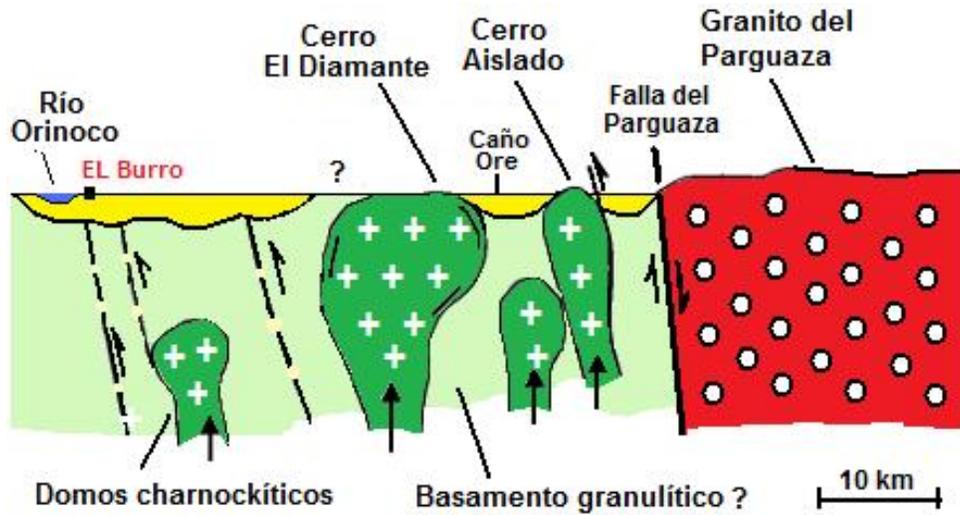


Fig. 5. Corte geológico esquemático de la región de caño Ore. Nótese que los domos charnockíticos intrusionan un basamento granulítico no expuesto o no hallado por los momentos en el área. Adaptado de BARBOSA et al. (2006)

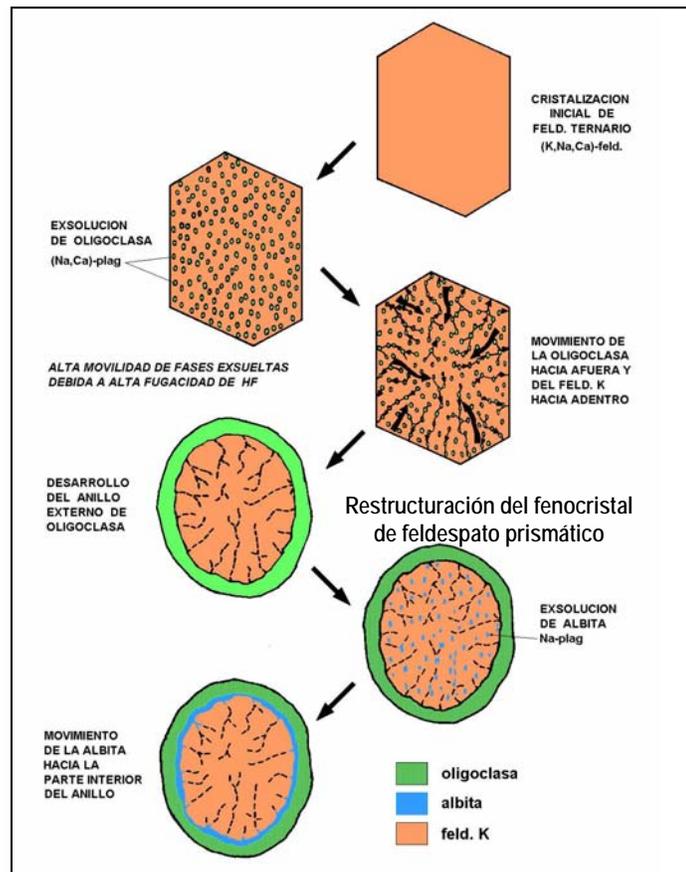


Fig. 6. Origen de la textura rapakivi por exsolución múltiple (subsolvus) en fenocristales de feldespato ternario (K,Na,Ca) y reestructuración de los mismos en un sistema fluidizado por HF. Tomado de DEMPSTER et al. (1993).

Tabla 1. Mineralogía y litología de las rocas granitoides y asociadas en la zona de El Burro-Caño Ore.

Id.	Q	Kfs	Pl	Hb	Bt	Brs	Chl	Cpx	Sil	Hrc*	Ap	Fl*	Zr	Mnz	O p	Litología
OA-IA	28	51	9	7	4	--	--	--	---	--	Tz	---	Tz	Tz	1	Sienogranito ¿Granito de Pijiguaos?
M-2X	31	50	8	6	4	--	--	--	---	--	Tz	---	Tz	Tz	1	
G-II	28	49	15	4	3	--	1	--	---	--	Tz	Tz	Tz	Tz	1	Czo-sienita hornblendo- biotítica (Granito rapakivi del Parguaza)
OA-IB	25	57	15	5	2	--	--	--	---	--	Tz	Tz	Tz	Tz	1	
LC-I	22	54	14	6	2	--	1	--	---	--	Tz	Tz	Tz	Tz	1	
EB-I	24	51	16	6	3	--	--	--	---	--	Tz	Tz	Tz	Tz	1	
EB-III	29	60	13	7	3	--	--	--	---	--	Tz	Tz	Tz	Tz	1	
CP-10	20	60	14	3	2	--	--	--	---	--	Tz	Tz	Tz	Tz	1	
CP-16	20	55	15	6	3	--	--	--	---	--	Tz	Tz	Tz	Tz	1	
CP-21	30	44	20	2	3	--	1	--	---	--	Tz	Tz	Tz	Tz	1	
CP-II	26	46	17	4	2	--	--	--	---	--	Tz	Tz	Tz	Tz	1	
GA-I	23	48	15	3	3	--	--	--	---	--	Tz	Tz	Tz	Tz	1	
GR-I	24	52	12	5	4	--	1	--	---	--	Tz	Tz	Tz	Tz	1	
EG-II	26	54	14	3	4	--	--	--	---	--	Tz	Tz	Tz	Tz	1	
PR-I	28	55	15	7	2	--	2	--	---	--	Tz	Tz	Tz	Tz	1	
EP-I	29	54	19	5	2	--	--	--	---	--	Tz	Tz	Tz	Tz	1	
CA-I	16	48	12	6	3	1	Tz	1	3	1	Tz	---	Tz	1	1	Sienogranito (Charnockita félsica). (Basamento granulítico)
CA-II	17	52	11	5	3	2	1	1	4	Tz	Tz	---	Tz	1	1	
CA-III	18	56	6	4	3	1	1	1	4	1	Tz	---	Tz	1	1	
ED-II	19	54	7	4	2	2	1	1	3	Tz	Tz	---	Tz	1	1	
CP-7	30	44	9	5	5	3	Tz	1	3	1	Tz	---	Tz	1	1	
CP-9	20	48	14	7	5	3	Tz	1	2	1	Tz	---	Tz	1	1	
CP-13	25	50	14	4	4	1	Tz	1	3	1	Tz	---	Tz	1	1	

*Hrc: hercinita o Fe-espinela; Fl: fluorita

Bibliografía

- BARBOSA J., C. NICOLLET, L. CARSON, J. R. KIENAST, R. FUCK & E. P. MACEDO. 2006. Hercynite quartz bearing granulites from Brejoes Dome, area, Jequié Block, Bahia, Brazil: Influence of charnockite intrusion on granulite facies metamorphism. *Lithos* 92: 537-556.
- DALL'AGNOL R., H. T. COSTI, A. A. LEITE, M. S. DE MAGALHAES & N. P. TEXEIRA. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precamb. Research* 95: 1-39.
- DEMSPTER T. J., G. R. T. JENKIN & G. ROGERS. 1993. The origin of rapakivi texture. *Jour. Petrol.* 35 (4): 963-981
- GAUDETTE H., V. MENDOZA, P. M. HURLEY & N. W. FAIRBARIN. 1978. Geology and Age of the Parguaza Rapakivi Granite, Venezuela. *GSA Bull.* 89: 1335-1340.
- HYDMAN D. W. 1972. *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*. McGraw-Hill, New York, 533p.
- MARIÑO N., Z. RAMÍREZ & W. MELÉNDEZ. 1997. Geología del yacimiento de bauxita de Los Pijiguaos y sus alrededores. Proposición para una excursión geológica. *Memorias VIII Cong. Geol. Venez.*, 1: 33-40.
- MENDOZA V. 1972. Geología del área del río Suapure, parte noroccidental del escudo de Guayana, Estado Bolívar, Venezuela. *IX Conf. Geol. Interguayan, Mem., Bol. Geol., Public. Esp.* 6: 306-338.
- MENDOZA V. 2006. Geología de Venezuela. Tomo II: Escudo de Guayana, Andes venezolanos y Cordillera de la Costa. *Geos* 38(2005): 121-122 + 418 p. en CD (Carpeta 75).
- PARRA P. & R. MACAMAZ. 2007. *Evaluación geológica y caracterización de rocas ornamentales de los cuerpos graníticos de la serranía de Los Castillos del Parguaza, municipio Cedeño, estado Bolívar*. Universidad de Oriente, Ciudad Bolívar. Trabajo Especial de Grado.

**UN BASAMENTO METAMÓRFICO PRE-PALEOZOICO DE GRADO MEDIO-ALTO DE POSIBLE
AFINIDAD GREENVILLIANA EN EL NOROCCIDENTE DE VENEZUELA
(A high-medium grade pre-Paleozoic metamorphic basement of possible
Greenvillian affinity in Northwestern Venezuela)**

GRANDE Sebastián¹ & URBANI Franco^{1,2}

¹UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica. Ciudad Universitaria. Caracas 1053. Correo e.: sgrande52@gmail.com

²Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas. El Llanito. Caracas.
(Contribución del proyecto GEODINOS)

(Presentación de 14 láminas en DVD, carpeta 07)

Rocas metamórficas de medio a alto grado –mármol dolomítico, charnockita félsica y máfica, metagranofiro, meta-anortosita, metapelita, hornblendita piroxénica, clinopiroxenita y anfibolita – han sido halladas en el NO de Venezuela. Ellas ocurren en una variedad de situaciones geológicas (Fig. 1): a) como xenolitos en las lavas basanítico-tefríticas del cerro Atravesado, en la Cuenca Central de Falcón (GRANDE 2009); b) posibles olistolitos en la Formación Nuezalito, en el NO del estado Portuguesa; c) en el cerro El Guayabo, una colina alargada de 4 km en dirección este-oeste y 600 m en dirección norte-sur, en contacto tectónico con el Complejo de San Julián (GRANDE & URBANI 2009); d) clastos redondeados de mármol en el conglomerado basal de la Formación Casupal, en el NE del estado Yaracuy; e) clastos redondeados de anortosita y gneis sillimanítico, en un conglomerado de la Formación Matatere, en el estado Lara (MARTÍNEZ & VALLETTA 2010); f) como núcleos del basamento del golfo de La Vela, estado Falcón, extraídos por la CVP en los años '70; g) en el Metagabroanortosítico de Yumare, al NE del estado Yaracuy (LOZANO & MUSSARI 2010); y h) en el basamento continental de la península de Paraguaná (MENDI *et al.* 2009). Estas rocas de alto grado probablemente sufrieron un metamorfismo retrógrado de grado medio, en la facies de la anfibolita, y probablemente un evento aun más retrógrado de grado bajo, en la facies del esquisto verde, conjuntamente con fuerte cizallamiento y alteración hidrotermal. Estas rocas probablemente indicarían la presencia de un extenso basamento de alto grado, o quizás de un mosaico de estos bloques, que subyace las cuencas del NO de Venezuela, en especial por debajo de la cuenca petrolífera de Falcón. Rocas similares afloran en grandes bloques hectokilométricos en México, Colombia, Ecuador y Perú. Esta es la primera vez que han sido descritas en Venezuela. Su litología de alto grado metamórfico, posible posición pre-mesozoica y la evolución tectónica del norte de Suramérica permiten interpretarlas como de afinidad greenvilliana, con edad Proterozoico Tardío, relacionadas con la evolución de los supercontinentes de Rodinia y Pangea.

Se concluye que las rocas antes descritas, de las cuales hay recientes dataciones U-Pb en zircón, en el intervalo 1200-980 Ma (BAQUERO y MENDI, comunicaciones personales), pueden ser adscritas con casi total certeza al orógeno Greenvilliano, más que al orógeno Taconico-Allegheniano, debido a la característica presencia de rocas granulíticas y charnockíticas, mármol de alto grado y otras litologías relacionadas como la suite AMCG (anortosita-mangerita-charnockita-granito). Las rocas de los orógenos paleozoicos se caracterizan por facies de medio a bajo grado, como anfibolita almandínica y esquisto verde, formadas en condiciones bastante hidratadas, con $P_{lit} \approx P_{H_2O}$, mientras que en estas rocas de alto grado es notable la ausencia o escasez de minerales hidratados. La alteración observada en clinopiroxenita y charnockita máfica a hornblenda y biotita puede ser un efecto retrógrado debido a las orogénesis paleozoicas o el efecto Caribeño sobre los ensamblajes de alto grado de afinidad greenvilliana. Otros procesos aun más retrógrados generaron epidoto, clorita y estilpnomelana, minerales de temperaturas más bajas, pero por los momentos no es posible acertar si se trata de minerales formados por metamorfismo de bajo grado, alteración hidrotermal o efectos cataclásticos. Algunas de las clinopiroxenitas en contacto con mármoles de alto grado pudieran ser *skarns* ricos en piroxeno, pues contienen también epidoto.

Las rocas de medio-alto descritas en el noroccidente de Venezuela, tanto por su afinidad como por su edad, no tienen relación alguna con las rocas de alto grado del Complejo de Imataca, ubicado en el norte del Escudo de Guayana, de edad Arqueano. Existe en esa unidad un mármol dolomítico, el Mármol de Guacuripia y algunas anfibolitas, pero el resto de las rocas incluye conjuntos típicamente arqueanos, como metasedimentos manganesíferos y formación bandeada de Fe, cuya edad es al menos 2 Ga más antigua que las rocas greenvillianas, que son del Proterozoico Tardío. La asociación hallada sobre todo en el cerro El Guayabo, de charnockitas máficas y félsicas, con mármoles dolomíticos sugiere una asociación bimodal, que previa al metamorfismo pudo ser una asociación basalto-riolita o gabro-granito, con algunas calizas posiblemente estromatolíticas plataformales. Esto sugiere un marco tectónico expansivo del tipo cuenca retro-arco intracontinental (*continental back-arc basin*). Para acertar esto se debería tener rocas volcánicas, estas rocas son metaplutónicas y están demasiado recrystalizadas para que al aplicar los clásicos diagramas de discriminación de basaltos pudieran dar resultados conclusivos, pues esos

diagramas funcionan con rocas no metamorfizadas o a lo sumo en lavas de bajo grado metamórfico, pero es dudoso que puedan ser utilizados en rocas granulíticas. En otras partes del NO de Venezuela, la asociación hallada consiste de rocas anortosíticas, como las del Metagabro Anortosítico de Yumare (AMCG desmembrada) (LOZANO & MUSSARI 2010), y algunos xenolitos corticales hallados en las lavas de la cuenca central de Falcón (GRANDE 2009).

Atendiendo a la compleja evolución geológica de los orógenos Grenvilliano y Tacónico-Allegheniano en su localidad tipo, el margen este del Escudo Canadiense, en el este de Norteamérica, es posible comprender como lonjas tectonizadas de diferentes napas del orógeno Grenvilliano pudieron haber sido desmembradas e incluso incorporadas a los cinturones ante-país de pliegues y corrimientos (*fold-thrust belts*) del orógeno Tacónico-Allegheniano, como fragmentos del basamento norteamericano dentro de dichos cinturones. En los estados de Virginia y North Carolina existen fragmentos de rocas grenvillianas emplazados tectónicamente, denominados localmente “*inliers*” (HATCHER 1987) dispersos a lo largo de los actuales montes Apalaches, algunos de ellos forman las mayores elevaciones de esa antigua cordillera, hoy profundamente erosionada, como los Blue Mountains, los Catskills y otros macizos.

Reconstruyendo la evolución del norte de Suramérica se puede comprender la existencia de rocas grenvillianas en varios lugares del margen oeste y norte de dicho continente, pues las reconstrucciones de Rodinia muestran que ambas Américas en el Proterozoico Medio se hallaban suturadas con el actual margen este de Norteamérica (Laurentia) unido al margen oeste de Suramérica (Amazonia), formado parte del orógeno Grenvilliano, de escala mundial. Cuando Rodinia se separó hace 830-700 Ma, algunos fragmentos de este Orógeno quedaron rezagados en Suramérica, formando seguramente parte de antiguos márgenes pasivos neoproterozoicos a paleozoicos a medida que se abrían nuevas cuencas oceánicas, hoy subducidas. Durante el Paleozoico las masas continentales volvieron a suturarse para formar la Pangea permo-triásica, pero su deriva ocurrió en direcciones y sentidos diferentes, con el margen sur de Norteamérica unido con el margen norte y noroeste de Suramérica, formando el orógeno Tacónico-Allegheniano-Ouachita, de manera que en el cinturón de pliegues y corrimientos de ante-país de ese orógeno paleozoico fueron emplazados varios bloques Grenvillianos, que fueron probablemente intrusionados por granitos orogénicos anatéticos tacónicos a hercínicos, como se evidencia en los Andes de Mérida. Esto es posible concluirlo examinando los recientes hallazgos Grenvillianos de MENDI (com. personal) en el basamento de Paraguaná, donde rocas proterozoicas fungieron de roca caja para la intrusión de la Metagranodiorita de El Amparo, de edad Pérmico.

Finalmente, cuando la Pangea se disgregó durante el rifting jurásico, todas las rocas del basamento, que incluían a los orógenos paleozoicos con sus niveles “*inliers*” Grenvillianos, fueron afectados el rifting continental, generando cuencas intracráticas, que posteriormente fueron cubiertas por secuencias de margen pasivo desarrolladas durante el Mesozoico por la apertura del pro-Caribe y el Atlántico. Durante la orogénesis Caribe, el arco y la placa homónimos entraron en colisión rasante y transpresiva con el margen pasivo de Suramérica, emplazando en las napas generadas algunos bloques de rocas antiguas, entre las que se hallaban precisamente estas rocas grenvillianas, asociadas a rocas orogénicas paleozoicas o incluso intrusionadas por algunos de estos granitos devónicos a pérmicos.

En el extremo oriental del cerro El Guayabo las charnockitas félsicas (mangeritas) están en contacto tectónico con un bloque del Complejo de San Julián, el cual contiene boudines métricos de mangerita (charnokita félsica) embebidos en esquistos micáceos-grafíticos-granatíferos (Fig. 2.). El grado de deformación de estas rocas no deja entrever claramente la relación entre ambas unidades, pero la presencia de boudines de rocas proterozoicas de alto grado dentro del Complejo de San Julián, a lo sumo en facies de anfibolita epidótica, podría significar que el contacto original era de tipo erosional, fungiendo las rocas grenvillianas como basamento de la cuenca neoproterozoica o paleozoica donde se depositaron los sedimentos pelíticos de esta unidad. Posteriormente dicho contacto fue metamorfizado durante orogénesis paleozoicas y recientemente tectonizado, posiblemente durante la exhumación de estas rocas antiguas debido al relevo transpresivo en la zona de fallas de Boconó-Morón, generándose así los budines de mangerita en los esquistos de San Julián. Se llega a la conclusión anterior debido a que no hay evidencia alguna de que las mangeritas sean intrusivas en las rocas metapelíticas y la perfecta concordancia con la foliación que muestran los budines.

Es difícil acertar si las rocas de afinidad grenvilliana halladas como basamento o afloramientos éste mismo desde Paraguaná a Yaracuy, y que fueron fuente de sedimentos para formaciones terciarias, como Matatere, Casupal o Nuezalito, forman actualmente un solo gran bloque de basamento antiguo de alto grado que subyace toda esta región, similar al bloque Oaxaca, o a los hectokilométricos macizos de Santander y Garzón, en Colombia. Pudiera tratarse de un basamento constituido por un mosaico de estos bloques, dado que las rocas grenvillianas sufrieron tectonismo y desmembramiento durante al menos dos orogénesis paleozoicas y durante su emplazamiento como napas en la orogénesis Caribe, durante el Cretácico Tardío al Paleoceno. Se requiere de estudios geofísicos de gravimetría y sísmica de refracción profunda, para poder establecer la continuidad o no de este basamento Grenvilliano en el NO de Venezuela, así como el espesor cortical que éste sostiene.

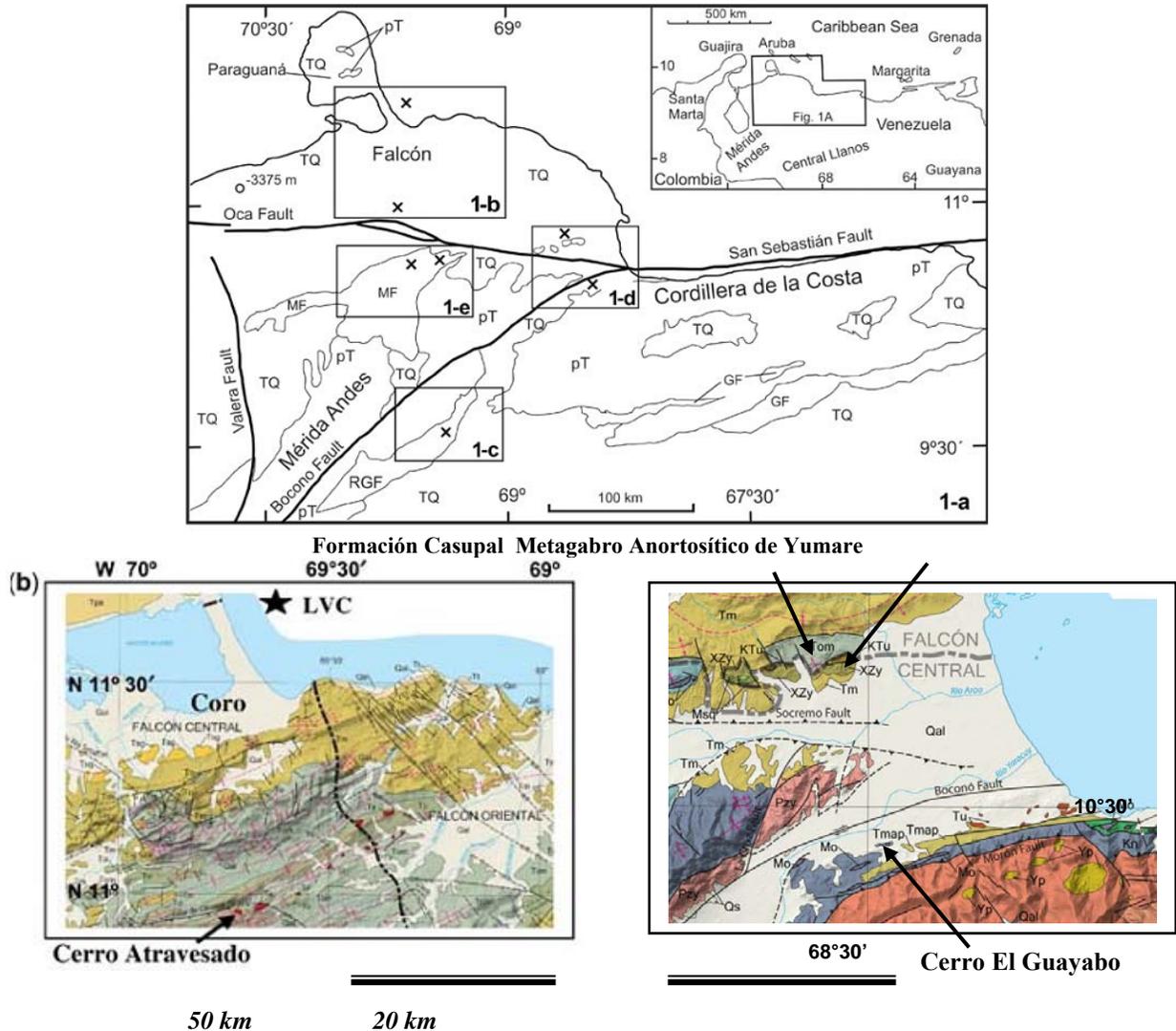


Fig. 1. Mapas de ubicación de las rocas metamórficas de medio-alto grado halladas en el noroccidente de Venezuela. (1-a): mapa regional del centro-occidente de Venezuela; (1-b) LVC: núcleos del basamento del golfo de La Vela y xenolitos corticales de alto grado en las lavas del cerro Atravesado, en la cuenca de Falcón central; (1-d): canto rodado de mármol en un conglomerado de la Formación Casupal y ubicación del cerro El Guayabo, hasta ahora el único afloramiento de rocas de alto grado hallado en el norte del país. Tomado de GRANDE & URBANI (2009).



Fig. 2. Budines de charnockita félsica (flechas) en el esquist micáceo-granatífero-grafítico del Complejo San Julián, cerca del contacto tectónico entre las rocas de alto grado al oeste, y las de bajo grado, al este, en la ladera NE del cerro El Guayabo. Nótese la concordancia entre los budines y la foliación del esquist. Rumbo de la foto N75W.

Tabla 1. Mineralogía y litología de las rocas de medio-alto grado del noroccidente de Venezuela

	Q	Kfs	Pl	Cpx	Bt	Sil	Grt	Hb	Chl	Car	Phl	Srp	Ttn	Ap + Ep	Zr	Op	Litología
YA-01	3	-	-	20	-	-	-	-	-	77	-	-	-	-	-	-	Mármol dolomítico
YA-02	-	-	-	40	-	-	-	-	-	60	-	-	-	-	-	-	
YA-250B	6	-	-	40	-	-	-	-	-	54	-	-	-	-	-	-	
YA-253E	3	-	-	18	-	-	-	-	-	75	-	-	-	-	-	4	
YA-254A	1	-	-	15	-	-	-	-	-	76	-	-	-	-	-	8	
YA-254B	1	4	-	26	-	-	-	-	-	69	-	-	-	-	-	-	
YA-254C	-	2	-	28	-	-	-	-	-	72	-	-	Tz	-	-	-	
YA-257	2	-	-	22	-	-	-	-	-	76	-	-	Tz	-	-	-	
YA-259A	1	-	-	35	-	-	-	-	-	62	2	-	-	-	-	-	
YA-259B	-	-	-	28	-	-	-	-	-	71	1	-	-	-	-	-	
PO-37	-	-	-	9	-	-	-	-	-	70	7	15	-	-	-	Tz	
FA-38	2	-	-	13	-	-	-	-	-	81	-	-	-	Tz	-	Tz	
FA-50 X1	-	-	-	32	-	-	-	-	-	50	17	-	1	-	-	-	
FA-51B X1	-	-	-	36	-	-	-	-	-	49	15	-	-	-	-	-	
LVC-12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	54	7	39	-	-	-	-	
LVC-18	30	28	30	-	-	-	7	-	-	-	-	-	Tz	Tz	-	Tz	
LVC-22c	45	20	-	-	1	-	17	-	8	-	-	-	-	-	-	8	
LVC-22a	40	22	20	-	-	3	10	-	4	-	-	-	-	-	Tz	1	
LVC-22b	50	30	-	-	-	-	10	-	10	-	-	-	Tz	Tz	Tz	Tz	
YA-253A	7	92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	
YA-258A	4	53	38	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	2	
YA-261/262	32	56	12	-	-	-	-	-	-	Tz	-	-	-	-	-	Tz	
YA-250A	1	91	2	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	
YA-250E2	-	60	38	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
YA-251A	-	53	5	28	1	-	-	2	-	-	-	-	4	-	-	1	
YA-251B	15	79	3	Tz	-	-	-	-	Tz	-	-	-	Tz	-	-	3	
YA-252B	4	83	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	
YA-253B	12	81	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	
YA-259C	5	82	13	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tz	-	-	
LVC-22f	35	17	20	10	-	-	-	-	10	Tz	-	10	-	Tz	-	8	
LVC-22g	-	40	17	20	-	-	3	-	10	-	-	-	-	Tz	-	Tz	
LVC-17	-	-	30	-	20	-	-	45	5	-	-	-	-	Tz	-	Tz	
LVC-22d	15	10	25	-	-	-	-	50	-	-	-	-	-	-	-	Tz	
YA-250 J	-	-	52	Tz	-	-	-	48	-	-	-	-	-	-	-	Tz	
YA-250 N	-	-	18	-	35	-	-	38	5	-	-	-	1	-	-	Tz	
FA-52	2	-	92	-	-	-	-	-	5	1	-	-	-	-	-	-	
FA-39	5	-	50	45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tz	
YA-250-D1	-	-	62	37	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	
YA-253C	-	-	40	42	-	-	-	15	-	-	-	-	2	1	-	-	
YA-250 I	-	-	-	32	-	-	-	53	-	2	-	-	-	3	-	-	
YA-250E1	-	-	2	85	-	-	-	12	3	-	-	-	-	1	-	-	
YA-250F	-	-	-	67	8	-	-	24	-	-	-	-	-	-	-	-	
YA-250-D2	-	-	-	95	1	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	
YA-250 K	1	-	3	95	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	
YA-252A	3	-	1	91	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	2	
LVC-22e	-	5	Tz	85	1	-	-	-	-	10	-	Tz	Tz	Tz	-	8	

Proveniencia de las muestras: LVC-12 a LVC-23, núcleos de la plataforma de La Vela, Falcón; FA-38, 39, 50X1, 51X1 y 52, xenolitos corticales en las lavas del cerro Atravesado, Falcón central; PO-37, canto del río Bocoy, estado Portuguesa, YA-01 y 02, bloques sueltos, cerro El Guayabo, Yaracuy; YA-250 a 262, afloramientos del cerro El Guayabo, Yaracuy.

Bibliografía

- FEO-CODECIDO G., F. D. SMITH Jr., N. ABOUD & E. DI GIACOMO. 1984. Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan llanos basins. En: W. E. BONINI, R. B. HARGRAVES & R. SHAGAM (eds.). *The Caribbean-South American Plate boundary and regional tectonics*. GSA Mem. 162: 175-187.
- GRANDE S. 2009. Estudio petrográfico de los xenolitos presentes en las lavas del cerro Atravesado, Falcón central. *Rev. Fac. de Ingeniería*, UCV, Caracas, 24(1): 13-30.
- GRANDE S. & F. URBANI. 2009. Presence of high-grade rocks in NW Venezuela of possible Grenvillian affinity. En: K. H. JAMES, M. A. LORENTE y J. L. PINDELL (eds.). *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publication 328: 533-548.
- HATCHER R. D. 1987. Tectonics of the Southern and Central Appalachian Internides. *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences*. p. 337-362.
- LOZANO G. Fernando A. & MUSSARI C. Arturo. 2010. Geología de los macizos ígneo-metamórficos del norte de Yumare, estados Yaracuy y Falcón. *Geos*, UCV, Caracas, 40(2009): 65-66 + 286 p. en DVD (Carpeta 36).
- MARTÍNEZ G. & G. VALLETTA. 2010. Petrografía de las facies gruesas de la Formación Matatere y otras unidades del centro-occidente de Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 40(2009): 67-68 + 298 p. y 2 mapas en DVD (Carpeta 39).
- MENDI D., L. CAMPOSANO & M. BAQUERO. 2005. Petrografía de rocas del basamento de la ensenada de La Vela. Notas de avance. *Geos*, UCV, Caracas, 38: 32-33 + presentación de 42 diapositivas en CD.

**MAGMATISMO Y EVOLUCIÓN CORTICAL PRECÁMBRICA EN EL NORTE DEL CRATÓN
AMAZÓNICO: EVIDENCIAS GEOCRONOLÓGICAS U-PB Y
QUÍMICA ISOTÓPICA DE HF EN ZIRCONES**
(Precambrian magmatism and cortical evolution north of the Amazonas craton: U-Pb geochronological
evidence and Hf isotopic chemistry in zircons)

IBAÑEZ-MEJIA M.¹, RUIZ J.¹, GEHRELS G.¹, PEPPER M.¹, URBANI F.^{2,3} & MENDI D.²

¹Dept. Geosciences. University of Arizona, Tucson, USA. ²UCV, Escuela de Geología, Minas y Geofísica.

³Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas. El Llanito. Caracas, Venezuela.

(Un cartel en DVD, carpeta 08)

El cratón Amazónico, ubicado en el extremo norte de Suramérica, es el bloque cortical Precámbrico mas extenso que conforma la plataforma del continente. Éste ha sido dividido en varias provincias y cinturones móviles con una disposición general NW-SE que se extienden desde el Brasil hasta territorios de Colombia y Venezuela. Sin embargo, la mayoría de los estudios geocronológicos e isotópicos realizados en el cratón Amazónico se han concentrado en su segmento sur, geográficamente conocido como el escudo Brasilerio, y el carácter de las diferentes provincias de basamento se ha extendido hacia al norte en donde la cantidad de datos disponibles es considerablemente menor.

El presente proyecto busca entender mejor la temporalidad y petrogénesis de los pulsos de magmatismo y metamorfismo Precámbrico que ocurrieron en la actual margen norte del cratón Amazónico, y esclarecer su relación con eventos de crecimiento cortical en términos de adición de magmas juveniles vs. pulsos caracterizados por retrabajo de corteza mas antigua. Para este propósito estamos en proceso de analizar una transepto entre Colombia y Venezuela que se extiende desde Araracuara en el Caquetá Colombiano hasta San Félix en Venezuela. Nuestro muestreo incluye parte de los departamentos del Vaupés y Guainía en Colombia, segmentos de la frontera Colombo-Venezolana a lo largo de los ríos Atabapo y Orinoco, e inmediaciones de Puerto Ayacucho, Puerto Páez, Los Pijiguaos, la Serranía de la Cerbatana y Caicara del Orinoco. En general, las muestras colectadas incluyen granitoides, gneises y migmatitas de basamento y granitos rapakivi provenientes de unidades conocidas como Complejo migmatítico de Mitu, granitos de Parguaza, Grupo Cuchivero y Complejo Imataca.

Resultados preliminares obtenidos en muestras de granitos rapakivi del batolito de Parguaza en alrededores de Samariapo y Puerto Ayacucho, señalan que los cuerpos aflorantes en la porción mas occidental de este complejo intrusivo cristalizaron en un estrecho intervalo de edades entre 1395 y 1410 Ma; cerca de 150 Ma más joven de lo que otros autores (GAUDETTE *et al.* 1978) han obtenido en el pasado para otras localidades del Parguaza. Adicionalmente, valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ entre -3.9 y -4.8 para las mismas muestras evidencian una importante contribución de material cortical más antiguo en la génesis de los magmas. Esto contrasta con los resultados obtenidos recientemente por HEINONEN *et al.* (2010) para granitos rapakivi de edad semejante en el sur de Finlandia, donde valores de ϵ_{Hf} positivos o cercanos a cero muestran una importante contribución de fundidos juveniles en su generación. Estos contrastes tienen implicaciones genéticas y para la historia magmática de la suite intrusiva de Parguaza, ya que evidencian mayor complejidad y duración del magmatismo rapakivi de lo que se presumía hasta el momento. Los resultados obtenidos a partir de este proyecto mejoraran nuestro entendimiento de la evolución tectono-magmática del norte del cratón Amazónico, y nos permitirán explorar conexiones paleogeográficas de esta margen con otros cratones tales como las propuestas con el sur del escudo Báltico durante el Paleoproterozoico (e.g. JOHANSSON 2009). Adicionalmente, la generación de una base de datos mas completa con edades precisas de U-Pb y química de Hf para los granitoides precámbricos del norte de Suramérica, es de vital importancia como marco de referencia para estudios de proveniencia sedimentaria, especialmente en secuencias para las cuales el norte del cratón Amazónico haya sido una potencial fuente de aporte de detritos.

Referencias

GAUDETTE H. E., MENDOZA V., HURLEY P. M. & FAIRBAIRN H. W. 1978. *GSA Bull.* 89(9): 1335-1340.

JOHANSSON A. 2009. *Precambrian Research* 175 (1-4), 221-234.

HEINONEN A. P., ANDERSEN T. & RAMO T. 2010. *Jour. Petrology* 51(8):1687-1709.

GEOLOGÍA DE LAS ROCAS GRANITOIDES DE LA REGIÓN DE TIMOTES, ESTADO MÉRIDA (Geology of granitoids of the Timotes region, Mérida State, Venezuela)

LÓPEZ C. Elizabeth

UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica.

Tutor: SIFONTES R. S.

(Presentación de 23 láminas en DVD, carpeta 09)

Las rocas granitoides de Timotes afloran en los Andes Venezolanos, al norte de la ciudad de Timotes, estado Mérida, con un área aproximada de 40 km². Dichas rocas han sido poco estudiadas existiendo un gran vacío de información geológica necesaria para completar y resolver algunas ambigüedades de los modelos propuestos. Por ello, esta investigación tiene como objetivo general estudiar las rocas granitoides que afloran en esa región, así como sus relaciones de campo y clasificación mediante la caracterización petrográfica del granito y la actualización cartográfica a escala 1:25.000. Se recolectaron muestras en campo, de las cuales a 18 de ellas se les realizó un estudio petrográfico; la mineralogía promedio es: cuarzo, biotita, muscovita, microclino, plagioclasa sódica, zircón, apatito y en base al conteo modal de los mismos se clasificaron mediante el triángulo QAP de la clasificación IUGS dando como resultado monzogranito y granodiorita. Diques y otros cuerpos intrusivos menores tienen litología que va desde tonalita a granito microclínico. La secuencia de cristalización de los minerales en el granito de Timotes se estableció de acuerdo a las relaciones texturales de los mismos, con el siguiente resultado: biotita – muscovita – ortosa – microclino – cuarzo. Se observa en el diagrama del “Índice de Saturación de Alúmina” de MANIAR & PICCOLI (1989) que todas éstas rocas son peraluminicas y en el diagrama de “discriminación entre granitoides tipo I – S y A” de SCHEEPERS (2000), son granitos tipo S. La actualización cartográfica se realizó por medio del programa ArcGis 9.2 con base en los mapas topográficos de la zona y el mapa geológico a escala 1:50.000 de la región de Timotes, además se realizaron dos cortes topográficos utilizando este mismo programa. Las relaciones de campo de este cuerpo granitoide corresponden principalmente a contactos de falla con las demás rocas.

DETERMINACIÓN DE Th Y U POR ESPECTROMETRÍA GAMMA EN MINERALES PESADOS DE SEDIMENTOS DEL RÍO ARIZO, CUENCA DEL ARO, ESTADO BOLÍVAR, VENEZUELA (Determination of Th and U by gamma spectrometry in heavy minerals of sediments of the river Arizo, Aro basin, Bolívar state, Venezuela)

MANRIQUE John & PASQUALI Jean

Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Instituto de Ciencias de la Tierra, Caracas.

Correo-e.: johnmancat@gmail.com

(Presentación de 18 láminas en DVD, carpeta 10)

Los núcleos de algunos elementos químicos son inestables y pueden desintegrarse de forma natural en otros núcleos. Esto significa que se transforman espontáneamente en otros elementos, típicamente emitiendo partículas. Este proceso, conocido como desintegración radiactiva, generalmente resulta en la emisión de partículas alfa y beta provenientes del núcleo. La mayoría de las transformaciones van acompañadas por la emisión de radiación gamma que es una radiación electromagnética, como los rayos X (KNOLL 1989). Pero, a diferencia de estos últimos de origen atómico, la radiación gamma es de origen nuclear.

Entre los núcleos inestables naturales se encuentran ²³²Th, ²³⁸U y ²³⁵U, cuya desintegración genera las correspondientes series radiactivas que contiene radionucleídos emisores de radiación gamma (KNOLL 1989). Esta radiación puede ser utilizada para identificar y determinar sus concentraciones en rocas, suelos y sedimentos (EDSFELDT 2001). Este trabajo de investigación incluye el desarrollo de una metodología y aplicación para el análisis por espectrometría gamma de algunas muestras de minerales pesados provenientes del río Arizo, en el estado Bolívar, Venezuela, con el fin de determinar la actividad (Bq/kg) de U y Th y los isótopos radiactivos asociados.

El tratamiento físico de las muestras consistió en un cuarteo con el separador de Jones, una separación en 5 fracciones granulométricas de: (> 500 µm), 3 (500-250 µm), (250-177 µm), (177-125 µm) y (< 125 µm). De cada fracción granulométrica obtenida, se separaron los minerales pesados a través del método hidrodinámico. Los concentrados de minerales pesados obtenidos fueron colocados en envases plásticos sellados y del mismo tamaño, para disminuir los errores correspondientes a la eficiencia geométrica de las muestras. Las mediciones de radiación gamma fueron realizadas con las muestras en esos envases.

Se hizo la calibración del espectrómetro gamma en eficiencia, utilizando el material de referencia RGTh-1. Se obtuvo una función matemática de la eficiencia en función de la energía y de la masa, que fue utilizada para determinar la actividad de ^{234}Pa , ^{214}Pb , ^{214}Bi para la serie del ^{238}U y de ^{228}Ac , ^{212}Pb , ^{212}Bi y ^{208}Tl para la serie del ^{232}Th . El error aproximado del método es de 10%.

Se separaron las fases minerales con un separador magnético marca Frantz, utilizando corrientes de 0,3; 0,6 y 1,2 Amper. A través del análisis de difracción de rayos X, se identificaron las siguientes fases minerales: ilmenita, hematita, goethita, rutilo, rutilo con niobio, crosita, monacita, zircón, torita, xenotima, lipscombite, microclino, tremolita, clinocloro y cuarzo.

Se pudo determinar, que la muestra Aro-P114 (<125 μm), no presenta el proceso físico de auto absorción (PÉREZ *et al.* 2002) a las condiciones que se hacen las medidas. Esto permitió determinar las actividades de U y Th en las demás muestras, sin corregir por auto absorción, ya que esta muestra es muy similar en composición y densidad al resto de las muestras estudiadas.

Para realizar los cálculos de la actividad de los radionucleídos de interés, se hizo la calibración del espectrómetro gamma en eficiencia (PALACIOS *et al.* 2007), obteniendo la siguiente expresión matemática en función de la energía y de la masa, que puede ser utilizada en muestras similares:

$$E_f = (-0,000232308 \ln(E/E_0) + 0,001882153) + (0,002120296 \ln(E/E_0) - 0,017198505) \cdot (m/m_0)$$

Donde, E = energía en KeV, $E_0 = 1$ KeV, m = masa en kg y m_0 es 1kg.

El análisis de espectrometría gamma de las muestras analizadas arroja valores de actividad que van desde los 60 Bq/kg de ^{214}Bi , 147 Bq/kg de ^{228}Ac , 62 Bq/kg de ^{208}Tl para la muestra Aro P 58 (<125 μm) hasta 2200 Bq/kg de ^{214}Pb , 2022 Bq/kg de ^{214}Bi , 19312 Bq/kg de ^{228}Ac , 6929 Bq/kg de ^{208}Tl para la muestra Aro P 108 (250-177 μm). Comparando los valores de actividad para la serie del ^{232}Th con el reportado para el material de referencia que es de 3250 Bq/kg, se puede indicar que en algunas muestras existe una anomalía de Th. Los espectros de radiación gamma fueron adquiridos y analizados a través del software de nombre Maestro (Figura 2).

Se determinó que la serie del ^{232}Th si se encuentra en equilibrio secular en las muestras de minerales pesados analizadas. No se pudo determinar la actividad del ^{238}U al no poder establecer la existencia del equilibrio secular en la serie, para todas las muestras. Los espectros gamma de las muestras de minerales pesados analizados, arrojan diferencias con el espectro de fondo porque presentan mayor cantidad de picos de isótopos de interés y mayor estadística de conteo, es decir, se determinaron picos de energías en las muestras que no fueron determinados en el espectro de fondo, lo que indica que estas líneas de energía y sus isótopos productores son originados solamente por las muestras y no se encuentran en la radiación ambiental (Figura 2).

Se estableció que en las muestras analizadas no se produce el fenómeno físico de auto absorción, por lo menos en el rango de 5 a 40 g, lo que establece que no se debe hacer la corrección por auto absorción de las muestras, en los cálculos de la actividad de los isótopos detectados.

Una de las ventajas del análisis por espectrometría gamma es que no destruye la muestra, lo que puede servir para realizar otras mediciones químicas en las mismas muestras.

Las principales fases minerales encontradas en las muestras de minerales pesados analizadas (Tabla 1) están constituidas principalmente por dos grupos, los minerales magnéticos conformados por óxidos de hierro y titanio principalmente como, ilmenita, rutilo, magnetita, hematita, goethita, lipscombite y anfíbol (crossita?); y los minerales no magnéticos en su mayoría fosfatos de tierras raras, torio y uranio como monacita y xenotima; óxidos de circonio y torio como zircón y torita; feldespato como microclino y otros minerales como tremolita, clinocloro y cuarzo.

Los minerales determinados son ricos en elementos de las tierras raras (ETR), Zr, Th, U, Fe, Ti, Ca y Mg. Esto hace que sean de interés para estudios futuros de prospección geoquímica en la zona del río Arizo y su cuenca, ya que son elementos químicos con valor económico en la actualidad, en especial el U, ETR y Ti.

Se pueden realizar análisis de espectrometría gamma más detallados de las fracciones granulométricas y de las fracciones magnéticas, al obtener una mayor proporción de masa de muestras de concentrados de minerales pesados.

Se sugiere medir a través de la técnica de espectrometría gamma muestras con un rango de masas mayor a 40 g, para poder determinar si puede ocurrir el proceso físico de auto-absorción de las muestras, ya que en el presente trabajo solo se pudo analizar muestras con un valor de masa de aproximadamente 40 g, y al realizar las gráficas de área neta vs. la masa, solo se observa una tendencia lineal y no un punto de inflexión en la mayoría de dichas gráficas.

Se recomienda hacer análisis químicos en las muestras de minerales pesados para comparar los valores de concentración de uranio y torio, así como de realizar análisis de ICP acoplado a Masas (ICP MS), para determinar la concentración de los radionúclidos analizados por espectrometría gamma o cualquier otra técnica analítica que permita determinar la concentración de los isótopos detectados.

Bibliografía

EDSFELDT C. 2001. *The radium distribution in some swedish soils and its effect on radon emanation*. Div. Engineering Geology, Dept. Civil and Environ. Engineering, Royal Institute of Technology, Stockholm, Sweden.

KNOLL G. F. 1989. *Radiation detection and measurements*. 2sted, John Wiley and Sons.

PALACIOS D., J. ALFONSO, H. BARROS, J. LABRECQUE, K. PEREZ & M LOSSADA. 2007. A semi-empirical approach to determine gamma activities (Bq kg⁻¹) in environmental cylindrical samples. *Radiation Measur.* 43(1): 77-84.

PÉREZ MORENO J. P., E. SAN MIGUEL, J. BOLÍVAR & J. AGUADO. 2002. A comprehensive calibration method of Ge detectors for low level gamma spectrometry measurements. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, section A, 491: 152-162.

Tabla 1. Minerales pesados identificados en las fracciones magnéticas y no magnéticas de las muestras.

Muestra	Tamaño (µm)	Minerales en fracciones magnéticas	Minerales en fracciones no magnéticas
ARO 46-P	<125	Ilmenita, hematita, lipscombita, rutilo con niobio y anfíbol (crossita?)	Monacita, zircón, xenotima y cuarzo
ARO 58-P	<125	Ilmenita, hematita, goethita y cuarzo.	Microclino, cuarzo, zircón y clinocloro.
ARO P 102	250-177	Ilmenita.	Monacita, zircón y cuarzo.
ARO P 107	250-177	Ilmenita y hematita.	Monacita, zircón y cuarzo.
ARO P 108	>500	Ilmenita.	Monacita, zircón, torita y cuarzo.
ARO P 108	500-250	Ilmenita.	Monacita, zircón y cuarzo.
ARO P 108	250-177	Ilmenita.	Monacita, zircón y cuarzo.
ARO P 109	250-177	Ilmenita.	Monacita, zircón y cuarzo.
ARO P 114	250-177	Ilmenita.	Monacita, zircón y cuarzo.
ARO P 114	<125	Ilmenita y rutilo.	Monacita, tremolita, zircón y cuarzo.

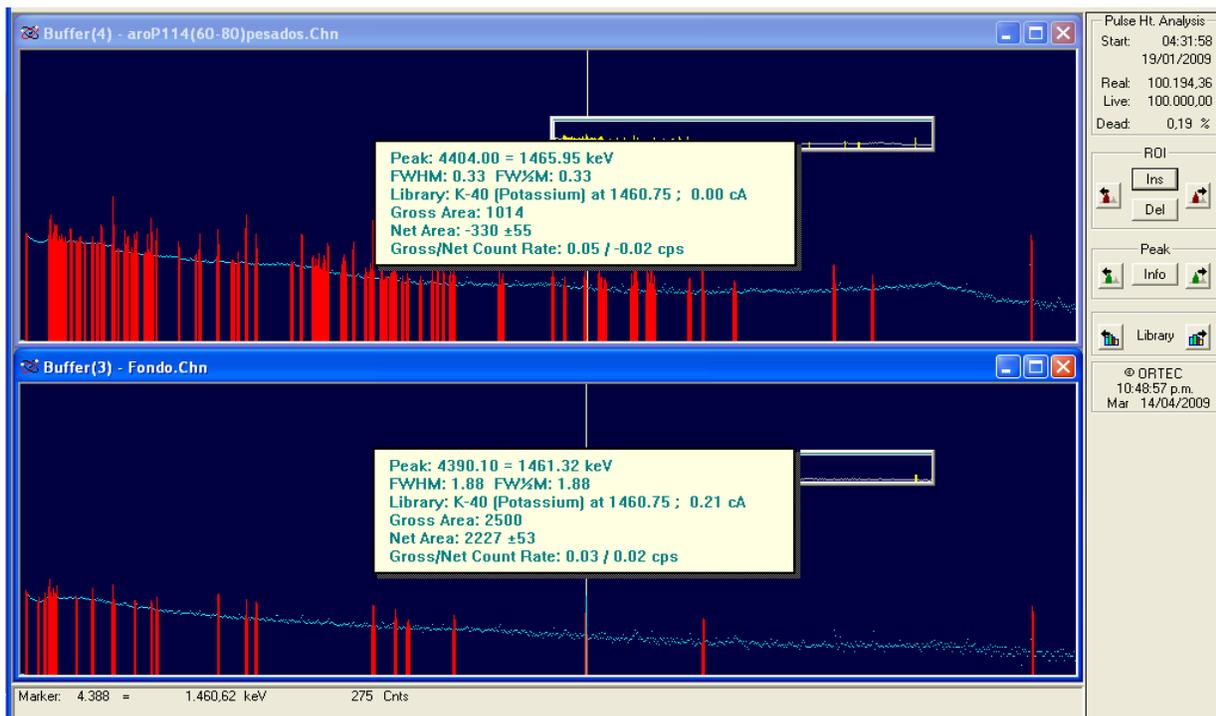


Figura 1. Espectro de radiación gamma del fondo ambiental y espectro de radiación gamma de la muestra Aro P 114 (250-177µm).

EXTREME Sr-Nd-Pb-Hf ISOTOPIC COMPOSITIONS EXHIBITED BY THE TINAQUILLO PERIDOTITE, NORTHERN VENEZUELA: IMPLICATIONS FOR GEODYNAMIC SETTING
(Composición isotópica extrema de Sr-Nd-Pb exhibida en la Peridotita de Tinaquillo, norte de Venezuela: Implicaciones sobre sus condiciones geodinámicas)

MARCANO Maria C.¹, CHOI Sung Hi² & MUKASA Samuel B.¹

¹Dept. Geological Sciences, The University of Michigan, 1100 North University Ave., Ann Arbor, MI 48109-1005, USA. Email: mariacm@umich.edu

²Dept. Earth and Envir. Sc, Chungnam National Univ., 79 Daehangno, Yuseong-gu, Daejeon 305-764. S. Korea.
(Un cartel en DVD, carpeta 11)

Recently measured Sr, Nd, Pb and Hf isotopic compositions as well as major and trace element concentrations of the Tinaquillo Peridotite Complex in northern Venezuela were used to clarify the tectonic origin of the peridotite. This origin based on the geochemical signature, was in turn used to support and further develop an existing model for the Late Jurassic to Mid-Cretaceous tectonic framework of the southern Caribbean Plate and the South American Plate boundary zone.

Because the Tinaquillo peridotite is found in association with sialic rocks and is relatively fertile in basaltic components compared to abyssal peridotites, SEYLER & MATTSON (1989) and SEYLER *et al.* (1998) interpreted this massif as a piece of sub-continental lithospheric mantle (SCLM). They argued that the Tinaquillo peridotite may have originated beneath extended continental blocks that remained between North America and South America after the Jurassic Protocaribbean rifting. However, trace element concentrations of the Tinaquillo gabbroic granulites are transitional between island-arc basalts (IAB) and mid-ocean ridge basalts (MORB) suggesting that other processes besides the Protocaribbean rifting were important in the massif's origin (SEYLER & MATTSON 1993, SEYLER *et al.*, 1998, OSTOS & SISSON 2005).

Other units associated with the Peridotite also show IAB and MORB affinities (the Villa de Cura belt and the Loma de Hierro unit, respectively). Therefore, SEYLER *et al.* (1998) proposed a model whereby the Tinaquillo peridotite starts out as a fragment of continental lithosphere later modified during back-arc development while positioned between the eastward subducting Farallon Plate and the N-S Protocaribbean rifting in the Late Jurassic to Mid-Cretaceous.

In this scenario, subduction of the Protocaribbean ridge beneath the arc created the continuous magmatic activity from which the Tinaquillo gabbroic granulite formed during the same interval. Conversely, OSTOS *et al.* (2005) suggested that the gabbroic melts may have formed entirely by decompressional partial melting of a rising mantle peridotite diapir in the continental rift zone precursory to the breakup of Pangea, with no involvement of subduction at all. In this case, the Tinaquillo peridotite would be the residual material of this event.

Magmas produced during these two scenarios should have isotopic and trace element characteristics clearly distinguishable from each other. The study we reported in Choi *et al.* (2007) was designed to identify the appropriate tectonic model and to further develop the tectonic framework for understanding the diffuse boundary between the southern margin of the Caribbean Plate and the South American Plate.

Our results (Tables 1 and 2) show low concentrations of major elements and depleted Nd and Hf isotopic compositions, suggesting a genetic link between this complex and the Guiana Shield in southern Venezuela. Scattered zones within the Tinaquillo peridotite were overprinted by what is interpreted here as channelized hydrous fluids derived from the eastward-dipping subduction of the Farallon Plate beneath the South American Plate in the Late Jurassic. These fluids led to modification of the original Sr, Nd and Hf isotopic compositions and also of the incompatible element concentrations. The hornblendite veins in the peridotite have Sr, Nd, Pb and Hf isotopic compositions within the range of present-day Pacific/Atlantic MORB but trace element abundances of combined MORB and IAB characteristics. These results rule out the possibility of local melting of the host peridotite to produce magmas that formed the hornblendite veins. Instead, melts likely infiltrated the lithospheric mantle from below producing the veins during the inception of the westward-dipping subduction of the Protocaribbean Plate immediately following a polarity reversal during the Mid-Cretaceous (Figure 1).

References

- CHOI S. H., MUKASA S. M., ANDRONIKOV A. & MARCANO M. C. 2007. Extreme Sr-Nd-Pb-Hf isotopic compositions exhibited by the Tinaquillo peridotite massif, Northern Venezuela: Implications for geodynamic setting. *Contrib Mineral Petrol* 153:443-463.
- OSTOS M., AVÉ LALLEMANT H. G. & SISSON V. B. 2005. The alpine-type Tinaquillo peridotite complex, Venezuela: fragment of a Jurassic rift zone? In: AVÉ LALLEMANT H. G. & SISSON V. B. (eds.). *Caribbean-South American Plate interactions, Venezuela*. GSA Spec Paper 394:207-222.

Table 1. Major and trace element concentrations for the Tinaquillo Peridotite.

Sample	TQ-01	TQ-04	TQ-10	TQ-11	TQ-13	TQ-16	TQ-17	TQ-08	TQ-19	TQ-21
Rock	Sp.	Hornbl	Hornbl	Hornbl						
Type	Perid.	.	.	.						
SiO ₂	43.8	43.6	42.4	44.8	41.3	43	42.5	42.8	41.5	43
TiO ₂	0.07	0.04	0.07	0.07	0.06	0.08	0.08	1.91	1.12	1.27
Al ₂ O ₃	2.9	2.1	2.4	3.2	1.9	2.9	3.1	15.4	16.4	15
Fe ₂ O ₃ *	8.3	8.9	8.6	8.4	8.7	8.3	8.9	5.9	7.7	6.3
MnO	0.13	0.13	0.12	0.13	0.12	0.12	0.13	0.08	0.1	0.08
MgO	41.1	42.9	42	40.6	42.7	41.2	41.6	19.2	17.8	18.5
CaO	2.7	2	2.3	2.7	1.7	2.8	2.6	9.9	11.6	11.3
Na ₂ O	0.23	ND	0.23	1.1	0.88	0.26	0.2	2.6	2.34	2.86
K ₂ O	ND	0.19	0.09	0.2						
P ₂ O ₅	ND	0.01	ND	ND	0.01	ND	ND	0.02	ND	0.03
Total	99.2	99.6	98.1	101.1	97.4	98.6	99.1	98	98.7	98.5
Mg#**	90.7	90.5	90.7	90.5	90.6	90.7	90.3	86.7	82.1	85.4
V	119	55	59	66	45	66	66	323	523	421
Cr	4116	2779	2638	2663	2386	2816	2765	467	215	ND
Sr	ND	3.21	4.68	2.23	2.18	3.38	2.46	205.54	94.61	434
Y	ND	1.38	2.16	2.9	1.48	2.57	2.59	22.63	16.31	16.51
Nb	ND	0.12	0.2	0.05	0.11	0.05	0.15	ND	0.11	1.01
Hf	ND	0.08	0.13	0.11	0.09	0.15	0.11	1.03	0.44	1.09
Ta	ND	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.14	0.01	0.07
Pb	ND	0.21	0.22	0.09	0.14	0.06	0.16	0.02	ND	0.65
Th	ND	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.24
U	ND	0.04	0.04	0.02	0.01	0.22	0.02	ND	0.03	0.07
Ba	ND	3.17	3.98	5.17	3.86	5.04	6.12	22.4	9.74	29.41
La	ND	0.1	0.08	0.03	0.03	0.03	0.04	0.86	0.11	4.37
Ce	ND	0.27	0.26	0.1	0.12	0.2	0.11	4.65	1.03	12.53
Pr	ND	0.04	0.06	0.03	0.04	0.06	0.04	0.88	0.24	1.95
Nd	ND	0.19	0.29	0.19	0.2	0.34	0.24	5.55	1.87	9.09
Sm	ND	0.13	0.16	0.13	0.13	0.18	0.16	2.26	1.11	2.24
Eu	ND	0.03	0.07	0.06	0.05	0.07	0.07	0.97	0.48	0.82
Gd	ND	0.11	0.24	0.24	0.15	0.25	0.23	3.06	1.77	2.45
Tb	ND	0.03	0.04	0.05	0.03	0.05	0.05	0.58	0.37	0.42
Dy	ND	0.21	0.35	0.43	0.22	0.4	0.39	3.84	2.55	2.66
Ho	ND	0.05	0.09	0.11	0.06	0.1	0.1	0.82	0.6	0.55
Er	ND	0.16	0.27	0.32	0.16	0.28	0.29	2.28	1.61	1.62
Yb	ND	0.14	0.2	0.33	0.13	0.29	0.27	1.97	1.37	1.36
Lu	ND	0.03	0.03	0.06	0.02	0.04	0.05	0.29	0.2	0.2
(La/Yb) _N										
***	—	0.55	0.28	0.06	0.15	0.09	0.1	0.31	0.06	2.3

Values are wt% for major elements, and ppm for trace elements

ND not determined

*Total Fe as Fe₂O₃

** 100 Mg/(Mg+□Fe)

***Normalized to the composition of chondritic meteorites (Sun and McDonough, 1989)

- OSTOS M. & SISSON V. B. 2005. Geochemistry and tectonic setting of igneous and metaigneous rocks of Northern Venezuela. In: AVÉ LALLEMANT H. G. & SISSON V. B. (eds.). *Caribbean-South American Plate interactions, Venezuela*. Geol Soc Am Spec Paper 394:119-156.
- PINDELL J. L., CANDE S. C., PITMAN III W. C., ROWLEY D. B., DEWEY J. F., LABRECQUE J., & HAXBY W. 1998. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics* 155:121-138.
- SEYLER M. & MATTSON P. H. 1993. Gabbroic and pyroxenite layers in the Tinaquillo, Venezuela, peridotite: succession of melt intrusions in a mantle rising diapir. *J Geol* 101:501-511.
- SEYLER M., PAQUETTE J. L., CEULENEER G., KIENAST J. R. & LOUBET M. 1998. Magmatic underplating, metamorphic evolutions and ductile shearing in a Mesozoic lower crustal-upper mantle unit (Tinaquillo, Venezuela) of the Caribbean belt. *J Geol* 106:35-38.
- SMITH C. A., SISSON V. B., AVÉ LALLEMANT H. G. & COPELAND P. 1999. Two contrasting pressure-temperature-time paths in the Villa de Cura blueschist belt, Venezuela: possible evidence for late Cretaceous initiation of subduction in the Caribbean. *GSA Bull* 111:831-848.
- SUN S. S., & MCDONOUGH W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol Soc Lond Spec Publ* 42:313-345.

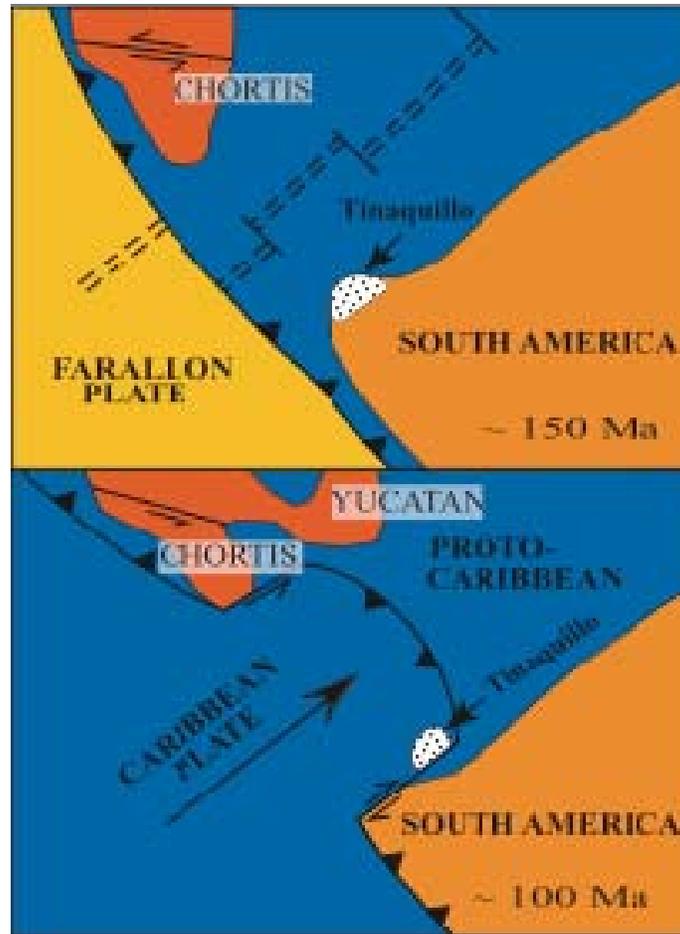


Figure 1. Late Jurassic and Mid-Cretaceous map views of the tectonic model most consistent with the geochemical evidence reported here. Based in part on Pindell et al. (1998), and Smith et al. (1999).

Table 2. Rb–Sr, Sm–Nd, and Pb isotopic compositions for the Tinaquillo Peridotite.

Sample no	[Rb] ppm	[Sr] ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ±2□	[Sm] ppm	[Nd] ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd ^a	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ±2□	□Nd	T _{DM} (Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
Spinel peridotites													
TQ-01 wr	0.018	0.95	0.0535	–	0.08	0.17	0.2937	0.513566±26	18.1	847	19.01	15.58	38.23
cpx (c)	–	–	–	0.70577±32	–	–	–	0.513588±27	18.5	–	–	–	–
cpx (d)	–	–	–	0.70666±89	–	–	–	0.513615±50	19.1	–	–	–	–
TQ-04 wr	0.044	–	–	0.70277±4	0.06	0.29	0.1254	0.513095±24	8.9	33	19.24	15.64	38.55
TQ-10 wr	0.026	5.29	0.0143	0.70292±2	0.18	0.4	0.2697	0.513236±30	11.7	325	18.71	15.57	38.11
TQ-11 wr	0.007	2.37	0.0087	0.70357±9	0.12	0.28	0.2516	0.513994±33	26.5	3,396	18.69	15.55	38.11
duplicate	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	18.71	15.6	38.21
cpx (c)	–	–	–	0.70221±2	–	–	–	0.513977±20	26.1	–	18.34	15.59	38.21
TQ-13 wr	0.098	–	–	0.70353±11	0.94	0.33	0.1698	0.513317±22	13.3	–731	18.39	15.54	37.8
cpx (c)	–	–	–	0.70343±12	–	–	–	–	–	–	–	–	–
TQ-16 wr	0.017	–	–	0.70355±9	0.22	0.43	0.3053	0.513275±18	17.1	265	18.06	15.49	37.5
TQ-17 wr	0.071	–	–	0.70338±9	0.14	0.35	0.2351	0.513515±22	12.4	2,673	18.63	15.59	38.17
Hornblende veins													
TQ-08 wr	0.683	225.32	0.0088	0.70231±14	2.44	6.1	0.2424	0.513112±15	9.3	–10	18.42	15.52	37.84
TQ-14 amp	–	–	–	0.70263±2	1.33	2.63	0.3064	0.513222±20	11.4	176	18.36	15.53	37.97
TQ-19 wr	0.57	–	–	0.70256±5	1.08	2	0.3286	0.513289±16	12.7	230	18.53	15.55	37.98
TQ-21 wr	0.655	484.88	0.0039	0.70253±2	2.41	9.93	0.1469	0.513052±21	8.1	145	18.32	15.46	37.78
amp	–	–	–	0.70251±1	2.59	10.89	0.144	0.513053±18	8.1	136	18.32	15.52	37.94

□Nd is calculated with (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}=0.512638. T_{DM} is calculated with the DM parameters of ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0.2124 and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.513114

c clean separates, d dirty separates, wr whole-rock, cpx clinopyroxene, amp amphibole

^a Uncertainty is ~0.5%

**DOS LOCALIDADES DE INTERÉS MINERALÓGICO DEL ESTADO YARACUY, VENEZUELA:
PEGMATITA TURMALINÍFERA EN FARRIAR Y UN NÓDULO DE BARITA DEL CERRO LA ZURDA
(Two localities of mineralogical interest from Yaracuy state, Venezuela: Tourmaline pegmatite in Farriar and
a barite nodule in Cerro La Zurda)**

MENDI David ¹, GRANDE Sebastián ¹, CARABALLO Enzo ¹, GRABÁN Grony ², MUSSARI Arturo ¹ & URBANI Franco ^{1,3}
UCV. ¹Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica. ²Fac.
Ciencias, Instituto de Ciencias de la Tierra. Ciudad Universitaria. Caracas 1053. ³Fundación Venezolana de
Investigaciones Sismológicas. El Llanito. Caracas. (*Contribución del proyecto GEODINOS*)
(Presentación de 19 láminas en DVD, carpeta 12)

El estado Yaracuy tradicionalmente se ha considerado como un estado minero, en primer lugar por las afamadas minas de cobre de Aroa, descubiertas en 1612 y con una historia de explotaciones hasta los años 1960s. Así mismo a través de numerosos estudios en las décadas de los años 1960-1970s por parte del personal del Ministerio de Minas e Hidrocarburos, se han detectaron numerosos depósitos de minerales metálicos y no metálicos (BELLIZZIA *et al.* 1981). En el presente trabajo se dan a conocer dos localidades de interés mineralógico-académico.

Pegmatita turmalinífera de Farriar.

En la margen oeste de la carretera Farriar - Yumare (UTM 548.680E, 1.161.400N, zona 19), se ubica una cantera abandonada de piedra para obras civiles. Allí afloran rocas metasedimentarias del Complejo San Julián, cruzadas por numerosos diques de pegmatita de espesores métricos que se ramifican dentro de la roca caja, tanto en forma paralela como discordante con respecto a la foliación. La intrusión es posterior a la formación de la foliación y estas estructuras penetrativas no cruzan la pegmatita. La roca caja es un esquistos cuarzo - biotítico - muscovítico - albita, con trazas de opacos, feldespato-K, apatito, granate y zircón. Por su parte, la pegmatita esta constituida mayormente por cuarzo y feldespato-K. En diferentes partes de los afloramientos a veces se presenta una alta proporción de turmalina negra (chorlo), igualmente en cristales centimétricos, mientras que en otras, hay acumulaciones de muscovita en libros de hasta 3 cm de espesor. Al microscopio, tanto los cristales de cuarzo como los de feldespato, que a simple vista parecen cristales únicos centimétricos, resultan estar granulados a tamaños milimétricos a submilimétricos. Los cristales de cuarzo presentan bordes suturados y presentan extinción ondulatoria (tamaños de décimas de mm), mientras que el feldespato potásico está aún más microgranulado (tamaños de centésimas de mm), con laminillas de sericita incluidas. Los cristales de muscovita también se observan plegados y deformados, pero sin haber sido subdivididos en fragmentos de menor tamaño. Los prismáticos cristales de turmalina también muestran un gran fracturamiento. Todo esto muestra que la roca ha sido fuertemente deformada y cizallada, produciendo en ella estos fuertes efectos de fragmentación-granulación.

Se desconoce la edad de cristalización de la pegmatita, pero siendo una pegmatita intrusiva en el Complejo San Julián, tiene gran semejanza a las gruesas pegmatitas simples (muscovíticas) asociadas a las etapas tardías del Metagranito de Guaremal (de edad 501 ± 25 Ma, Tacónico, Cámbrico). Recientemente, BAQUERO (2011) ha determinado la edad de dos grandes cristales de muscovita, resultando en $25,8 \pm 0,2$ y $26,4 \pm 0,2$ Ma (Mioceno Temprano) por el método de meseta de Ar-Ar, que las interpretamos como la edad de un evento termal tardío con temperatura de cierre de $\approx 350-400^\circ\text{C}$, que probablemente corresponda al final de la etapa compresiva SE-NO y el comienzo de la etapa mayormente de transcurrancia dextral en esta parte de la Cordillera, por la interacción entre las placas Caribe y Suramericana.

Esta es una pegmatita carente de valor comercial, recomendándose como una parada para fines docentes, tanto por su facilidad de acceso, como por la posibilidad de observar claramente sus relaciones de campo, de manera que puede ser de interés para sesiones prácticas de cursos de petrología y mineralogía.

Nódulo de barita al norte del cerro la Zurda.

El cerro la Zurda se encuentra al norte del poblado de Yumare. En la quebrada El Lirial (UTM 537.450E, 1.185130N, zona 19) aflora la Formación Casupal y en un conglomerado muy meteorizado, se encontró una curiosidad mineralógica, consistente en un nódulo casi esférico de 5 cm de diámetro y con una distribución interna de los cristales en forma radial, con una morfología externa botroidal, notándose ligeramente erosionado por lo que se concluye que no se formó dentro del conglomerado, sino que corresponde a un clasto formado en otras circunstancias de espacio y tiempo. Mediante la técnica de difracción de RX se pudo determinar que el nódulo se encuentra constituido barita (BaSO_4), con cantidades menores de yeso. Bajo la lupa se ve que el centro es un hueco irregular de aproximadamente 0,5 mm (probablemente algún mineral previo allí presente haya sido disuelto), presentando cristales bien formados de barita a manera de geoda, así como cristales de yeso. Ante el microscopio petrográfico se nota claramente la estructura radial, con cristales en el orden de pocas décimas de mm de diámetro, pero de hasta 1 cm de largo.

Una breve revisión de la literatura internacional sobre nódulos similares, revelan varias hipótesis para su formación.

- Una de ellas sugiere una precipitación de barita a partir de soluciones hidrotermales activadas por volcanismo, portadoras del Ba, que al percolar secuencias sedimentarias precipitan la barita por la interacción de los fluidos hidrotermales con los sulfatos del sedimento (e.g.: ASTAKHOVA & MEL' NICHENKO 2002).

- Dentro de las hipótesis que se plantean para determinar el origen de los nódulos de barita se presentan aquellas que postulan un origen de tipo hidrotermal, frente a las que proponen un origen de tipo diagenético, que postulan un origen diagenético proponen la formación de los nódulos como consecuencia de transformaciones posteriores a la sedimentación: CLARK (1987) indica que el Ba es soluble en aguas anóxicas donde el azufre está presente mayormente como sulfuro de hidrógeno. La barita puede ser concentrada en interfases con aguas sulfatadas más oxigenadas en zonas disaeróbicas durante la diagénesis temprana, posiblemente con micro-organismos sirviendo como catalizadores. BRÉHÉRET & BRUMSACK (2000) explican la presencia de nódulos de barita, pero con una estructura interna tipo septaria como consecuencia de pausas en la sedimentación en margas cretácicas en Francia y en ambientes disóxicos a subóxicos. GOLDBERG *et al.* (2006) describen nódulos de barita con núcleos de pirita en lutitas negras, sugiriendo que la precipitación ocurrió durante la diagénesis en una etapa avanzada de reducción bacteriana de sulfuros, formándose un “frente de barita”, donde la pirita pudo actuar como sitios de nucleación de la barita.

Por ser el nódulo en consideración un clasto dentro de un conglomerado, es imposible saber sus relaciones de campo originales. Si apoyáramos un origen hidrotermal activado por volcanismo, pudiéramos considerar que el nódulo se haya depositado originalmente en las lutitas negras de la Formación Cerro Misión del Eoceno, a partir de soluciones hidrotermales muy locales generadas por intrusiones basálticas, como las hoy visibles en la localidad de Yaracuibare, a una decena de kilómetros al norte (CAMPOSANO *et al.* 2006). El origen diagenético luce más probable, ya sea dentro de la Formación La Luna en un ambiente reductor, creciendo el nódulo dentro del lodo, lo que le permitió un crecimiento radial para alcanzar una forma esférica. En el centro pudo haber existido pirita, que posteriormente desapareció por efecto de la meteorización. Aún otra alternativa, es que puede haberse formado en ambientes más oxigenados en alguna caliza del Grupo Cogollo y que haya tenido yeso en su parte central, para ser posteriormente disuelto. En otras palabras, hay muchas posibilidades ambientales que es imposible dilucidar a partir del solo nódulo.

El mayor interés de esta ocurrencia de barita es su morfología, no previamente descrita en nuestro país.

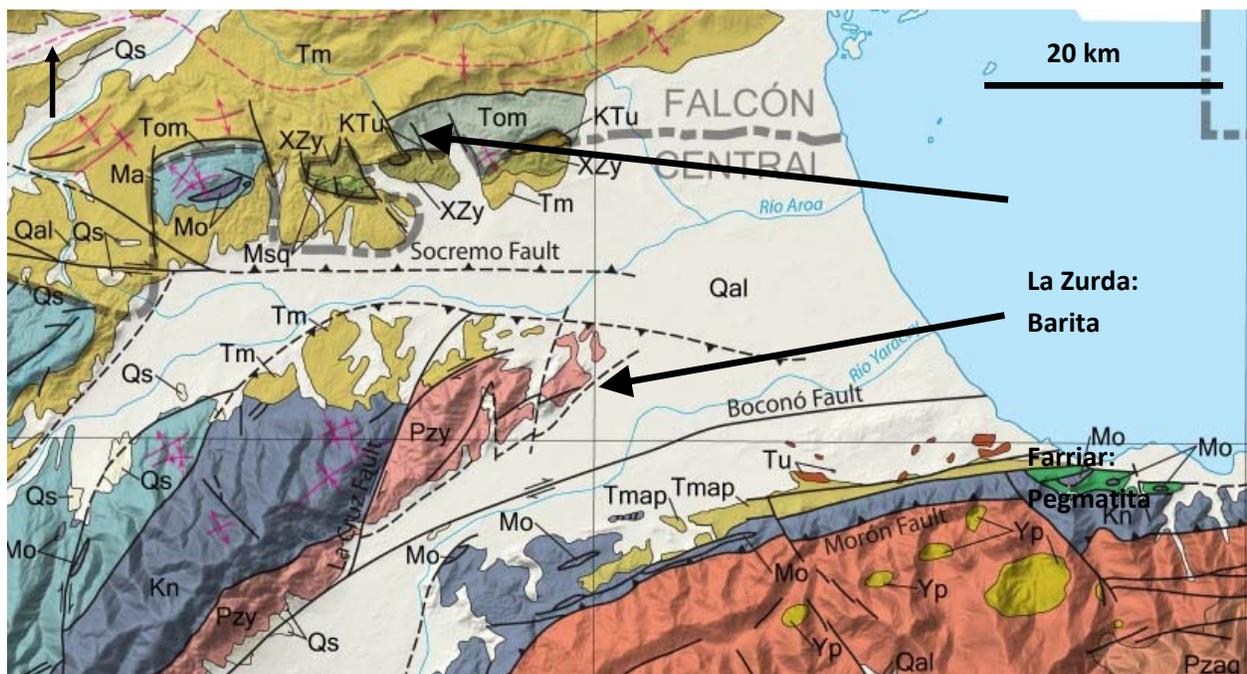


Fig. 1. Ubicación de las localidades. Tomado de HACKLEY *et al.* (2006)

Bibliografía

- ASTAKHOVA N. V. & Y. I. MEL`NICHENKO. 2002. Barite nodules in the Japan Sea. *Lithology and Mineral resources* 37(1): 39-46.
- BAQUERO M. 2011. *Evolución geodinámica de la cuenca de Falcón y su basamento: Basados en datos de geocronología, geoquímica e isótopos*. UCV, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Tesis de Doctorado, en curso.
- BELLIZZIA A., N. PIMENTEL & S. RODRÍGUEZ. 1981. Recursos minerales de Venezuela y su relación a la metalogénesis. *Bol. Geol., MEM, Caracas, Public. Esp.* 8: 6-77.
- BRÉHÉRET J.-G. & H.-J. BRUMSACK. 2000. Barite concretions as evidence of pauses in sedimentation in the Marnes Bleues Formation of the Vocontian Basin (SE France). *Sedimentary Geology* 130: 205-228.
- CAMPOSANO L., F. URBANI, P. VISCARRET, H. FOURNIER & I. BARITTO 2006. Rocas volcánicas de la zona de Sanare, estado Falcón. *Geos*, UCV, Caracas, 38(2005):15-17 + cartel en CD (Carpeta 8).
- CLARK S. H. B. 1987. Formation of barite nodules in dysaerobic and anaerobic zones of stratified basins. *AAPG Annual Meeting*, 71:5.
- GOLDBERG T., A. MAZUMDAR, H. STRAUSS & G. SHIELDS, 2006. Insights from stable S and O isotopes into biogeochemical processes and genesis of Lower Cambrian barite-pyrite concretions of South China. *Organic Geochemistry* 37: 1278-1288.



Fig. 2. Pegmatita turmalinífera en Farriar.

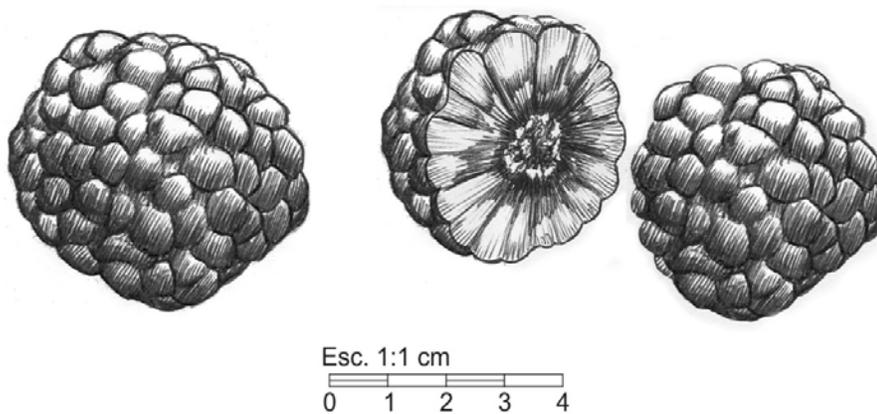


Fig. 3. Nódulo de barita encontrado en un conglomerado de la Formación Casupal al norte del cerro la Zurda.

POSIBLE PROCEDENCIA DE CLASTOS ÍGNEO-METAMÓRFICOS DE LA FORMACIÓN CAPADARE EN EL CERRO RIECITO, EDO. FALCÓN

(Probable origin of igneous and metamorphic clastics of Capadare Formation in Riecito, Falcón state, Venezuela)

MENDI David¹, GONZÁLEZ Lenín¹ & MENÉNDEZ Daniel²

¹UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Correo-e.: davidmendi@gmail.com

²Geocyma Ingeniería C.A. Caracas.

(Contribución parcial del proyecto GEODINOS)

(Presentación de 15 láminas en DVD, carpeta 13)

La Formación Capadare (Mioceno Medio) aflora al noreste del estado Falcón, con una distribución desde Chichiriviche hasta Siquisique en el estado Lara (fig. 1). La zona de estudio se ubica al sur de la población de Riecito en el cerro del mismo nombre. Según BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1976) la litología tipo consiste en caliza margosa de color crema, muchas de ellas coquinoideas, de espesor variable entre pocos metros y 25 m; lutita carbonática también de color crema, algunas arenáceas o limosas y ricas en contenido faunal, y escasos lentes de arenisca carbonática de grano fino. Algunas calizas son fosfáticas y otras dolomíticas. Los cambios litológicos laterales son frecuentes; en algunas localidades la unidad está constituida por un 90% de caliza y en otras puede contener hasta 50% de lutita y marga y con un espesor de 190 m (LORENTE 1978). En el área de estudio se le llama informalmente "Caliza de Riecito" (RODRÍGUEZ 1986) donde se explotaba un yacimiento para la producción de superfosfato y ácido fosfórico.

Se realizó el estudio petrográfico a más de 100 muestras de 25 perforaciones, donde se identificaron calizas tipo packstone (caliza lodo granular) y carbonatos de mezcla (caliza aloquímica, arenosa y micrita arcillosa y arenosa). Según LOZANO & MUSSARI (2010) los componentes principales son: extraclastos 68%, aloquímicos 2%, ortoquímicos 30% y la porosidad <1%. Los *extraclastos* son de cuarzo monocristalino y policristalino metamórfico, plagioclasa y como accesorio la muscovita y opacos; lo cual coincide de forma general con el presente estudio (tablas 1 y 2, anexo en CD). La Formación Capadare está en contacto de inconformidad sobre el Esquisto de Aroa, de falla de ángulo alto con las metavolcanosedimentarias de San Quintín e inconforme con el Metagabro anortosítico de Yumare. Según MÉNDEZ (1967) es discordante con las formaciones Casupal y Agua Linda.

Los extraclastos más relevantes para esta investigación que sirven como indicadores de procedencia son: plagioclasa, feldespatos potásico, muscovita y fragmentos de roca esquistosas. Del total de las muestras 27 contienen dichos clastos: las muestras PG-02/M-8, PG-02/M-25, PG-03/M-6, PG-04/M-5, PG-05/M-13, PG-09/M-5, PG-13/M-16, PG-14/M-8, PG-14/M-17, PG-18/M-13, PG-25/M-9, PG-18/M-2, PG-18/M-8 contienen plagioclasa, con granos subangulares, de hasta 0,2 mm con alta deformación, sólo a tres se les pudo determinar el ángulo de maclado dando *andesita* (figs. 4, 5). Las muestras M-136, PG-01/M-6, PG-06/M-11, PG-03/M-12, PG-08/M-10, PG-08/M-12, PG-10/M-15, PG-11/M-8, PG-11/M-17, PG-12/M-22, PG-13/M-14, PG-19/M-1, PG-20/M-1, PG-23/M-9 contienen feldespatos tipo pertita y microclino (figs. 6, 7), bien preservado, son subangulares de hasta 0,3 mm y casi todas presentan muscovita la cual está bien preservada con altos colores de birrefringencia de hasta 0,5 mm (fig. 9). En particular las muestras PG-05/M-13 y PG-25/M-9 presentan fragmentos de roca esquistosa muy alterada (fig. 8).

LOZANO & MUSSARI (2010) describen en la unidad litodémica del Metagabro Anortosítico de Yumare (Proterozoico Tardío), un 95 % de plagioclasa tipo andesina, adicionalmente también estudian el Esquisto de Aroa (Jurásico Tardío-Cretácico) compuesto por filita grafitosa, esquisto cuarzo-micáceo-grafitoso entre otros. Estas dos unidades pueden ser las fuentes de aporte para la plagioclasa y los fragmentos de roca esquistosa dentro de la Formación Capadare, tomando en cuenta que la edad de depositación establecida por la bioestratigrafía, Mioceno Temprano, período en que DÍAZ DE GAMERO (1985) y CARNEVALI (2000) afirman que ya se encuentra expuestos estos macizos y son fuente de aporte clástico (fig. 2 y 3). El contenido de feldespatos potásico tanto microclino con ortosa pertítica puede ser aportado por el Gneis de Yaritagua (Pre-Mesozoico?), donde BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1976) señalan la presencia de gneis porfidoblástico, augengneis de grano grueso, con "augen" de feldespatos (ortosa, microclino y albita) y a veces de cuarzo, rodeados por bandas de biotita, muscovita, epidoto y clorita, esquisto cuarzo-micáceo-feldespático, también fuente de los fragmentos de roca, entre otros; el cual se encuentra ubicado al sur del estado Lara. La muscovita puede provenir tanto del Esquisto de Aroa como del Gneis de Yaritagua.

DÍAZ DE GAMERO (1985) en un estudio de la región tipo de esta unidad, deduce que las calizas son el resultado de desarrollos carbonáticos aislados, sin influencia de la costa y del continente, en condiciones de mar completamente abierto, de aguas claras y energía moderada, bien oxigenadas, en un clima tropical. Pero el presente estudio en la región de Riecito, muestra que la depositación pudo estar influenciada por aportes provenientes del continente, probablemente debido a pulsos de sedimentación fluvio-deltaico en la plataforma media.

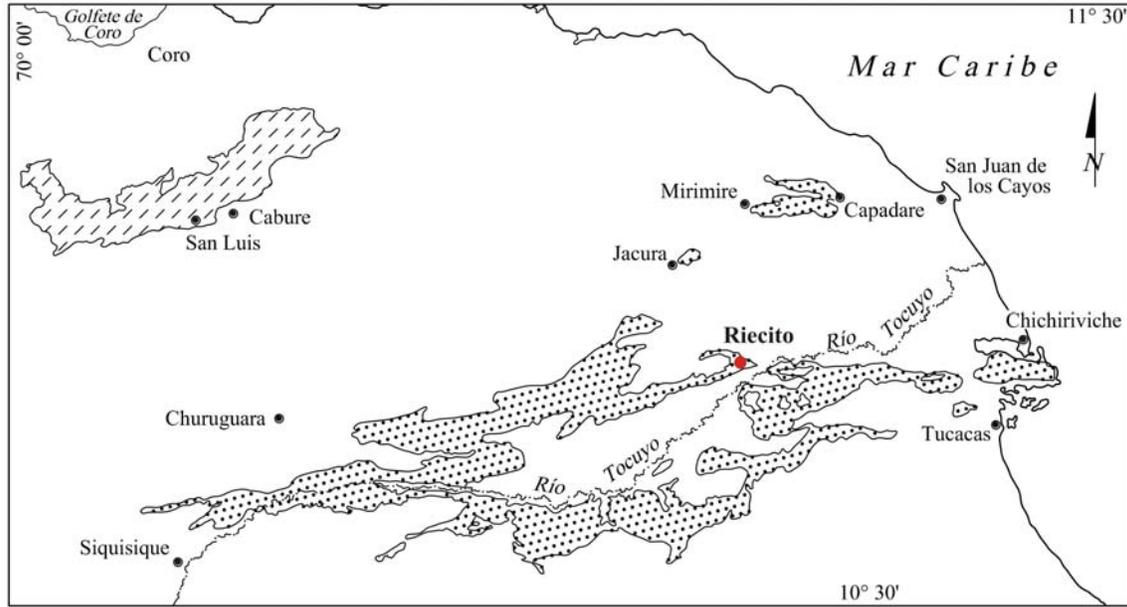


Fig. 1. Ubicación del área de estudio (punto rojo) y extensión de la Formación Capadare (con tramado punteado). La Formación San Luis aparece con tramado de líneas segmentadas

Tabla 1. Promedios de porcentajes. Esp/Mic: espato/micrita, F.R.: fragmentos de rocas, Poro: porosidad

Muestra	Cuarzo	Feld. K	Plg	Mus	Chert	Fosfato	Calcita	Dolomita	Fosil	Esp/Mic	F.R	Opacos	Porosidad
promedios	21	2	2	3	4	24	8	8	26	49	9	2	6

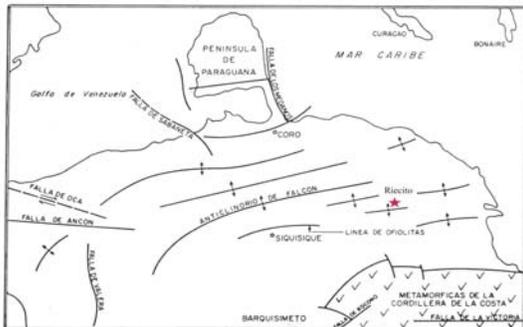


Fig. 2. Mapa estructural generalizado. Tomado de DÍAZ DE GAMERO (1985)

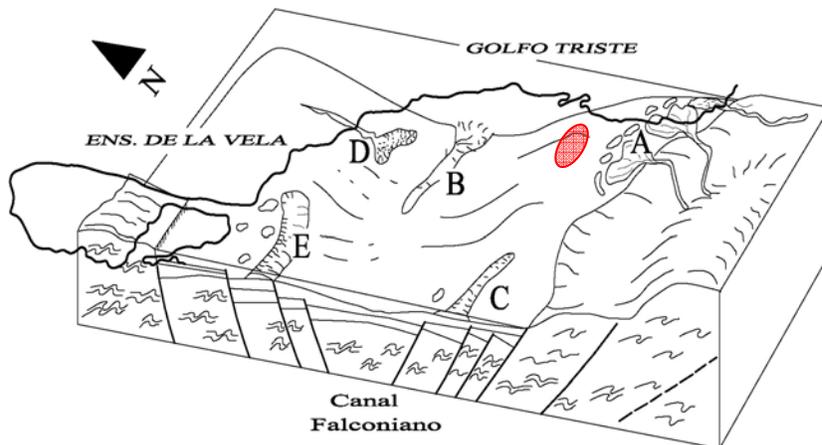
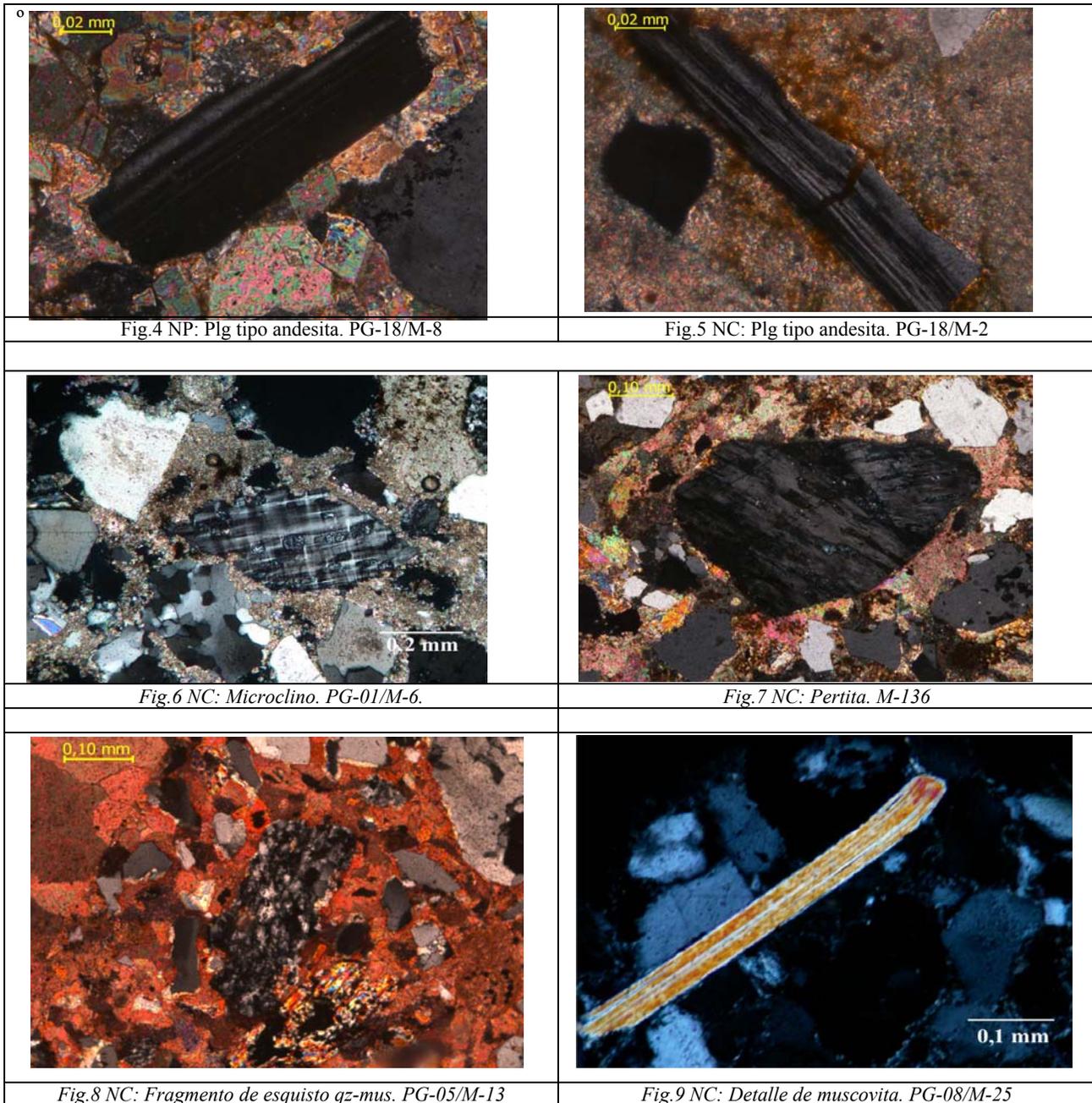


Fig. 3. Bloque diagramático de la Cuenca de Falcón durante el Oligoceno-Mioceno Temprano. A: Formación Casupal. B: Depósitos de aguas profundas provenientes del oeste. C: Calizas de las formaciones Churuguara y Capadare. D: Depósitos de abanicos de talud. E: Arrecifes de la Formación San Luis. Simplificado de CARNEVALI (2000). En rojo afloramiento actual en Riecito.



Referencias

- BELLIZZIA A. & D. RODRÍGUEZ G. 1976. Geología del estado Yaracuy. *Mem. IV Congr. Geol. Venezolano*, Caracas 1969. *Bol. Geol. Public. Esp.* 5(6): 3317-3417
- CARNEVALI J. (ed.) 2000. *Proyecto exploración por hidrocarburos. Costa afuera de Venezuela*. Caracas: CVP, 551 p.
- DÍAZ DE GAMERO M. L. 1985. Estratigrafía de Falcón Nororiental. *Mem. VI Congr. Geol. Venez.* 1: 454-502
- LOZANO F. & A. MUSSARI. 2010. Geología de los macizos ígneos metamórficos del norte de Yumare, edos. Yaracuy y Falcón. *Geos*, UCV, Caracas, 40(2009): 65-66 + 286 p en DVD (Carpeta 36).
- MÉNDEZ J. G. 1967. Definición de la Formación Agua Linda, Sección de referencia de la Formación Casupal y descripción litológica de algunas secciones de esta formación en la parte sur-oriental de la sub-cuenca de Falcón. *Bol. Inform. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petr.*, 10(4): 111-119
- RODRÍGUEZ G. 1986. Recursos minerales de Venezuela: Fosfatos. *Bol. Geol.*, Caracas, 25(27): 115-129.

**REPORTE DE LA EXCURSIÓN A LAS ROCAS DE ALTA P/T, RELACIONADAS CON
ACRECIÓN Y SUBDUCCIÓN. ISLA DE MARGARITA
(Field trip report to the high P/T rocks related to accretion and subduction. Margarita Island, Venezuela)**

NAVARRO Enrique

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas

Correo-e: enriquenf@gmail.com

(Presentación de 28 láminas en DVD, carpeta 14)

Entre los días 11 y 15 del mes de noviembre de 2010, se llevó a cabo, bajo el patrocinio de la UNESCO, una excursión a las rocas metamórficas de alta presión aflorantes en la isla de Margarita. La misma fue precedida por una etapa de preparación y selección de ruta, entre el 4 y el 10 del mismo mes, en la que. En ambas etapas, además de los líderes de la misma, participaron científicos de Europa (Alemania y España), EEUU, Colombia y de nuestro país.

Las estaciones, en un total de 24, permitieron a los participantes observar diferentes tipos de rocas ultramáficas, eclogitas (con la presencia de un tipo muy especial con contenido de cianita), ortogneises félsicos de composición trondhjemitica, diferentes litologías comprendidas dentro de las unidades litoestratigráficas definidas como: Grupo La Rinconada (esquisto anfíbolítico, eclogita, metatoba, etc.); Grupo Juan Griego, (esquisto y gneis cuarzo micáceo feldespático y cuarzo micáceo granífero, esquisto cuarzo grafitoso, con budines de eclogita) y Grupo Los Robles (metatoba, filita y esquisto grafitoso), así como también secuencias de rocas máficas (metagabro) y ultramáficas (serpentinizadas); correspondientes tanto a la parte oriental de la isla como a Macanao. Durante la exposición se presentaron numerosas fotografías que ilustraron las litologías imperantes en cada parada.

La guía de la excursión puede ser descargada de http://www.ugr.es/~agcasco/igcp546/15WS_Venezuela_10.htm

**RE-EVALUATION OF ISLAND ARC MAGMATISM ON TOBAGO
(Re-evaluación del magmatismo de arco de isla en Tobago)**

NEILL Iain¹, KERR Andrew¹ & MILLAR Ian²

¹ Cardiff University, School of Earth and Ocean Sciences, UK.

² NERC Isotope Geoscience Laboratories, Nottingham, UK. E-mail: neilli@cardiff.ac.uk

(Un cartel en DVD, carpeta 15)

Tobago lies northeast of Trinidad on the Caribbean Plate. Tobago's (meta)-igneous rocks were considered to be represent Albian and older fragments of the Pacific-derived Great Arc of the Caribbean (after BURKE 1988). There are two major rock assemblages on the island: (1) the North Coast Schist (NCS), a deformed suite of mafic-felsic, island arc metamorphosed tuffs and tuff breccia and associated sedimentary rocks, and (2) the Volcano-Plutonic Suite (VPS), which comprises mainly tuff breccias, lapilli tuff, scarce mafic lava flows, and volcanogenic sedimentary rocks intruded by a gabbro-diorite island-arc pluton (SNOKE *et al.* 2001; Figure 1).

We have re-evaluated the tectonic setting and significance of these units using major and trace element whole rock and Nd-Hf radiogenic isotope analyses, and hope soon to announce the results of U-Pb dating of the NCS.

The hitherto undated NCS contains two genetically unrelated formations. The tuffs and tuff breccias of the Parlatuvier Formation contain high Nb/Y and $\epsilon\text{Hf}_i/\epsilon\text{Nd}_i$ and low Zr/Nb ratios. A slab-fluid component is indicated by Th/La, Th/Yb, Ce/Ce* ratios and Nb-Ta anomalies on N-MORB-normalised trace-element plots. This subduction zone influence is minor compared to modern island arcs and suggests either a back-arc or a sediment-poor fore-arc setting, albeit the high Nb concentrations and Hf isotope ratios indicate a plume-related mantle source. In contrast, the same geochemical constraints indicate that the felsic tuffs of the Mount Dillon Formation have a depleted mantle source and a strong subduction-zone signature pointing clearly towards an island arc origin.

The VPS has previously been dated as Albian (SNOKE *et al.* 2001, SNOKE & NOBLE 2001). Although predominantly mafic and dissimilar in outcrop geology to the Mount Dillon Formation, geochemical constraints indicate that the VPS formed from identical mantle sources with similar subduction signatures to the Mount Dillon Formation and was formed on an island arc axis.

The new data, coupled with previous observations indicate that: (1) The NCS contains two separate rock assemblages with different mantle sources possibly brought together in fault-bounded slivers. (2) The plume-related geochemistry of the Parlatuvier Formation requires its crystallisation age to be re-investigated, as the majority of plume-related rocks in the Caribbean were erupted from the Galapagos Plume head at ~95-88 Ma to form the Caribbean Oceanic Plateau (KERR *et al.* 2003). (3) The Mount Dillon Formation and VPS are derived from similar

mantle sources although the deformed Mount Dillon Formation is also in fault-bounded contact with the VPS. It is not certain yet in which NCS formation a thin amphibolite-facies metamorphic aureole between the VPS and the NCS is developed, or indeed if the aureole is a part of the NCS at all.

We propose that the VPS on Tobago represents a cross-section through an island arc system that formed above a subduction zone of unknown polarity during the Albian. We require that the plume-related Parlatuvier Formation formed above a west-dipping subduction zone to the east of the Caribbean Oceanic Plateau. If the VPS also formed above a west-dipping subduction zone, then the rocks of the Parlatuvier Formation may simply represent the retro-wedge of a composite arc-back-arc system (Figure 2a). Alternatively, if the VPS formed above an east-dipping subduction zone, then the Parlatuvier Formation may be a sliver of fore-arc of a separate, west-dipping subduction zone which has been metamorphosed and transported by strike-slip faulting into position next to the Albian units of the VPS (Figure 2b). More work to clarify and quantify magmatism and tectonics on Tobago is required.

Nevertheless, outcrops of the Oceanic Plateau on Curaçao, Aruba and Gran Roque (Leeward Antilles), do not show the influence of slab-related fluids (HASTIE & KERR 2010). In the southern Caribbean it is therefore proposed that northwest-dipping subduction initiated at ~88 Ma beneath the Oceanic Plateau due to collision of the plateau with a pre-existing east-dipping arc (VAN DER LELIJ *et al.* 2010). Tobago predates the northwest-dipping phase of the Leeward Antilles and may instead be related to the Greater Antilles arc (Figure 2a) or igneous arc and high-pressure metamorphic rocks on Margarita Island, the Villa de Cura nappe and a pre-existing east-dipping southern Caribbean arc, albeit with the Parlatuvier Formation still a part of the Greater Antilles (UNGER *et al.* 2005, MARESCH *et al.* 2009, WRIGHT & WYLD 2010, figure 2b).

References

- BURKE K. 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences* 16: 201-230.
- HASTIE A. & KERR A. C. 2010. Mantle plume or slab window?: Physical and geochemical constraints on the origin of the Caribbean oceanic plateau. *Earth Science Reviews* 98: 283-293.
- KERR A. C., WHITE R. V., THOMPSON P. M. E., TARNEY J. & SAUNDERS A. D. 2003. No oceanic plateau, no Caribbean Plate? The seminal role of an oceanic plateau in Caribbean Plate evolution. In: BARTOLINI C., BUFFLER R.T. & BLICKWEDE J. (eds.) *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habits, basin formation and plate tectonics. AAPG Memoir* 79: 126-168.
- MARESCH W. V., KLUGE R., BAUMANN A., PINDELL J. L., KRÜCKHANS-LUEDER G. & STANEK K. P. 2009. The occurrence and timing of high-pressure metamorphism on Margarita Island, Venezuela: a constraint on Caribbean-South American interaction. In: JAMES K. H., LORENTE M. A. & PINDELL J. L. (eds.) *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. Geological Society of America, Special Paper* 328: 705-741.
- SNOKE A. W., ROWE D., YULE J. D. & WADGE G. 2001. Petrologic and structural history of Tobago, West Indies: a fragment of the accreted Mesozoic oceanic arc of the Southern Caribbean. *GSA Special Paper* 354: 54pp.
- SNOKE A. W. & NOBLE. Ammonite-radiolarian assemblage, Tobago Volcanic Group, Tobago, West Indies—Implications for the evolution of the Great Arc of the Caribbean. *GSA Bulletin* 113: 256-264.
- UNGER L. M., SISSON V. B. & AVÉ LALLEMANT H. G. 2005. Geochemical evidence for island-arc origin of the Villa de Cura blueschist belt, Venezuela. *GSA Special Paper* 394: 223-250.
- VAN DER LELIJ R., SPIKINGS R. A., KERR A.C., KOUNOV A., COSCA M., CHEW D. & VILLAGÓMEZ D. 2010. Thermochronology and tectonics of the Leeward Antilles: evolution of the southern Caribbean plate boundary zone. *Tectonics* in press.
- WRIGHT J. E. & WYLD, S. 2010. Late cretaceous subduction initiation on the southern margin of the Caribbean plateau: one great arc of the Caribbean? *Geosphere* in press.

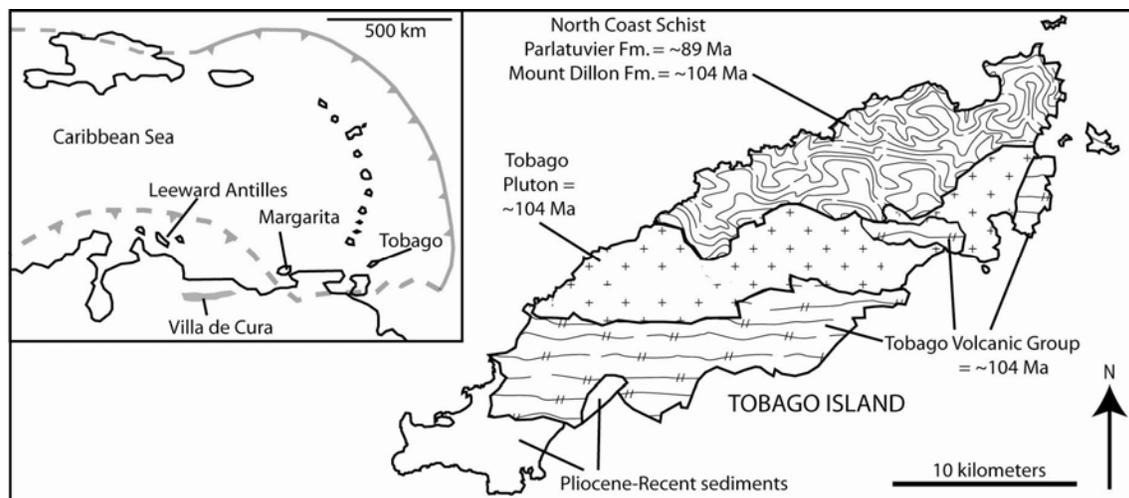


Figure 1. Geological map of Tobago island showing its location within the Caribbean region.

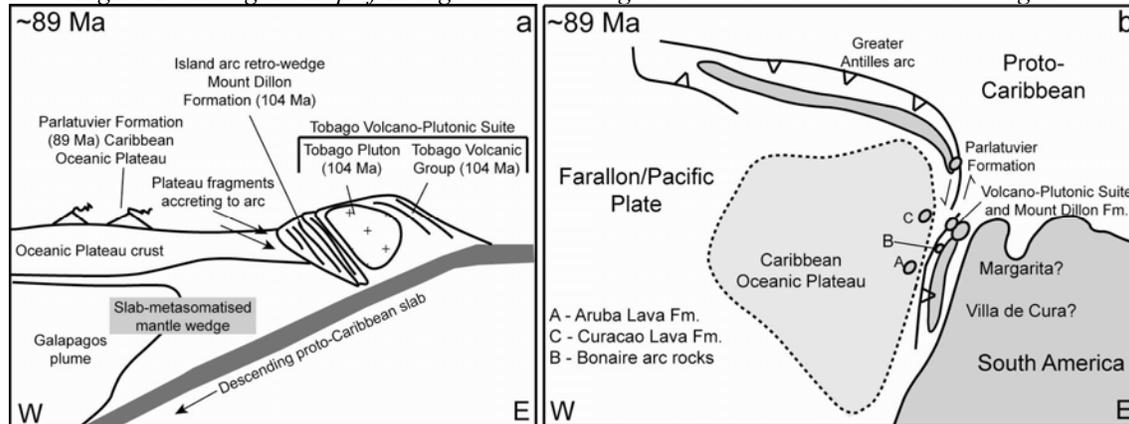


Figure 2. Two possible models for the origin of Tobago (not to scale). A: Tobago as a cross-section through a west-dipping subduction zone, presumably part of the Greater Antilles, with the Parlatuvier Formation in the back-arc region. B: The Parlatuvier Formation as a forearc sliver from the Greater Antilles and the rest of Tobago as a part of an east-dipping southern Caribbean subduction zone.

DETERMINACIÓN DE LA DISTRIBUCIÓN DE Mg, Al, Si, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Y Zn EN LAS DIFERENTES FRACCIONES GRANULOMÉTRICAS CONTENIDAS EN UN PERFIL LATERÍTICO DE TINAQUILLO, ESTADO COJEDES

(Determination of distribution of Mg, Al, Si, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni and Zn in several granulometric fractions from a lateritic profile in Tinaquillo, Cojedes state, Venezuela)

PALMIOTTO Franco

UCV. Fac. Ciencias. Instituto de Ciencias de La Tierra. Caracas. Correo-e.: william.melendez@ciens.ucv.ve

Tutor: MELÉNDEZ William

(Presentación de 19 láminas en DVD, carpeta 16)

En el presente trabajo se relaciona la distribución granulométrica, con el comportamiento de los elementos Mg, Al, Si, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni y Zn a diferentes profundidades dentro del perfil laterítico de Tinaquillo, edo. Cojedes. Las muestras fueron captadas de 4 cortes del perfil expuesto y cada una de las fracciones granulométricas separadas fue analizadas por Espectroscopia de Emisión Atómica con Plasma Inductivamente Acoplado. Adicionalmente fue realizado el análisis mineralógico por Difracción de Rayos X, a diversas muestras correspondientes a las fracciones equivalente a limo – arcilla (<44 μm) y gravas (>10 μm) con el fin de determinar las fases minerales asociadas a las mismas.

Los resultados indican que la distribución granulométrica de los perfiles está gobernada por la fracción de de tamaño gravas y la correspondiente a la limo – arcilla. La primera de ellas asociada principalmente a la zona superficial de los perfiles. En cuanto a la distribución general de los elementos en los diferentes tamaños de partícula es observado que el níquel presenta una tendencia a acumularse en las fracciones de arena media a fina, interpretado como asociado a pequeños nódulos de Mn. Por otro lado el Fe presenta dos comportamientos bien definidos, en superficie es acumulado en las fracciones más gruesas formando concreciones de óxidos y/o oxihidróxidos de este elemento y a mayores profundidades es acumulado en la fracción más fina asociado a goethita. Los elementos manganeso, cobalto y cinc presentan una distribución granulométrica bastante similar a la del Ni, por lo que pueden estar asociados a una misma fase mineral, esto lo confirma los excelentes coeficientes de correlación que existen entre estos elementos.

Por su parte el Cr no presenta un comportamiento bien definido en un tamaño de grano específico, mientras que calcio, magnesio y silicio son lixiviados del sistema, aunque este último al reaccionar con el aluminio forma fases arcillosas que son concentradas en la fracción <44 μm (caolinita). El Ti tiende a acumularse en las fracciones más finas posiblemente asociado a la ilmenita. El análisis mineralógico indica que existen minerales típicos de este tipo de sistema, como caolinita, goethita, cromita y hematita distribuidos en el perfil laterítico de acuerdo con el proceso de meteorización en las diferentes zonas del perfil.

**MAGMATISM, EXTRACTION AND UPLIFT, THROUGH GEOCHRONOLOGY OF
DETRITAL ZIRCONS IN SANDS OF SOUTH AMERICA:
PRELIMINARY RESULTS ON THE ORINOCO RIVER BASIN
(Magmatismo, extracción y levantamiento, a través de la geocronología de cristales detríticos de
zircón en arenas de Suramérica: Resultados preliminares de la cuenca del río Orinoco)**

PEPPER Martin

University of Arizona, Arizona Laserchron Center, Tucson, Arizona, USA. Email: mpepper@email.arizona.edu
(Un cartel en DVD, carpeta 17)

As project dealing with the geochronology of detrital zircons using LA-ICP-MS will be carried out with samples of the main rivers of South America. The preliminary results in the Orinoco River basin are presented.

For the Orinoco Delta near Barrancas the results show ages unevenly distributed but lie along concordia until 2 Ga where some lead loss becomes apparent. The largest number of grains (out of 107 grains) are Grenvillian from ~ 900-1100Ma for 52 grains. The next largest three modal concentrations are 1332 Ma, 286 Ma and 1982Ma, respectively.

The results of Río Portuguesa, farthest from the delta with a drainage basin solely in Venezuela, are also unevenly distributed but also lie along concordia until 2 Ga where some lead loss becomes apparent. The largest age concentrations are between 400 and 470 (18 grains) and 71.5 Ma (7 grains) with the rest of the grains having broad ranges of ages from 150-300 Ma and 900-2150 Ma.

These results are mainly what we would expect with the surrounding rock units. GOLDSTEIN *et al.* (1997) had similar result for 49 grains but a relatively much larger concentration around 2.0-2.1Ga and a small population of three grains at 2.8 Ga which our sample lacks. We need to look further into possible sorting with more samples along the Delta transect need to be analyzed before making broad inferences of age populations present. The projections of provenance of the two samples analyzed are:

Río Orinoco Delta (Fig.1)

It drains from Colombia and Venezuela.

170 Ma. Jurassic arc in Santander Massif known in Colombia, or Jurassic La Quinta in Venezuela

482 Ma. Ordovician plutons from East Cordillera known to be in Colombia (HORTON *et al.* 2010) and Venezuela.

1017 Ma. Putumayo basin basement and Colombian Greenville age cordillera inliers (IBAÑEZ, in preparation).

1197 and 1331 Ma. Magmatic protolith Colombia inliers (IBAÑEZ, in preparation).

1433 Ma. Possibly related to Parguaza batholith in Venezuela.

1501 and 1539Ma. Plutons of eastern Colombia in Vaupes and Taraira regions possibly the Parguaza batholith (GAUDETTE *et al.* 1978, PRIEM *et al.* 1982).

1801Ma. Colombia/Venezuela border, Orinoco - Atabapo river confluence, Guainia Department of Colombia (TASSINARI *et al.* 1996).

Older ages: Rocks from the Guiana Shield.

Río Portuguesa (Fig. 2).

It drains the southwestern section of the Cordillera de la Costa (Villa de Cura and Caucagua-El Tinaco nappes), southern Lara region, Guárico and Río Guache turbidite units, El Baúl massif, and the northern half of the Mérida Andes.

700 Ma and younger. From rocks of the “Taconic” and “Appalachian” cycles, plus Jurassic rifting magmatism and ages younger than 120 Ma from the Caribbean cycle.

900-1100 Ma. Grenvillian primary or secondary sources from Venezuela.

1000 Ma and older. Probably most of these zircons are from sedimentary units that at their depositional times had the Guiana Shield as a source.

Bibliography

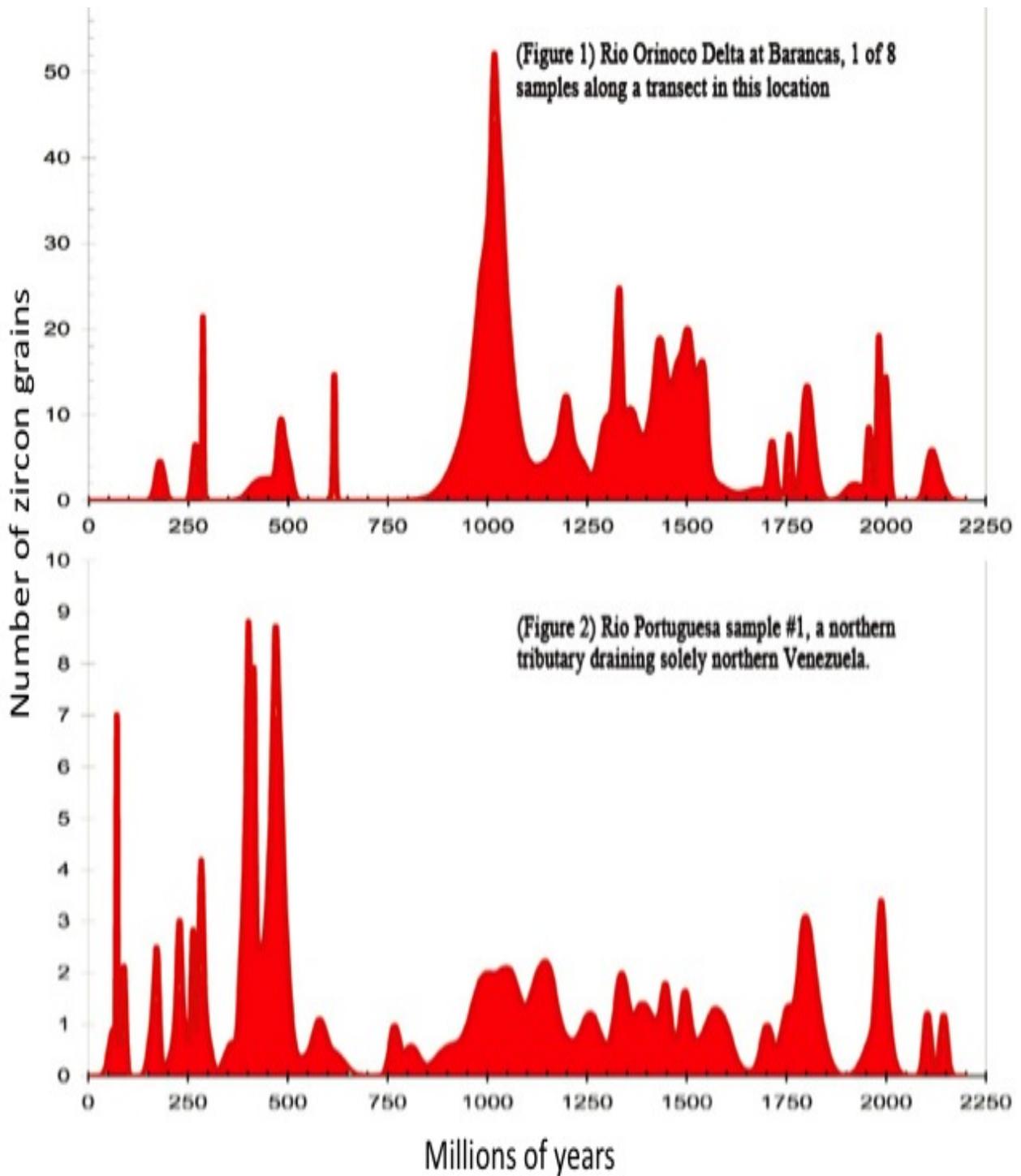
GOLDSTEIN S., ARNDT N. & STALLARD R. 1997. The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sm-Nd isotopes in Orinoco basin river sediments. *Chemical Geology* 139(1-4): 271-286.

HORTON B. K., PARRA M., SAYLOR J. E., NIE J., MORA A., TORRES V., STOCKLI D. F. & STRECKER M. R. 2010. Resolving uplift of the northern Andes using detrital zircon age signatures. *GSA Today* 20(7): 4-10.

GAUDETTE H. E., MENDOZA V., HURLEY P. M. & FAIRBAIRN H. W. 1978. Geology and age of the Parguaza rapakivi granite, Venezuela. *GSA Bull.* 89: 1335-1340.

TASSINARI C. C. G., CORDANI U. G., NUTMAN A. P., VAN SCHMUS W. R., BETTEN-COURT J. S. & TAYLOR P. N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton), and tectonic implications. *Intern. Geology Review* 38(2): 1161- 1175.

PRIEM H. N. A., ANDRIESSEN P. A. M., BOELRIJK N. A. I. M., DE BOORDER H., HEBEDN E. H., HUGUEIT A. T., VERDURMEN E. A. & VERSCHURE R. H. 1982. Geochronology of the Precambrian in the Amazonas region of southeastern Colombia (western Guiana Shield). *Geologie Mijnb.* 61: 229–242.



**LA ESPECTROMETRÍA GAMMA COMO HERRAMIENTA DE CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA:
CASO RÍO MIGUELENA, ESTADO VARGAS
(Gamma spectrometry as a tool for geological mapping: Case Miguelena river, Vargas state, Venezuela)**

PERNÍA Saraí, TIRADO Karla & MENDI David

UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Dept. Geología. Caracas.

Correo-e: saraipernia@gmail.com

(Contribución del proyecto GEODINOS)

(Presentación de 22 láminas en DVD, carpeta 18)

Se empleó la espectrometría gamma como herramienta para la caracterización de unidades geológicas en la zona central de la Cordillera de la Costa, a lo largo del río Miguelena de Camurí Grande, estado Vargas (fig. 1), y para validar los límites de las unidades definidas: Esquisto de Tacagua, Mármol de Antímamo, cuerpo de rocas ultramáficas (gabro, peridotita, serpentinita, etc.), Complejo San Julián y Augengneis de Peña de Mora y así actualizar y mejorar la cartografía existente de dichas unidades geológicas presentes en la zona de estudio.

Para cumplir con el objetivo planteado se realizó una campaña de campo hacia la zona de estudio, donde se midió la respuesta radiactiva (K, U, Th, cuentas totales) en cada unidad y en la zona de contacto entre ellas, utilizando para ello un escintilómetro gamma portátil, simultáneamente se estableció la ubicación exacta en cada punto, utilizando la herramienta de GPS y se tomó muestras de mano de 150 g aproximadamente, para posteriormente realizar el estudio radiométrico en el equipo de espectrometría de laboratorio, lo cual permitió comparar ambos resultados, además de estudiar su composición mineralógica que sustenta las respuestas radiométrica en ambos casos.

Una vez obtenidos los datos de campo y laboratorio, se realizaron gráficas para observar el comportamiento general a lo largo de la sección de estudio en cuanto a la radiactividad y comparar esto con las unidades formales que allí afloran (fig. 2), lo que mostró que los valores son mayores en la respuesta arrojada por el espectrómetro del laboratorio, que los arrojados por el equipo de campo, sin embargo la tendencia general de las curvas se mantiene. Esto puede atribuirse a dos causas principales: 1) El equipo de campo consta de un cristal de NaI de tamaño de 25 x 25 mm mientras que el de laboratorio es de 70 x 70 mm. 2) En el laboratorio se realiza un procedimiento más pulcro que limita el estudio únicamente a la muestra de interés a través del blindaje de plomo y en campo la radiación que percibe el escintilómetro se “contamina” con otros materiales del medio por mucho que se intente solo obtener la radiación del cuerpo rocoso de interés.

Además de observar la analogía de la respuesta radiactiva arrojada por el scintilómetro de campo comparado con el de laboratorio, se puede observar que la tendencia de las curvas en respuesta de la radiación resulta coherente con la composición mineralógica de las rocas estudiadas, así pues, las unidades con las respuestas radiactivas de valores más altos están constituidas por minerales félsicos tales como cuarzo, plagioclasas, feldespatos y moscovita y en general son rocas del tipo ácidas como por ejemplo en el “Augeneis de Peña de Mora” cuyo protolito se asocia a una roca granítica. Las unidades que menos radiación emiten están constituidas por minerales máficos y son en general rocas básicas como la serpentinita.

Conjuntamente en la fig. 2 se puede notar que el elemento que emite radiaciones de mayor valor es el K, seguido del U y finalmente el Th. El K representa los mayores valores debido a que se aloja en una serie de minerales que son bastante comunes en la superficie terrestre tales como feldespatos y micas, además de poseer una cierta versatilidad en su forma de transporte tanto en suspensión como en solución, el U generalmente se encuentra en rocas ácidas y además tiene en común con el K su forma de transporte, finalmente, el Th que difiere de los anteriores en su modo de transporte que es exclusivamente por suspensión, lo que puede ser un limitante y causa potencial de su baja concentración.

Posterior al análisis y discusión de las gráficas, se cartografiaron las unidades obtenidas a partir de espectrometría gamma, las cuales resultaron concordantes con las unidades geológicas formalmente definidas en esa sección, permitiendo así la actualización cartográfica geológica de la hoja B-49, correspondiente a la zona de estudio (Camurí Grande, río Miguelena) (fig. 3). Es decir, se confirmó la extensión (lineal, mas no areal) de estas unidades a lo largo de la quebrada (la extensión areal se baso en lo propuesto por CANO & MELO 2003).

A partir de los resultados obtenidos, fue posible verificar el óptimo desempeño del escintilómetro de campo en la delimitación de unidades geológicas, lo que permitirá en futuros estudios la medida directa de la respuesta radiométrica de los cuerpos de roca en campo. Sin embargo, se recomienda su uso como herramienta complementaria en estos estudios si no se conoce previamente o se tiene una base geológica conocida, pues es determinante y bien distintivo sólo entre cuerpos de rocas de propiedades y composición mineralógica muy diferentes. Además, se recomienda para estudios de áreas grandes realizar un mallado para la toma de medidas y

tomar aleatoriamente o con un arreglo predeterminado muestras de mano. En el caso de un estudio lineal (como es el caso presentado) se recomienda tomar mayor densidad de muestreo.

Bibliografía

CANO V. & MELO L. 2003. Reconocimiento geológico entre las cuencas de Quebrada Seca y río Care. Estado Vargas. *Geos*, UCV, Caracas, 35(2002): 55-56 + 155 p. en CD (carpeta 4.2).

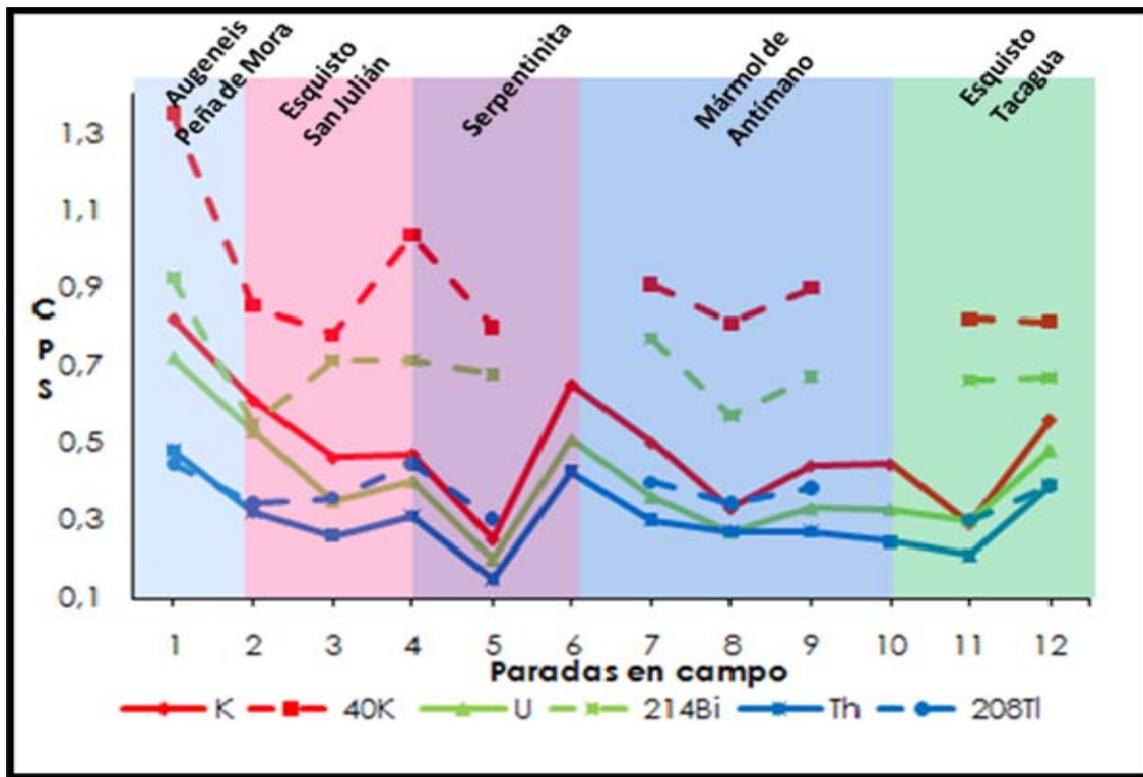


Fig. 2. Comparación de los resultados en campo (líneas continuas) y laboratorio (líneas punteadas).

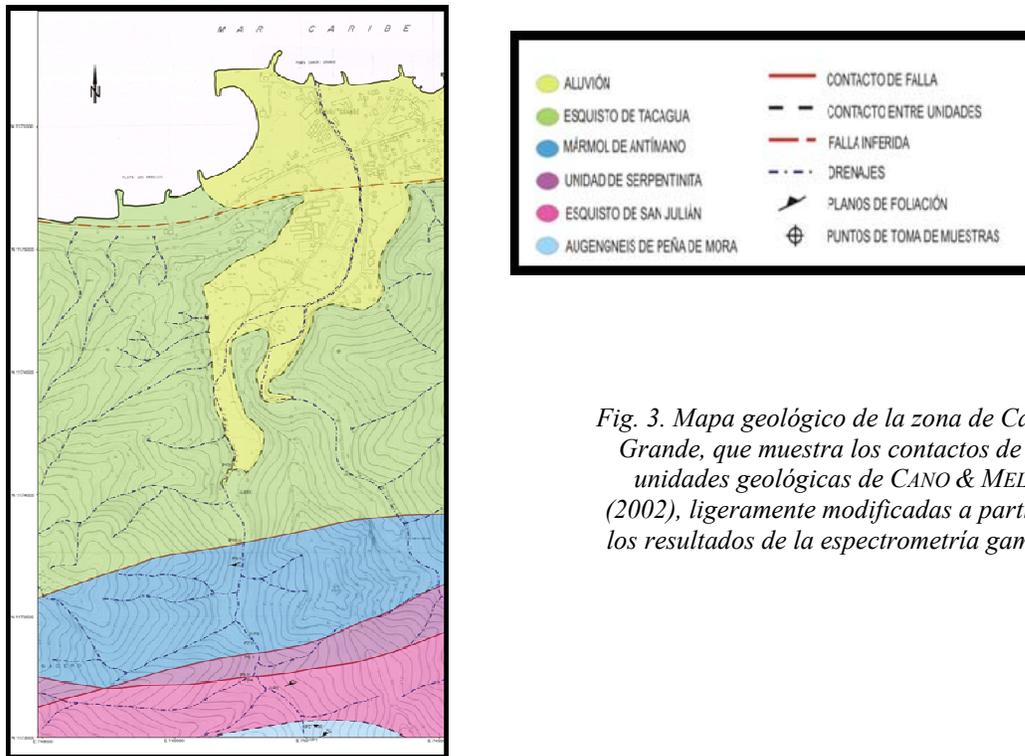


Fig. 3. Mapa geológico de la zona de Camuri Grande, que muestra los contactos de las unidades geológicas de CANO & MELO (2002), ligeramente modificadas a partir de los resultados de la espectrometría gamma.

PROCEDENCIA DE LOS SILICICLÁSTICOS PRESENTE EN LA FORMACIÓN CAPADARE (MIOCENO MEDIO) A TRAVÉS DE PETROGRAFÍA MODAL, EN LAS ZONAS DE MACUERE, ESTADO LARA Y RIECITO, ESTADO FALCÓN: TESIS EN PROGRESO
(Provenance of the siliciclastic into Capadare Formation (Middle Miocene), through the petrography modal, in the areas of Macuere, Lara state and Riecito, Falcon state, Venezuela: Thesis in progress)

PERNÍA Saraí & TIRADO Karla

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Correo-e.: saraipernia@gmail.com

Tutores: GONZÁLEZ Lenín y URBANI Franco. (Contribución del proyecto GEODINOS)

La Formación Capadare, composicionalmente se describe en la mayoría de los trabajos de investigaciones previas como cuerpos carbonáticos de grandes espesores, específicamente en su localidad tipo: Cerro Capadare, estado Falcón. Sin embargo, en las regiones donde se realiza el presente estudio (sureste del estado Falcón: Cerro Riecito y al norte del estado Lara: región de Macuere, municipio Urdaneta, específicamente quebradas La Isla, La Torta y Topeye, ver Fig. 1), se han encontrado rocas carbonáticas con un porcentaje significativo de siliciclásticos, es decir, rocas híbridas (carbonatos de mezcla), creando incertidumbre y motivando a analizar la fracción siliciclástica presente en estos carbonatos y su posible procedencia.

MACELLARI (1995) plantea la depositación de Capadare específicamente en la subcuenca Agua Salada en su borde y cercanía al depocentro en el Mioceno Medio, y para este tiempo se establece una rápida caída del nivel de mar o levantamiento asociado a las etapas iniciales de deformación. Debido a la complejidad en la sedimentación de la cuenca de Falcón se plantea necesario el análisis de procedencia de la fracción siliciclástica de la formación, para inferir el marco paleogeográfico reinante durante la depositación y posible roca fuente.

Como se mencionó anteriormente, la litología predominante es carbonática con intervalos que presentan un porcentaje considerable de siliciclásticos (rocas híbridas), por lo que es posible llevar a cabo el análisis de procedencia por métodos conocidos sólo para rocas totalmente siliciclásticas (areniscas). El estudio se inició con una campaña típica de campo, donde se realizó la toma de muestras de manera sistemática basada principalmente en cambios litológicos. Luego, se generaron secciones delgadas de estas muestras y posterior al análisis petrográfico general se seleccionaron aquellas muestras que poseían más del 30% de siliciclásticos. A estas últimas se les analizó

con mayor detalle bajo el microscopio, y mediante un método de conteo e identificación mineralógica de los detritos presentes (análisis modal), se tomaron los datos necesarios para utilizar los triángulos de caracterización de áreas tectónicas de aporte propuestos por DICKINSON & SUCZEK (1979).

La clasificación de Dickinson & Suczek, se fundamenta en dos triángulos, uno de los cuales se basa en el porcentaje de cuarzo total (Qt), feldespatos (F) y fragmentos líticos inestables (L); el otro en el porcentaje de cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos (F) y fragmentos líticos totales (Lt) (Fig. 2). De las secciones delgadas analizadas, se ha obtenido que la mineralogía de los clásticos presentes es fundamentalmente (apartando el cuarzo por ser un mineral común y resistido por excelencia) feldespatos K poco alterados (sanidina, ortosa y microclino, en orden decreciente de abundancia, plagioclasas igualmente bien preservadas y finalmente fragmentos líticos (chert y esquisto cuarzo micáceo; todos con baja redondez y tamaños variables pero principalmente de granulometría media. Lo anteriormente expuesto, permite atribuir una fuente ígneo-metamórfica cercana a la cuenca de depositación.

Al vaciar los datos en los triángulos de clasificación se ha obtenido como resultado parcial, un área tectónica de aporte continental transicional con procedencia de orógeno reciclado y bloque continental para las muestras provenientes del Cerro Riecito, estado Falcón, por su parte, se obtenido un área tectónica de aporte basamento levantado con procedencia de bloque continental (Fig. 2). En ambos casos, se atribuye a bloques continentales expuestos, pudiendo coincidir con lo que fue el protolito del Esquisto de Aroa (esquisto cuarzo micáceo), sedimentos provenientes del Complejo de Napas de Lara (orógeno reciclado) y otras unidades metamórficas que eran zonas positivas en el momento de depositación de Capadare,

Hasta ahora, es necesario continuar con el estudio del resto de las muestras (20% aproximadamente) y hacer una revisión de los complejos ígneo metamórficos que circundan la zona de estudio que correspondan composicionalmente con los datos obtenidos y estén afectados por los eventos tectono-estructurales que dominaban la región y sean correspondientes a un área tectónica continental transicional durante la depositación de estos sedimentos (Mioceno Medio).

Bibliografía

MACELLARI C. E. 1995. Cenozoic Sedimentation and Tectonics of the Southwestern Caribbean Pull-Apart Basin, Venezuela and Colombia. En: A. J. TANKARD, R. SUÁREZ & H. J. WELSINK, *Petroleum basins of South America*: AAPG Memoir 62: 757–780.

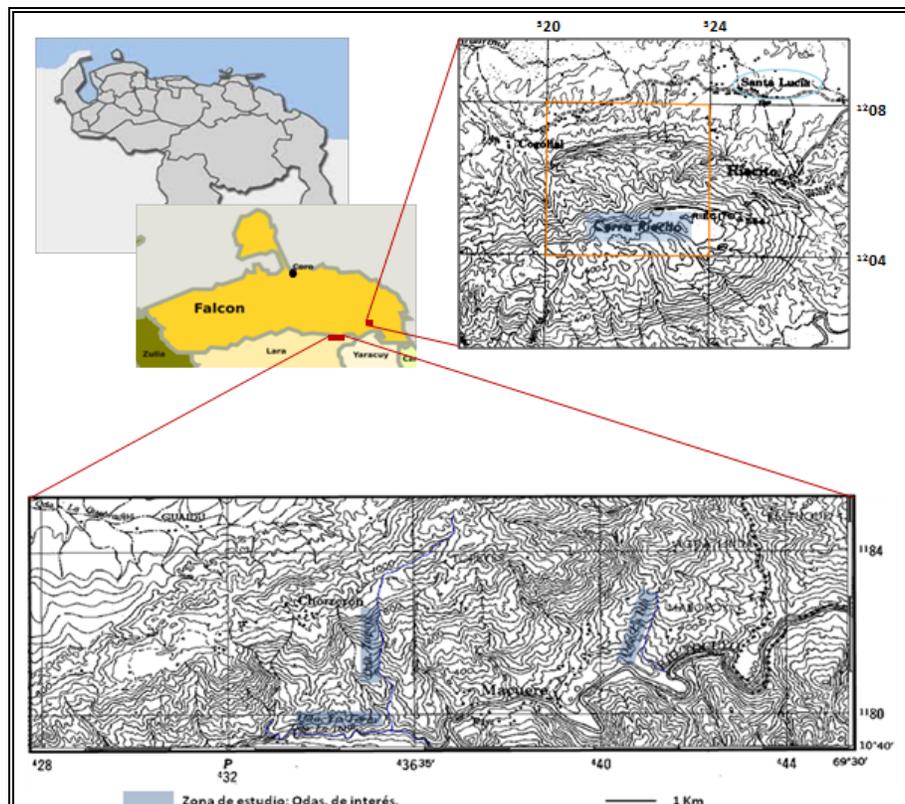


Fig. 1. Mapa de ubicación general de la zona de estudio. En azul se presentan las zonas de estudio. Tomado de de DCN hoja 6448 y 6248.

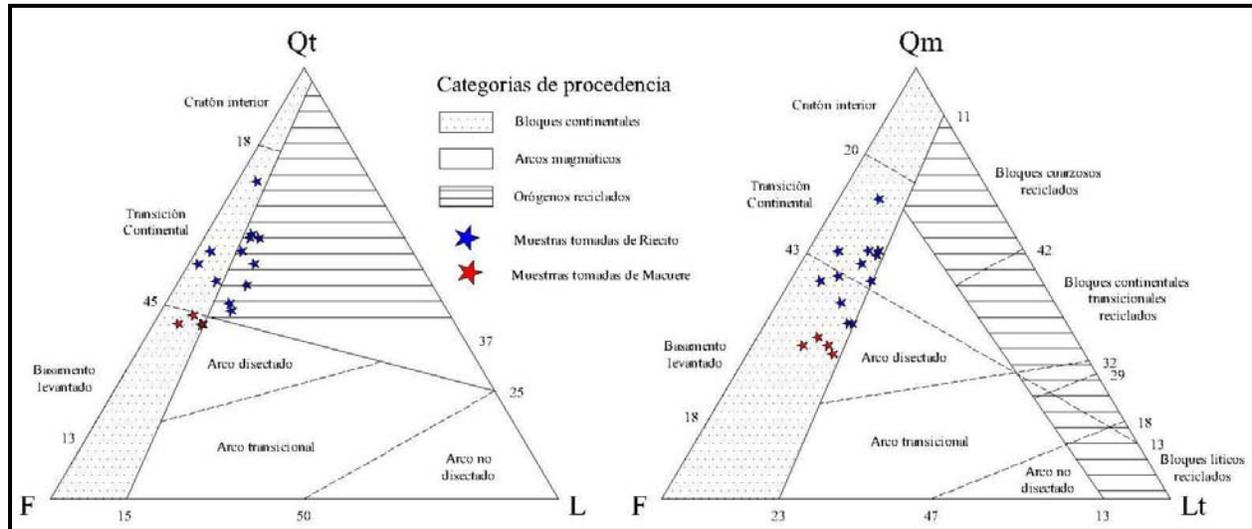


Fig. 7. Distribución de las arenas derivadas de diferentes procedencias con base en los diagramas FQtL y FQmLt de DICKINSON (1985).

COMENTARIO SOBRE LA ANOMALÍA DE Eu EN EL AGUA MARINA DEL ARCHIPIÉLAGO LOS ROQUES Y SUS POSIBLES IMPLICACIONES EN EL ORIGEN DE LAS ROCAS FOSFÁTICAS DE EL GRAN ROQUE

(A comment on the Eu anomaly in the marine water of Los Roques Archipelago and its possible implications on the origin of the phosphate rocks of Gran Roque)

PETRASH Daniel & GONZÁLEZ Gabriela

Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, AB, Canada.

Correo-e.: petrash@ualberta.ca

(Un cartel en DVD, carpeta 19)

La abundancia de las tierras raras en el agua marina y las anomalías de distribución de Ce y Eu revelan la naturaleza de los diversos procesos geoquímicos que conllevan al particionamiento de dichos elementos (ELDERFIELD 1988). La anomalía de Ce es muy sensible a la variabilidad en las condiciones redox (HOLLAND 1984; DE BAAR *et al.* 1988), mientras que la de Eu es importante pues revela la influencia de fluidos de origen hidrotermal (ELDERFIELD & GREAVES 1982, ELDERFIELD 1988); dichos fluidos, generalmente de elevada acidez, se forman a alta temperatura y presión por debajo del piso oceánico lo que conlleva a una movilidad preferencial del ion Eu^{2+} con respecto a otras REE (MICHARD *et al.* 1983, 1986).

La distribución de dichos elementos traza en el agua y la identificación de las anomalías ya mencionadas pueden ser relevantes para entender los múltiples eventos intrusivos que afectaron las rocas constituyentes del complejo ígneo-metamórfico aflorante en el Gran Roque. Una fosfatización pervasiva es frecuentemente observada a lo largo de planos de debilidad así como en las zona de contacto entre intrusivos félsicos no deformados y las metamorfizadas rocas de origen oceánico (SCHUBERT & MOTICKA 1972, URBANI 2006). El proceso de fosfatización preferencial de dichas rocas, de acuerdo a AGUERREVERE & ZULOAGA (1938), se asocia a la acumulación de guano. Alternativamente, ROST (1938) propone un proceso algo más complejo de asimilación de fosfatos preexistentes por parte del magma félsico. Este mecanismo resulta más adecuado para explicar las características de algunas las rocas fosfatizadas presentes en el Gran Roque (Fig. 1). En esta contribución reevaluamos dicho mecanismo y lo discutimos en función de las concentraciones de REE presentes en el agua marina del Archipiélago Los Roques.

Muestras de agua marina de distintas localidades del Archipiélago Los Roques (Fig. 2) fueron tomadas en duplicado. Las muestras de agua, de 60 mL cada una, fueron tomadas en los sitios de muestreo dentro de los primeros 20 cm de la columna de agua utilizando para ello jeringas esterilizadas. Las jeringas fueron luego ajustadas a filtros microporosos de 0,20 μm a través de los cuales las muestras fueron expelidas en contenedores de policarbonato. Las muestras filtradas de agua fueron inmediatamente acidificadas con HNO_3 libre de trazas para una concentración final de 10% v/v para análisis de cationes. En la Universidad de Alberta, las muestras fueron digeridas

con HNO₃ (8N) de calidad analítica y analizadas usando un Espectrómetro de Masas de Plasma Inductivo Acoplado (Quad-ICP-MS, por sus siglas en inglés) PerkinElmer Elan6000. Los datos obtenidos fueron normalizados haciendo uso de los valores PAAS (post-Archean Australian Shales) de TAYLOR & MCLENNAN (1985).

Las concentraciones obtenidas en las diferentes muestras son presentadas en la Tabla 1. En la Fig. 3 se observa la distribución normalizada de tierras raras (REE) en las distintas muestras. La distribución de REE exhibe la mayoría de los patrones característicos del agua marina, que resultan de interacciones solución-partícula (SHOLKOVITZ *et al.* 1994). La distribución es relativamente enriquecida en tierras raras pesadas (H-REE) en relación con las livianas (L-REE), siendo la relación Er/Nd= 0.48. El patrón de L-REE, por su parte, se asemeja en muchos aspectos al del agua marina de circulación abierta (ver BOLHAR *et al.* 2004) ya que el agua marina de Los Roques está enriquecida en La y muestra una ligera anomalía negativa de Ce (Figs. 3 y 4A). La anomalía positiva de Eu, calculada de acuerdo a $Eu/Eu^* = Eu_{PAAS} / (0.5Sm_N + Gd_N)$ (BAU & DULSKI 1996), es relativamente alta ($Eu/Eu^*_{PAAS} = 1.47$; $Eu/Eu^*_N = 1.11$), y es evidente en el patrón normalizado (Fig. 3). Se realizaron diagramas discriminantes para verificar la ocurrencia de anomalías en la distribución de REE. Para ello se utilizaron muestras que arrojaron resultados satisfactorios para la mayoría de tierras raras (n=5), pero particularmente para elementos como La, Pr, Sm, y Gd, cuya concentración es necesaria para una adecuada discriminación. La anomalía de Eu en el agua marina de Los Roques (Fig. 4B) es interesante debido a que su identificación en aguas someras puede estar relacionada a actividad hidrotermal o en su defecto al aporte continental de terrígenos hacia la cuenca. Sin embargo, dada las características climáticas y geográficas y de circulación del ambiente depositacional en estudio, el aporte continental parece improbable. Por otra parte, la magnitud de la anomalía de Eu no es indicativo actividad hidrotermal reciente.

Si bien el modelo de formación de fosfatos en asociación con el guano de aves (AGUERREVERE & ZULOAGA 1938), este no explica convincentemente la fosfatización preferencial a lo largo de planos de falla o aquella que de manera más pervasiva afecta las brechas ígneas asociadas a intrusivos graníticos; aunque sí explica una más joven, restringida a los planos de debilidad de la roca (URBANI 2006), donde la infiltración de materia orgánica, proveniente del guano de aves, pudo generar aguas corrosivas que promovieron una fosfatización secundaria. En un modelo un tanto especulativo que toma en consideración el mecanismo propuesto por ROST (1938), se propone que condiciones sub-óxicas prevalecían en cuencas asociadas al arco de isla Mesozoico (OSTOS & SISSON 2005), favoreciendo allí la acumulación de fosforitas, ricas en REE's (ej. RASMUSSEN *et al.* 1988). Para finales del Cretácico, dicho fragmento litosférico fue afectado por varios eventos tectono-termales, responsables de los múltiples intrusivos calco-alcálicos que afectaron las rocas basálticas del piso oceánico (URBANI 2006 y referencias internas) así como la secuencia sedimentaria que rellenaba la cuenca retroarco. Las condiciones subacuáticas asociadas a dichos eventos intrusivos favorecieron la infiltración de fluidos ricos en fósforo hacia el piso oceánico. Dichos fluidos, siendo además deficientes en oxígeno, favorecieron la movilización de H-REE y permitieron la recristalización de fosfatos en las brechas ígneas. La actividad hidrotermal pudo favorecer además la sustitución iónica de Ca²⁺ por Eu²⁺ en plagioclasas (ej. ELDERFIELD 1988) así como también en fosfatos recristalizados (ej. SHAW & WASSERBURG 1985). Finalmente, la exhumación del complejo ígneo-metamórfico y la posterior meteorización de las rocas hidrotermalmente alteradas produjeron una alta movilización secundaria de H-REE (ej. NESBIT 1979).

Se infiere entonces que el incremento relativo de Eu en el agua marina de Los Roques está estrechamente relacionado a los procesos de meteorización que actúan sobre rocas hidrotermalmente alteradas y enriquecidas en fósforo de la isla del Gran Roque. Los elementos para determinar la validez de la hipótesis originalmente planteada por ROST (1938) han sido brevemente esbozados. Ya que dicha hipótesis explica adecuadamente la fosfatización preferencial que caracteriza los intrusivos asociados a fallas y brechas ígneas (ej. Fig.1), sugerimos se realice un análisis comparativo del contenido de REE de las rocas fosfatizadas constituyentes de brechas y granitoides versus las concentraciones de rocas basálticas no fosfatizadas del Gran Roque. Dado que el Eu²⁺ no es removilizado bajo condiciones superficiales (BOLHAR *et al.* 2004), la presencia de una anomalía positiva de Eu en rocas pervasivamente fosfatizadas, equivalente a la observada en el agua marina de Los Roques, sería un elemento suficiente para probar la hipótesis de asimilación hidrotermal. Adicionalmente, si se consideran en conjunto las concentraciones de los elementos de la serie de las REE, P y Ca, en la roca fuente, el agua marina y sedimentos autigénicos sería posible determinar el coeficiente de partición de REE como producto del proceso de removilización desde la fuente probable hacia precipitados composicionalmente derivados del agua marina de Los Roques. Tal estudio permitiría analizar la fuente de aporte en función de la distancia y obtener una mejor comprensión de los factores que determinan la distribución de REE y otros elementos traza sensibles a las condiciones redox en la plataforma somera.

Referencias

- AGUERREVERE S. E. & V. M. LÓPEZ V.M. 1938. The geology of the island Gran Roque (Federal Dependencies, Venezuela) and its phosphate deposits. *Bol. Geol. y Min.* (Caracas), 2:155-181.
- BOLHAR R., B. S. KAMBER, S. MOORBATH, C. M. FEDO & M. J. WHITEHOUSE. 2004. Characterization of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters* 222: 43-60.

- DE BAAR H. J. W., C. R. GERMAN, H. ELDERFIELD & P. VAN GAANS. (1988) Rare earth element distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52: 1203-1219.
- ELDERFIELD H. 1988. The oceanic chemistry of the rare-earth elements. *Phil. T. Royal Society London* 325: 105–126.
- ELDERFIELD H. & M. J. GREAVES. 1982. The Rare earth elements in seawater. *Nature* 296: 214-219
- MICHARD A., F. ALBAREDE, G. MICHARD, J. F. MINSTER & J. L. CHARLOU. 1983. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from east pacific rise hydrothermal vent field (13-Degrees-N). *Nature* 303: 795–797.
- MICHARD A. & F. ALBAREDE. 1986. The REE content of some hydrothermal fluids. *Chemical Geology* 55:51-60
- SHOLKOVITZ E. R., W. M. LANDING, H. ELDERFIELD & M. J. GREAVES. 1994. The rare earth elements in seawater. *Nature* 296:214-29
- NESBITT H. W. 1979. Mobility and fractionation of rare-earth elements during weathering of a Granodiorite. *Nature* 279: 206–210.
- OSTOS, M., & V. B. SISSON 2005. Geochemistry and tectonic setting of igneous and metagneous rocks of Northern Venezuela. *En: AVÉ LALLEMANT H. G. & V.B. SISSON (eds.). Caribbean-South American Plate interactions, Venezuela. Geol Soc Am Spec Paper* 394:119-156
- RASMUSSEN B., R. BUICK & W. R. TAYLOR. 1998 Removal of oceanic REE by authigenic precipitation of phosphate minerals. *Earth and Planetary Science Letters* 164: 135–149.
- SCHUBERT C. & P. MOTISCKA. 1972. Reconocimiento geológico de las islas venezolanas en el mar Caribe, entre Los Roques y Los Testigos (Dependencias Federales). *Acta Científica Venezolana* 23: 210-223.
- SHAW H. F. & G. J. WASSERBURG. 1985. Sm-Nd in marine carbonates and phosphates: Implications: Implications for Nd isotopes in seawater and crustal ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49,503-518.
- SHOLKOVITZ E. R., W. M. LANDING & B. L. LEWIS. 1994. Ocean particle chemistry: the fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater. *Geochim. et Cosmochimica Acta* 58: 1567–1579
- TAYLOR S. R. & S. M. MCLENNAN. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Cambridge, 312 p.
- URBANI F. 2006. Geología de la Isla del Gran Roque, Parque Nacional Los Roques, Venezuela: Guía de Excursión. *Geos, UCV, Caracas, 37(2005): 124 + 35 p. en CD (Carpeta 78)*.

Tabla 1. Concentración (en ppb) de tierras raras en 14 muestras de agua de Los Roques (véase Fig. 2 para localización aproximada del muestreo)

Muestra Elemento	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	14	AV
La	70	580	630	450	ND	30	ND	ND	ND	ND	40	30	ND	60	80	219
Ce	70	540	540	400	40	30	ND	300	40	730	60	30	30	80	90	213
Pr	50	420	410	320	ND	40	50	215								
Nd	250	2220	2450	1720	110	130	40	60	90	70	170	90	110	240	260	534
Sm	300	3020	3040	2080	170	160	50	50	130	50	170	120	120	270	350	672
Eu	90	730	710	540	40	40	ND	90	ND	ND	60	40	30	50	80	208
Gd	190	1650	1590	1160	70	90	ND	190	60	60	90	70	80	140	170	401
Tb	70	370	400	330	40	40	ND	70	ND	ND	30	ND	ND	70	80	150
Dy	200	1530	1580	1100	100	90	ND	200	50	ND	100	80	70	130	190	417
Ho	270	780	840	730	150	140	60	70	100	70	190	120	130	390	420	297
Er	150	1090	1050	780	60	60	ND	150	ND	ND	70	60	50	120	130	314
Tm	ND	370	370	270	ND	337										
Hf	940	1990	1840	1310	360	290	120	570	470	290	500	340	280	340	330	665
Yb	170	1440	1510	1190	90	80	ND	170	60	ND	80	70	70	150	190	405
Lu	40	340	340	250	ND	219										
Ce/Ce*			0.23	0.22	0.22	0.21									0.33	0.29
Eu/Eu*	1.74	1.47	1.59	1.61	1.52						1.42	1.17	1.47	1.50	1.74	1.47
Nd/Yb	0.02	0.12	0.11	0.03	0.04		0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.06	0.07	0.05	0.02	0.12

ND: no determinado

Ce/Ce* y Eu/Eu* son PAAS-normalizadas

Av: concentración promedio

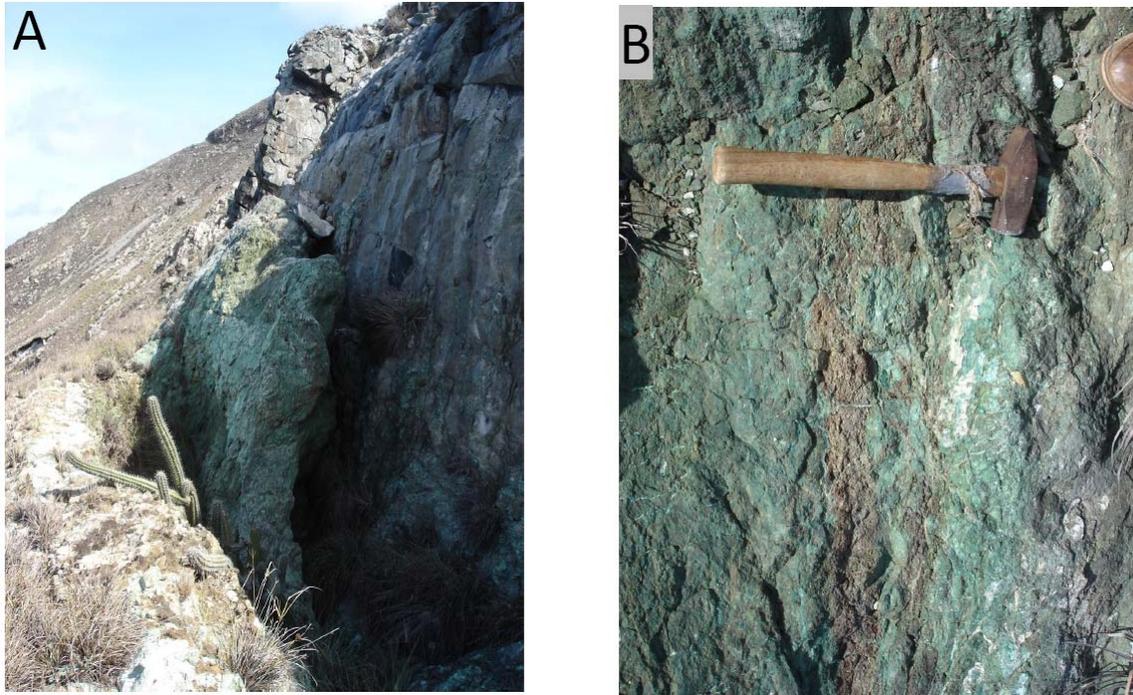


Figura 1. Fosfatos (principalmente variscita) del lugar en que fueron explotados en la década de 30's. Tomado de URBANI (2005)

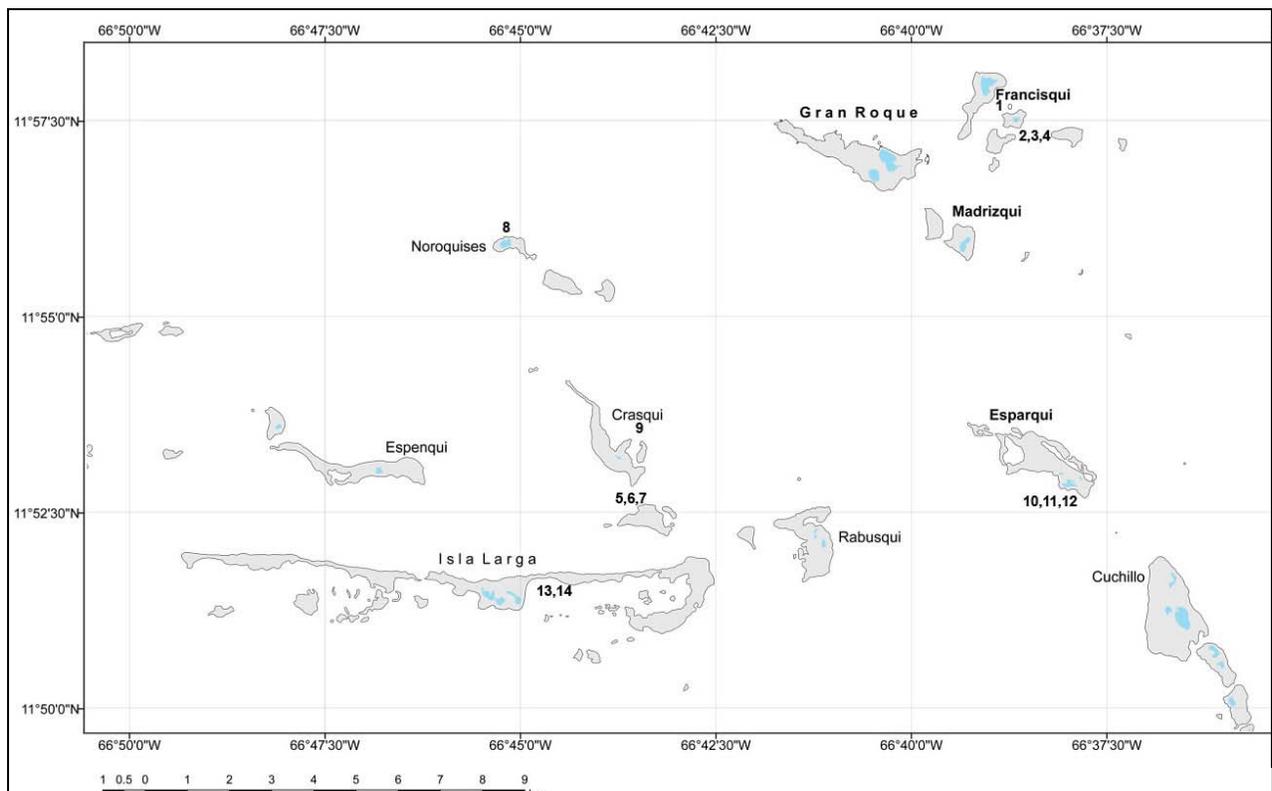


Figura 2. Área de estudio. Se muestra la localización aproximada donde se realizó el muestreo de aguas superficiales (numeración de acuerdo a Tabla 1)

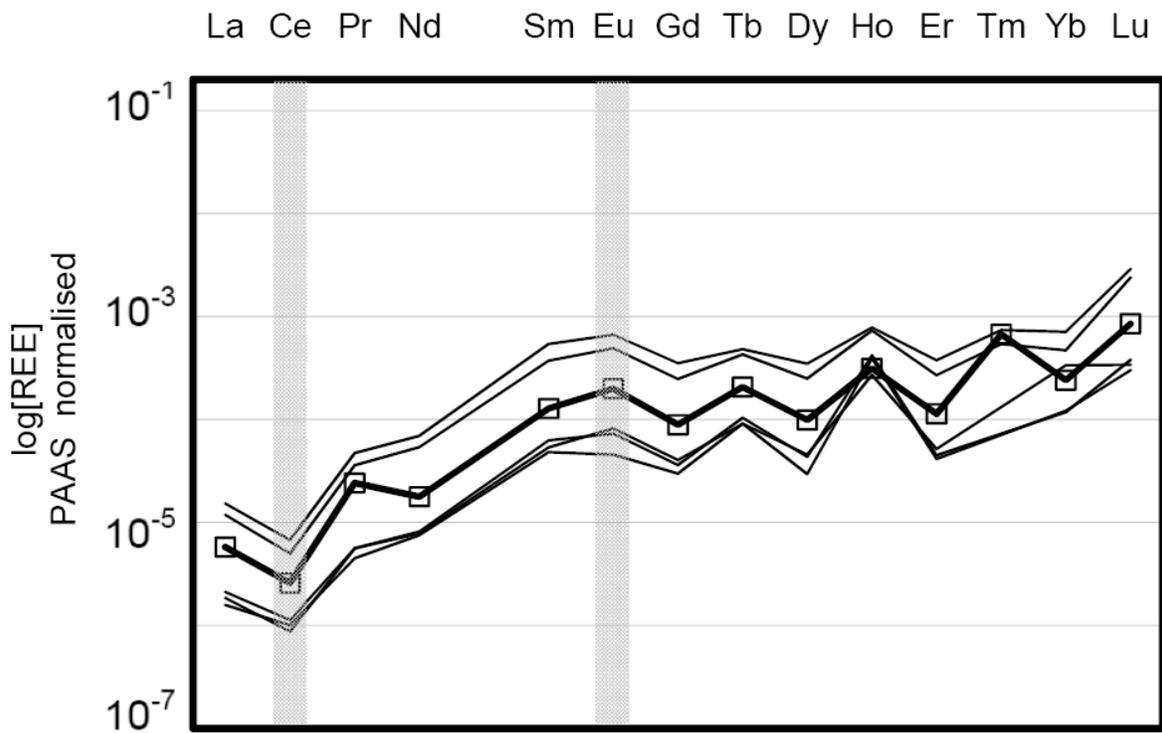


Figure 3. Diagrama de distribución de tierras raras normalizadas-PAAS para 5 muestras tomadas en el Archipiélago los Roques. La concentración promedio se muestra resaltada.

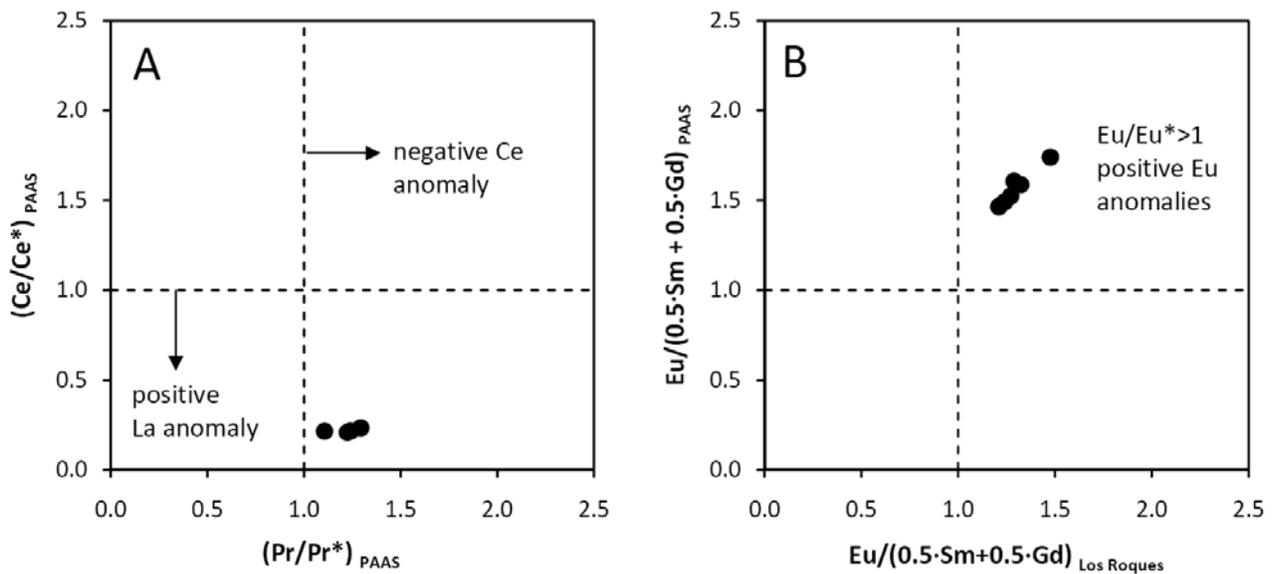


Figure 4. Diagrama discriminatorio para las anomalías de La, Ce y Eu; se observa un agrupamiento en el campo de la anomalía positiva de La, negativa de Ce (A) y positiva de Eu (B).

**ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS COMO MATERIALES PARA CONSTRUCCIÓN.
CASOS CANTERA LA GALLINETA, ESTADO BARINAS Y CANTERA EL MELERO,
ESTADO MIRANDA**

(Igneous and metamorphic rocks for construction materials. Cases La Gallineta quarry, Barinas State and El Melero quarry, Miranda state)

RODRÍGUEZ Yexi, SERRANO Mauricio, PIÑA Aurora & SILVA Katherine
UCV, Fac. Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Dep. Minas. Caracas.
Correo-e.: aurora.pina@ucv.ve

(Presentación de 14 láminas en DVD, carpeta 20)

Las rocas ígneas o metamórficas se usan en la construcción para una variedad de productos que debido a sus formas, colores y aspecto externo permiten llevar a cabo las realizaciones más variadas y originales (LÓPEZ *et al.* 2003). Presentamos dos casos donde se explotan estas materias primas para industrias relacionadas directa e indirectamente con la construcción.

Cantera La Gallineta: La cantera se ubica en el sector del mismo nombre, parroquia Altamira, municipio Bolívar, estado Barinas, a 33 km de la ciudad de Barinitas. FELBASA es la empresa que explota el feldespato en La roca que se explota es una aplita, de la unidad formal “Gneis bandeado de La Mitisus”, que consiste de gneis y esquistos biotítico-muscovítico-cuarcífero, gneis y esquistos biotítico-almandinico, gneis y esquistos sillimanítico-almandinico-biotítico, gneis y esquistos hornblendico-plagioclásico-biotítico, anfíbolita y diques de pegmatita y aplita. La aplita está constituida fundamentalmente por plagioclasa del tipo albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$). Luego de extraído y procesado, el mineral como insumo necesario para la sintetización de cerámicos, también para la industria del vidrio. Dentro de las características químicas de las menas feldespáticas, la más importante es el contenido de alúmina. Es indispensable que el feldespato destinado a la industria del vidrio contenga como máximo 18% de SiO_2 , mientras que el destinado a la cerámica puede tener un valor inferior. La calidad necesaria (LÓPEZ *et al.* 2003) para la elaboración del vidrio debe tener la misma distribución granulométrica de las arenas con la cual es mezclado, pues permite evitar el fenómeno de volatilización del material en los hornos. Para la elaboración de la cerámica el feldespato debe ser pasante de la malla 200 (74 micras). La forma de explotación se realiza mediante métodos convencionales de explotación a cielo abierto. El arranque es mecánico se realiza con tractores Caterpillar D-7 y con apoyo de cargadores frontales. Las operaciones de carga las realizan cargadores frontales Caterpillar y Komatsu, y el acarreo o transporte lo hace camiones volteo marca Ford F-50 de aproximadamente 8T. La reducción de tamaño consiste en trituración primaria con una trituradora de mandíbula, secundaria con una trituradora de rodillos y molienda con molino de guijarros. El mineral que es despachado a Vencerámica es pasante de la malla 325 (45 micras).

Cantera El Melero: La Fábrica Nacional de Cementos es la encargada de explotar la Cantera El Melero, la cual se encuentra ubicada en la falda meridional de la Fila El Peñón, a una altura que varía entre los 550 y 700 m, en la cuenca media de la quebrada de Caiza. Las rocas corresponden al Esquisto de Las Mercedes de la Asociación Metasedimentaria Caracas. Regionalmente la unidad está conformada por una secuencia de esquistos cuarzo-moscovítico-grafitoso-carbonático y lentes o bloques rotados de mármol, usualmente intensamente plegados y fallados. Lo dominante en el área de la cantera, es la presencia de esquistos cuarzo-feldespático-micáceo, intercalado con esquistos grafíticos carbonáticos, en general muy plegados, con abundantes vetas de calcita blanca y cuarzo. La roca se muestra con diferentes grados de meteorización. La litología dominante del material explotado es mármol, el cual se presenta denso, cristalino. Cuando tiene una condición física de roca sana y dura es de color predominantemente gris medio a oscuro. Es común la presencia de vetas de calcita blanca y/o cuarzo, cortando la roca en diferentes direcciones. La explotación del mármol se realiza mediante métodos convencionales de explotación a cielo abierto. Primero se realiza un arranque indirecto con perforación y voladura. Luego de este paso, el material es cargado con retroexcavadoras con una producción por hora de 250T y el acarreo con los camiones de 20T. La preparación mecánica de la mena se realiza a través de trituración en la cantera, lo cual facilita su transporte. Para ello se instalaron trituradoras primarias de mandíbulas y secundarias de cono. La salida son fragmentos de un tamaño máximo de 38 mm, con la granulometría apropiada para ser transportado en camiones de 60T. El material según su calidad puede ser utilizado para la fabricación del cemento o como agregado grueso para la elaboración del concreto.

Referencias

LÓPEZ A., G. ASCANIO O. GUERRERO & G. BERTORELLI. 2003. *Rocas Industriales de Venezuela*. Fundacite Aragua. www.pdvsa.com/lexico/ (consulta 21/11/2010).

**RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN COMPRENDIDA ENTRE
GUACAMUCO Y PUENTE LIMÓN. MUNICIPIO URDANETA, ESTADO LARA: TESIS EN PROGRESO**
(Geological reconnaissance of the region between Guacamuco and Puente Limón.
Urdaneta municipality, Lara state, Venezuela: thesis in progress)

REATEGUI Walter ¹

¹UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Lab. de Geología y Geoquímica (330). Ciudad Universitaria. Caracas. Correo-e: walterreategui@gmail.com

²FUNVISIS, El Llanito, Caracas. (*Contribución del proyecto GEODINOS*)

Tutor: URBANI Franco^{1,2}

En el presente trabajo se realiza la integración de la cartografía geológica de una zona que se encuentra al norte del estado Lara, cerca de las localidades de Siquisique y El Limón, con una extensión de unos 240 km². Esto incluye, la integración, revisión y/o redefinición de las unidades geológicas, y así adaptar la nomenclatura de las unidades ígneas a las recomendaciones internacionales de unidades litodémicas y con ellos formar la capa temática digital de la geología de superficie para su uso en diversas actividades. Incluye la zona previamente estudiada por MUÑOZ & RODRÍGUEZ (1010) y además, se pretende contextualizar las rocas presentes en el contexto de la tectónica de interacción de las placas Caribe y Suramericana.

La zona de estudio se encuentra dividida en tres partes (Fig. 1), una occidental correspondiente a las localidades de Guacamuco, Las Tinajitas y Macuere aledañas a Siquisique, con un área aproximada de 160 km²; y dos zonas orientales, una cercana a la población de Las Llanadas, de 45 km²; y otra cerca de Puente Limón, de 34 km². La cartografía geológica fue compilada en tres mapas a escala 1:25.000 y además, fueron analizados petrográficamente 62 secciones finas, haciendo énfasis en las de origen ígneo.

KIEWIET DE JONGE (1950) menciona que, en el área de Los Algodones y Chorrerón, las rocas intrusivas, gabros y diabasas, son consideradas previamente por Kehrer como post-Cretácicas y por Renz pre-Cretácicas. CORONEL & KIEWIET DE JONGE (1957) y CSV (1965), estudiaron la relación que existe entre las rocas ígneas de Siquisique y las rocas cretácicas adyacentes, pudiendo así, clasificar las rocas en cuatro grupos diferentes: 1) Ofiolitas (serpentinita, espilita y gabro), 2) Rocas mixtas calco-ofiolíticas (rocas de contacto entre sedimentos carbonáticos y ofiolitas), 3) Posibles tobas a rocas tobáceas (tobas con material sedimentario) y 4) Rocas sedimentarias (cuarcita, ftanita, radiolarita y conglomerado heterogéneo).

Entre las unidades geológicas constituyentes de la zona específica de estudio se destacan: la Ofiolita de Siquisique, donde se encuentran las unidades plutónica (gabro) y volcánica (diabasa, basalto) del Cretácico Tardío; la Formación La Luna (caliza y lutita) del Cretácico Tardío; una unidad volcano-sedimentaria (conglomerado ortocuarcífero, lava almohadillada, entre otros) probablemente del Cretácico Temprano emplazados en tiempos post-Eoceno; la Formación Matatere (flysch de arenisca y lutita) del Eoceno Medio; la Formación Castillo (conglomerado y arenisca) del Oligo – Mioceno Temprano; la Formación Capadare (caliza) del Mioceno Medio y por último las terrazas aluviales y los aluviones del Cuaternario.

Dentro de las rocas plutónicas hemos identificado los siguientes tipos: lherzolita, piroxenita, hornblendita y gabro, mientras que de las volcánicas predominan las variedades de basalto, algunas con estructuras almohadilladas. En la Qda. Agua Linda de Macuere, aparece una localidad única, correspondiente al contacto sedimentario de la Formación Matatere sobre las volcánicas. En otras localidades el basalto esta intercalado en el campo con niveles delgados de chert. También se encontraron fragmentos de diferentes tamaños de brecha volcánica.

La interacción entre las placas Caribe y Suramericana ha generado en todo el norte del país un sistema de napas, en una de las cuales se encuentra la Ofiolita de Siquisique. En este trabajo se caracteriza dicha unidad, que corresponde a una secuencia ofiolítica generada originalmente por la apertura del mar de Tethys como parte de la corteza oceánica proto-Caribe, también afectada por intrusiones de plumas mantelares.

Bibliografía

- KIEWIET DE JONGE P. 1950. *Geological report No. CPMS-324 on the Siquisique-Río Tocuyo area*. The Shell Venezuelan oil Concessions, London, EP-969, inédito, 28 p.
- CORONEL G. & P. KIEWIET DE JONGE 1957. *Igneous rocks of the Siquisique area*. Compañía Shell de Venezuela. (Reproducido en *Geos*, UCV, Caracas, 40:103 + 41 p. en CD, 2010).
- CSV- COMPAÑIA SHELL DE VENEZUELA 1965. *Igneous rocks of the Siquisique region, state of Lara*. *Bol. Inf. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol.*, 8(10): 286-305.
- MUÑOZ P. & RODRÍGUEZ H. 2010. *Geología de las unidades ígneas y sedimentarias de Siquisique-Puente Limón, estado Lara*. *Geos*, UCV, Caracas, 40:68 + 206 p. en CD, 2010)

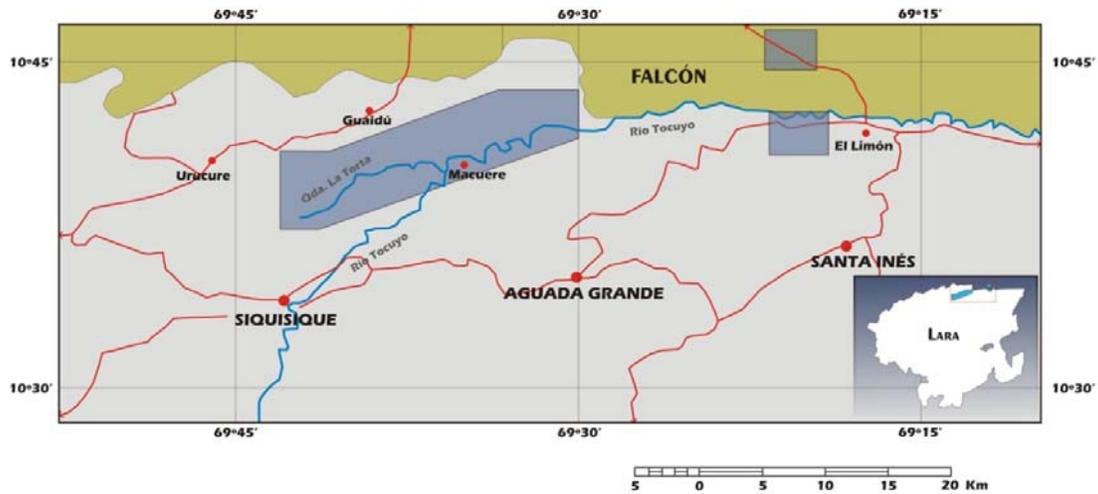
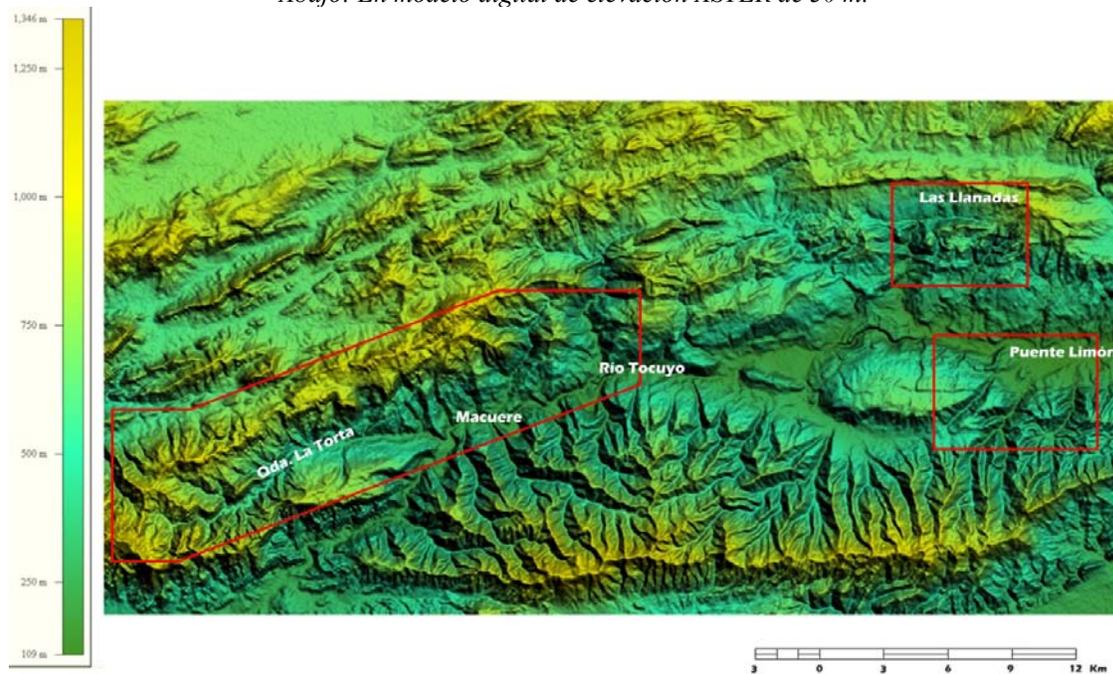


Figura 1. Ubicación de las áreas de estudio. Arriba: En mapa geográfico.
Abajo: En modelo digital de elevación ASTER de 30 m.



LA ADAMELITA DE LA CULATA: ELEMENTOS INDICATIVOS DE SU PETROGÉNESIS ENTRE LAS POBLACIONES DE TUCANÍ Y TORONDOY, ESTADO MÉRIDA, VENEZUELA
(La Culata Adamellite: Indicative elements of its petrogenesis between Tucaní and Torondoy, Mérida state, Venezuela)

SOLANO Luís & ANDARA Ángel

Universidad de Los Andes. Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería Geológica. Grupo de Investigación en Ciencias de la Tierra, TERRA Mérida, Venezuela. Correo-e.: lsolano87@gmail.com

(Presentación de 28 láminas en DVD, carpeta 21)

La petrología de los cuerpos ígneos ubicados en los Andes de Mérida ha sido objeto de estudio de diferentes investigaciones, que han permitido establecer modelos geológicos que explican la evolución de la mayor parte de esta zona. Sin embargo, existe un vacío de información generalizado en lo concerniente a los plutones emplazados en el Norte del estado Mérida. Tal es el caso de la Adamelita de La Culata (ALC) un cuerpo ígneo intrusivo que aflora

en la zona antes mencionada. Si bien existen algunas descripciones mineralógicas y petrográficas para este plutón, la mayoría de los modelos petrológicos propuestos hasta el momento no son suficientemente fiables al no considerar aspectos geológicos importantes como la geoquímica de la intrusión, o ser susceptibles de modificaciones dado que en la actualidad existen equipos y metodologías que permiten lograr resultados mas precisos (KOVISARS 1972, BURKLEY 1975, SIFONTES 1988). Otros de los modelos petrológicos existentes presentan la limitación de haberse generado a partir de estudios realizados a una fracción del cuerpo ígneo (MANINAT 2009).

Debido a esta situación, se propuso la realización de la presente investigación, cuyo objetivo principal fue el establecimiento de indicios petrogenéticos para la ALC entre las poblaciones de Tucaní y Torondoy, estado Mérida. Para ello, se llevó a cabo una recopilación y revisión de la información previa referida al plutón, incluyendo la interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales de la zona. Posteriormente se realizó un levantamiento geológico de superficie en dicha zona, con el fin determinar las relaciones de campo de la intrusión en cuestión, identificar patrones texturales macroscópicos y clases litológicas, y de recolectar muestras de mano tanto del plutón objeto del estudio como de la roca encajante, representada en este caso por la Asociación Sierra Nevada. En total, se reunieron 53 muestras de mano, de las cuales 42 pertenecen a la ALC, 8 a La Asociación Sierra Nevada y 3 corresponden a diques pegmatíticos. De estas muestras, 7 pertenecientes a la roca encajante y 29 de la ALC fueron utilizadas para la elaboración de secciones finas. Por otra parte, 5 muestras de la intrusión fueron enviadas para ser sometidos a análisis químicos de roca total, los cuales representaron la base de la determinación de los patrones geoquímicos de la ALC.

Como resultados, en primer lugar se obtuvo en base a la revisión de fotografías aéreas e imágenes satelitales, que en la zona de estudio el plutón se encuentra en contacto intrusivo con las rocas metamórficas de la Asociación Sierra Nevada, a diferencia de lo reflejado en la cartografía previa, donde dicho contacto aparece señalado como de falla. Por otra parte, se determinó que la composición mineralógica del cuerpo ígneo fue la siguiente: cuarzo 25,92%, microclino 22,54%, plagioclasa (varía entre an22 y an35) 13,79%, muscovita, 12,33%, ortosa 7,50%, biotita 6,59%, corindón 1,63% y otros minerales (cloritoide, andalucita, sillimanita, epidoto, apatito, granate, opacos y zircón). La ALC puede ser considerada como un cuerpo ígneo de composición intermedia entre monzogranito y sienogranito. Dado que el microclino se presenta como el feldespato alcalino principal, se puede decir en base al relativamente bajo nivel de ordenamiento de este mineral que el proceso de enfriamiento fue rápido (MONTENEGRO *et al.* 2003). La coexistencia de microclino y ortosa en el plutón es un dato de suma importancia para comprender el proceso de cristalización. BROWN & PARSONS (1989), señalan esta condición como inusual en cuerpos plutónicos, y la relacionan con la facilidad y rapidez de ordenamiento que presentan elementos como el Si y el Al, razón por la cual se requiere una alta velocidad de enfriamiento para que dichos elementos también cristalicen en la estructura de la ortosa. Destaca la presencia de andalucita y sillimanita ya que estos minerales no son comunes en rocas ígneas, sino que su génesis está más relacionada con procesos metamórficos. Sin embargo, ha sido comprobado que la sillimanita puede cristalizar a partir de exsolución de feldespato potásico en los primeros estadios de la cristalización (KENNAN 1972). También CLARKE *et al.* (2005) señalan la posibilidad de cristalización de andalucita asociada a muscovita a partir de fluidos magmáticos enriquecidos en aluminio asociados a muscovita. Dichos patrones fueron observados en los análisis petrográficos realizados a la ALC, en muestras de mano que fueron tomadas en el interior del plutón, lejos de las zonas de contacto, por lo que se puede afirmar que los cristales de andalucita y sillimanita observados son de origen ígneo. También se observó la presencia de granate de origen magmático, el cual debió formarse en las primeras etapas de la cristalización. El corindón fue observado con dos hábitos: el primero, circular, similar al del granate, el cual es evidencia de que dichos cristales son heredados de la fuente; y el segundo, tabular anhedral, correspondiente a cristales de origen magmático. También llama la atención que una gran parte de los cristales de plagioclasa presentan patrones de zonación, que reflejan la alta velocidad de enfriamiento, así como enriquecimientos y empobrecimientos continuos en el contenido de Na del magma. Se determinó también la existencia de xenocristales euhedrales de plagioclasa, lo cual es indicativo de la existencia de corrientes convectivas en la cámara magmática, las cuales son debidas a la interacción de magmas de distinta composición y temperatura. Estas corrientes convectivas habrían removido entonces cristales desde el punto donde cristalizaron hasta su ubicación actual (WILSON 1989, TATAR & BOZTUG 1998, EKDAHL 2000, NEWHALL 2005). Por último, los análisis petrográficos realizados a La Asociación Sierra Nevada llevaron a determinar que dicha unidad afectada por metamorfismo regional de grado medio, el cual alcanza la Facies de Los Esquistos Verdes. Esto se puede deducir a partir de la asociación general cuarzo-ortosa-albita-epidoto-biotita-andalucita-cordierita. El intervalo de temperaturas estaría entre 320 y 512°C, mientras que la ausencia de cianita restringiría el rango de presiones entre 0,25 y 0,35 Gpa. Cerca del contacto con la adamelita se observan evidencias de superposición de metamorfismo termal sobre metamorfismo regional.

De acuerdo a la evaluación de los diagramas de clasificación geoquímica se obtuvo que la ALC es una roca peraluminosa, evolucionada, con contenido de SiO₂ (entre 67,63-73,05%), relaciones de K₂O/CaO medias a altas, valores de Ca, Sr, Cr y Ni bajos, valores bajos de Rb, una tendencia al enriquecimiento en Ba, Zr, Ni, La, Y, Ce y A/(C+N+K). Por otra parte, los diagramas de discriminación tectónica y diferenciación de fuente magmática, llevaron a determinar que el emplazamiento de la ALC tuvo lugar en un ambiente sincolisional (granitoide syn-COLG según PEARCE *et al.* 1984) con influencia de un hipotético arco volcánico abortado (IAG+CAG+CCG según MANIAR & PICOLLI 1989). Dichos ambientes serían entonces el resultado de la configuración tectónica generada por la inminente unión continental que se presentó en el límite Pérmico-Triásico, edad para la cual se propone el emplazamiento del plutón objeto del estudio de manera provisional, ante la ausencia de dataciones radiométricas (BURKLEY 1975).

Debido a que el emplazamiento de la ALC tuvo lugar en un ambiente sin-orogénico (colisión continental), se propone que el mismo se dio mediante el mecanismo de inflado (balloning) (CLARKE 1992), en el cual las altas presiones y temperaturas provocaron el desplazamiento y la deformación de la cámara magmática hasta darle una forma de gota invertida. Bajo esta situación el material magmático buscó escapar desde la zona donde se generó hacia zonas de menor presión. Debió existir por lo tanto un movimiento del material fundido, y por consiguiente, un forcejeo con la roca caja, que finalmente cedería su espacio a la intrusión. Algunas de las características determinadas para la adamelita mediante geología de superficie y análisis petrográficos, tales como alineamientos minerales del plutón paralelos al contacto, pliegues migmatíticos de la roca caja cerca de la zona de contacto, ausencia de indicios de foliación hacia el interior de la intrusión, generación de una aureola metamórfica bien desarrollada y el metamorfismo de la roca caja hasta la facies del esquisto verde (metamorfismo regional de grado medio), permiten afirmar que el emplazamiento de este granitoide tuvo lugar en la mesozona, entre 5 y 15 km de profundidad (WINTER 2001).

De acuerdo a todo lo anterior, se postula que las temperaturas y presiones de cristalización para el plutón fueron 600-700°C y 0,32-0,50 GPa, respectivamente. Además se propone la existencia de 3 facies diferentes para el plutón dentro del área de estudio, enumeradas a continuación: a) La primera facies, observada a sur del área de estudio, definida por concentraciones de sílice superiores a 70%, altas concentraciones de REE y presencia de granate de origen magmático; b) La segunda facies, observada al centro-oeste del área de estudio, definida por altas concentraciones de muscovita, ausencia de granate y de enclaves de plagioclasa; c) La tercera facies, observada al este del área de estudio, y definida por concentraciones de plagioclasa superiores al 15%, y enclaves microscópicos de plagioclasa euhedral.

Finalmente, se recomienda realizar un levantamiento geológico de superficie en la zona central de la ALC, para alcanzar una densidad de muestreo mayor en este sector del plutón, refinar la proposición de facies para el cuerpo ígneo y establecer su distribución espacial dentro del mismo.

Bibliografía

- BROWN, W. & PARSONS, I. 1989. *Alkali feldspars: ordering rates, phase transformations and behaviour diagrams for igneous rocks*. Mineralogical Magazine.
- BURKLEY J. 1975. *Geochronology of the Central Venezuelan Andes*. Ph. D. Thesis, Case Nester Reserve Univ.
- CLARKE D. 1992. *Granitoid Rocks*. Estados Unidos de América: Editorial Chapman and Hall.
- CLARKE D.B., DORAIS M., BARBARIN B., BARRER D., CESARE B., *et al.* 2005. *Ocurrence and Origin of Andalusite in Peraluminous Felsic Igneous Rocks*. Journal of Petrology.
- EKDAHL J. 2000. *Magma mingling in the Proterozoic of Colorado*. Dept. Geology, Carleton College.
- KOVISARS J. 1972. *Geología de la Parte Norte-Central de Los Andes Venezolanos*. Memorias del IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Venezuela.
- MANIAR, PAPU D., PICCOLI & PHILIP. 1989. *Tectonic Discrimination of Granitoids*. Geological Society of America.
- MANINAT M. 2009. *La Adamelita de La Culata: Elementos Indicativos de su Petrogénesis. Sector Torondoy, Mucumpiz y Valle de Mifafi*. Trabajo Final de Grado. Universidad de los Andes. Mérida, Venezuela.
- MONTENEGRO T., QUENARDELLE S. & LLAMBIAS E. 2003. *Estudios termométricos de granitoides de Algarrobo del Águila, provincia de La Pampa*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (4): 643-652 (2003).
- NEWHALL, C. (2005). *Magma Mixing*. UW/ESS 462, Spring 05.
- PEARCE J., HARRIS N. B. & TINDLE A.G. 1984. *Trace Element Discrimination Diagrams for Tectonic Interpretation of Granitic Rocks*. Journal of Petrology.
- SIFONTES R. & YANES C. 1988. *Prospección geoquímica de uranio en región de Mucuchies, estado Mérida, Venezuela*. Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos.
- TATAR S. & BOZTUG D. 1998. *Fractional Crystallization and Magma Mingling/Mixing Processes in the Monzonitic Association in the SW Part of the Composite Yozgat Batholith (Sefaatlı-Yerköy, SW Yozgat)*. Tübitak.
- WILSON M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Dordrecht, Holanda: Springer.

**LA GEOLOGÍA MÉDICA, UNA DISCIPLINA EMERGENTE AL SERVICIO DE LA
SALUD HUMANA Y ANIMAL
(Medical geology, an emergent discipline at the service of human and animal health)**

TOSIANI D. Tommaso
UCV. Fac. Ciencias. ICT. Caracas 1053. Email: tommaso@tosiani.com
(Presentación de 95 láminas en DVD, carpeta 22)

La Geología Médica es la ciencia interdisciplinaria que se encarga de estudiar como los aspectos geológicos ambientales influyen sobre la salud de humanos y animales. La distribución de los elementos en la superficie terrestre depende de las características intrínsecas de los minerales que contienen a los elementos, de la litología, y de los procesos de meteorización. Se ha demostrado que la concentración de Ca, Mg, F, I, Cu, Mo, As y Se en forma natural, tiene incidencia sobre la salud de grandes poblaciones, independientemente de su condición social. Casos emblemáticos han sido presentados en diversos países en donde ciertas enfermedades están asociadas al exceso o deficiencia de elementos.

En Venezuela, las primeras cuatro causas de mortalidad, enfermedades cardiovasculares, cáncer, cerebrovasculares y diabetes, ocupan el 51.69% (se excluye homicidios y accidentes), y podrían parcialmente estar influenciadas por aspectos geológicos regionales, aunque esto debería ser demostrado con estudios de Geología Médica. Trujillo y Bolívar son los de mayor y de menor incidencia respectivamente en enfermedades del corazón, sin embargo en Trujillo apenas el 20.4 % de los fallecidos son menores de 65 años, es la población anciana quien fallece; mientras que en Bolívar el 40.2 % de los decesos por causa del corazón ocurren en la población menor de 65 años, y es una señal de alarma, ya que es un valor muy por encima de la media nacional. Por cáncer, Falcón y Miranda son los de mayor incidencia, y los llaneros Portuguesa y Cojedes como los de más baja incidencia, muy por debajo de la media nacional. Por accidente cerebro-vasculares, resaltan los estados costeros y áridos Sucre, Nueva Esparta y Falcón, estos dos últimos también coinciden con alta incidencia de cáncer. Los decesos en el estado Sucre por accidentes cerebro-vasculares, doblan la media nacional.

En este trabajo no se hace ninguna especulación sobre las causas que pueden ser muchas; pero se debe reconocer que las características geológicas y geoquímicas de cada región son muy diversas. Para ello es necesario obtener datos sanitarios más locales y planificar muestreos sistemáticos de aguas y suelos (como lo han hecho Finlandia, Italia, China, Inglaterra, Japón, Argentina, India), que permitan llegar a resultados, establecer correlaciones y emitir recomendaciones dirigidas a mejorar la salud de la población.

**EL YACIMIENTO DE MERCURIO DE SAN JACINTO, SERRANÍA DE BARAGUA, ESTADO LARA,
VENEZUELA: SU POSIBLE ORIGEN
(The San Jacinto mercury deposit, Baragua range, Lara state, Venezuela: Its possible origin)**

URBANI Franco ^{1,2}, GRANDE Sebastián ¹, MENDI David ¹, & GODDARD Donald ³

¹UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica. Ciudad Universitaria. Caracas 1053. ²Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas. El Llanito. Caracas.

³Louisiana State University. Baton Rouge. Louisiana. USA. Correo-e.: urbani@cantv.net

(Contribución del proyecto GEODINOS)

(Presentación de 27 láminas en DVD, carpeta 23)

La única mineralización importante de mercurio (cinabrio) del país, es la de San Jacinto ubicado al noreste de Carora (Fig. 1). Fue descubierta en los primeros años del siglo XX, para luego ser explotada entre 1941-1942, produciéndose unas cuatro toneladas de Hg. Durante 1941-1942 y posteriormente entre 1968-1970, el yacimiento fue estudiado en detalle, encontrándose que el cinabrio se localiza en capas de arenisca fracturadas de la Formación Matatere (Fig. 2), pero el alto grado de fallamiento posterior a la mineralización, hace que las capas de interés se interrumpan abruptamente. Este es un depósito hidrotermal (epitermal) parecido al de Almadén, España, pero de muy pequeñas dimensiones. El Hg primario se encuentra en la estructura de los minerales de rocas máficas y ultramáficas, de donde es movilizado por soluciones hidrotermales, para ser luego precipitado en las fracturas de las capas de arenisca y grauvaca de la Formación Matatere. La zona mineralizada no se extiende más allá de unas dos hectáreas, sin embargo la parte más enriquecida en cinabrio ya fue explotada en 1941-1942, de manera que actualmente el yacimiento carece de interés comercial, pero se considera de interés mineralógico y académico, así como un lugar muy adecuado para realizar excursiones geológicas.

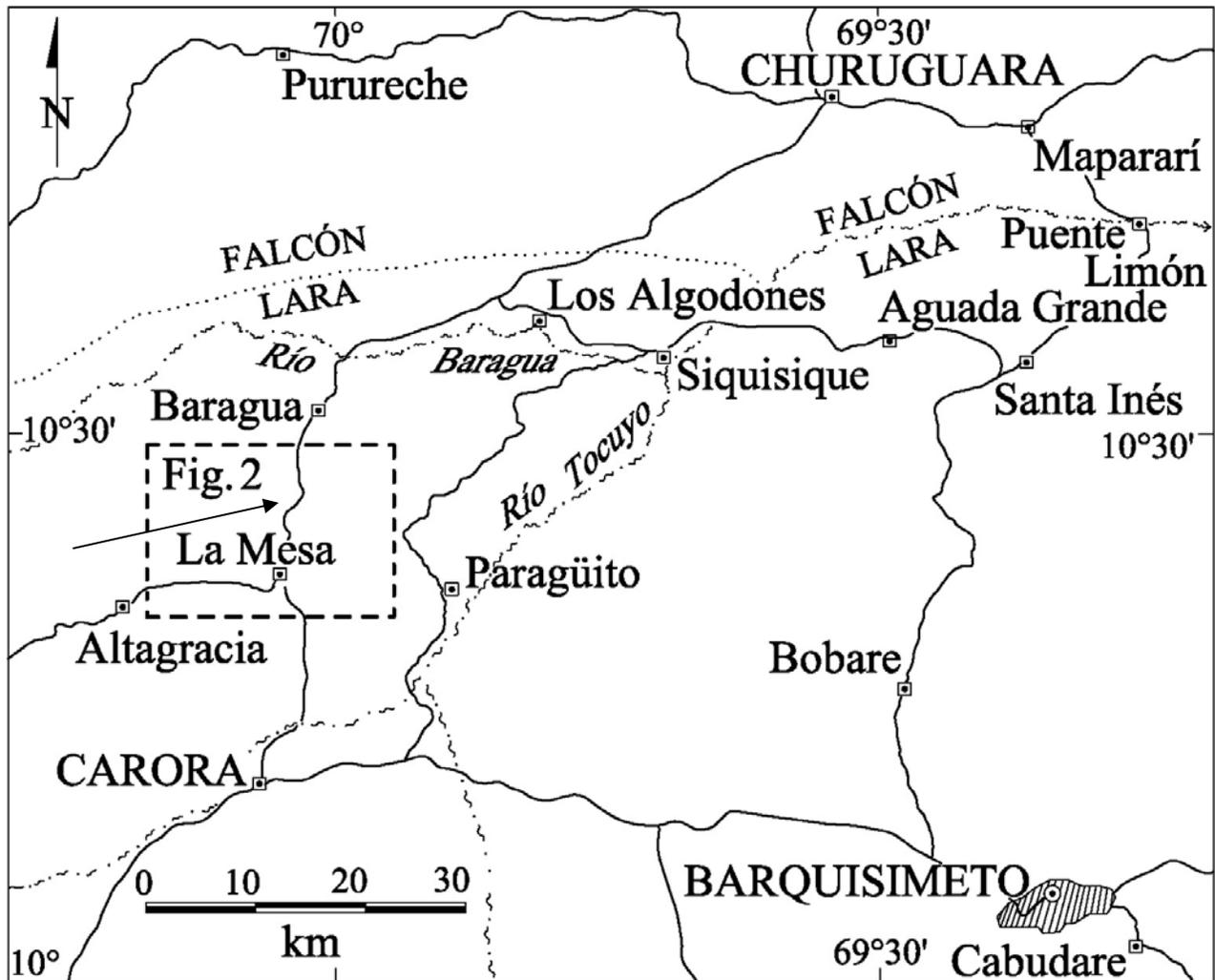


Figura 1. Mapa de ubicación relativa. La zona mineralizada se ubica al norte de La Mesa.

De los distintos tipos de depósitos de mercurio (principalmente cinabrio, HgS) resumidos en RYTUBA (1996), el que más se asemeja a las características de San Jacinto es el "modelo Almadén", denominado así por el depósito homónimo en Ciudad Real, Andalucía, España. Estos yacimientos se caracterizan por una mineralogía de cinabrio ± mercurio nativo + pirita + calcita + cuarzo, donde las zonas mineralizadas usualmente se establecen en las zonas permeables de las rocas, ya sea por tectonismo o porosidad primaria. Existen varios depósitos de mercurio de este tipo, que están asociados a rocas de complejos de subducción o arco externo en el flysch, como el complejo Mesozoico del Franciscano de California (Nueva Almadén), en el Ordovícico de Terranova, o en la propia localidad tipo en Almadén, en la zona de sutura ibérica. A veces los yacimientos se hallan asociados a serpentinita, a rocas metabásicas y otras veces a lutita marina, pero bastante a menudo a rocas flysch (MASLENNIKOV 1989, BOORDER & WESTERHOF 1994, HIGUERAS 1997).

La fuente del metal Hg, a veces acompañado por Sb, puede corresponder a un cuerpo ofiolítico, tanto de serpentinita como las rocas metabásicas. La alteración hidrotermal que se produce puede alterar profundamente a la serpentinita generando vetas y rocas de carbonato (oficalcitas), con la mineralización asociada. La circulación hidrotermal lleva los fluidos a través de litologías permeables alejadas de la roca máfica fuente, como pueden ser grauvaca o arenisca lítica de las unidades asociadas. En el gran depósito de Almadén (HIGUERAS *et al.* 1997, 2000), la mineralización primaria se halla en la "Cuarcita del Criadero" del Silúrico y en una roca piroclástica básica muy cizallada, de color marronuzco localmente llamada "piedra frailesca". Los cuerpos de serpentinita no afloran en el distrito minero, pero sí en una serranía más al este. También hay mineralizaciones secundarias que rellenan fracturas

o zonas con reemplazo más o menos irregulares, pero que siguen fracturas o rocas con alguna permeabilidad primaria.

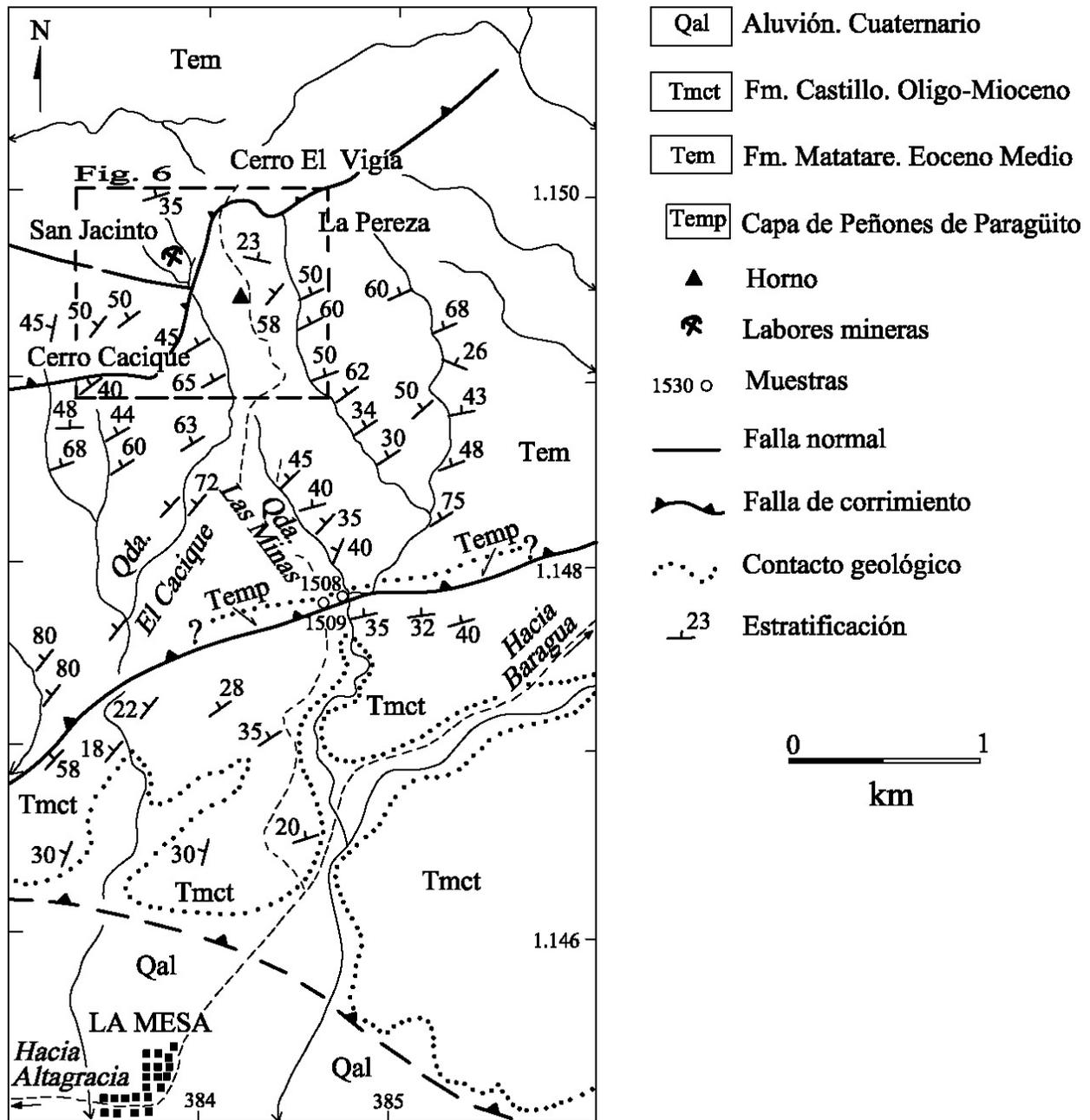


Figura 2. Mapa geológico de la zona de La Mesa - San Jacinto. Simplificado a partir de la hoja topográfica 6147-II- SE y la geología según LÓPEZ & BRINEMAN (1943).

Los fluidos hidrotermales que depositan estos yacimientos son de tipo epitermal, de baja temperatura (<200 °C) y las aguas tienen un origen meteórico-freático o connato, lo cual es posible en los arcos externos no-magmáticos, que son complejos de subducción emergidos por encima del nivel del mar (MITCHEL & GARSON 1994). En estos complejos, el Hg es liberado durante el proceso de serpentización de los cuerpos ofiolíticos desmembrados, donde las soluciones hidrotermales de origen connato o meteórico redepositan el metal en rocas psamíticas permeables tipo flysch. Originalmente el Hg se encuentra alojado en pequeñas concentraciones principalmente en el piroxeno, ocupando los intersticios de coordinación cúbica en el clinopiroxeno cálcico, dado que es un catión de gran radio

iónico ($RHg^{2+} = 1,10 \text{ \AA}$) que se sustituye diadóquicamente con el Ca^{2+} . El metal es lixiviado por soluciones acuosas calientes de las rocas, para luego por la naturaleza volátil de este metal, probablemente sea transportado tanto en estado de vapor, como metal nativo, o en soluciones acuosas que contengan hidrocarburos como compuestos órgano-metálicos, de ahí su asociación con el mineral orgánico idrialita (ROBB 2005: 151).

Aunque con dimensiones muchísimo menores, el depósito de San Jacinto tiene características semejantes al de Almadén. A continuación presentamos algunas ideas para explicar la formación de este depósito mineral:

En el marco regional podemos estar cerca de una sutura de rocas de corteza oceánica, sobre un prisma de rocas sedimentarias formado por el apilamiento de las napas de Lara, aquí constituidas fundamentalmente por la secuencia flysch de la Formación Matatere, que tiene gruesos espesores de rocas psamíticas fracturadas. El parecido de San Jacinto con Almadén es evidente, aunque existen ciertas diferencias, pues el basalto de la "Piedra Frailesca" es alcalino, intraplaca y submarino y forma cuerpos de contorno circular de posible origen diatrémico (HIGUERAS *et al.* (2000), eso lo hace diferente al basalto del proto-Caribe, que es el que forma la Ofiolita de Siquisique, primordialmente formadas por rocas máficas de tipo inundación basáltica submarina (KERR *et al.* 2007) y no tanto por serpentinita, tal cual como ocurre en Almadén, donde las ultramáficas están algo alejadas hacia el este. De modo que la preconcentración del Hg es necesaria antes de que éste pueda ser movilizado por soluciones hidrotermales submarinas en el complejo de subducción, esa preconcentración se logra en los basaltos alcalinos por menores porcentajes de fusión parcial, quizás entre 5-15%, a diferencia de los tholeiíticos, donde la fusión parcial es al menos de 20-30%. Luego el proceso hidrotermal puede reconcentrar el metal aún más y lo deposita en las fracturas de las rocas permeables.

Otra posibilidad sugerida por SAUPÉ & ARNOLD (1992) en Almadén, es que sedimentos pelíticos de ambiente reductor puedan contener el Hg, junto con otros metales pesados. En la zona de Almadén este autor no descarta que el metal haya provenido de lutitas marinas euxínicas que afloran en el área interestratificadas en la secuencia Paleozoica temprana. Lo mismo podría decirse de San Jacinto. Algo que llama la atención es la presencia de la idrialita, un hidrocarburo aromático policíclico cristalino asociado a la mena, que no está presente en Almadén, pero sí en otros yacimientos de mercurio, como Idria, en Eslovenia (de ahí toma su nombre). Sin embargo la idrialita es un mineral cristalino con simetría definida (ortorrómbica) y color amarillo a marrón. LÓPEZ & BRINEMAN (1943:47) describen un "material bituminoso", posiblemente amorfo, que pudiera no ser idrialita.

Una fuente de hidrocarburos en las napas de Lara es la Formación La Luna, de ambiente euxínico, rica en materia orgánica y roca madre de la mayor parte de los yacimientos de hidrocarburos del occidente de Venezuela. Se conoce la presencia de metales pesados como V en los bitúmenes presentes en estas rocas y no se puede descartar que junto con este metal se haya depositado una cierta cantidad de Hg también. Si ese fuese el caso, el Hg de San Jacinto podría provenir, en parte, de las lutitas negras, donde evidentemente fue aportado a la cuenca por lixiviación de depósitos hidrotermales formados por la alteración submarina de la ahora Ofiolita de Siquisique. Lutitas negras también existen en el flysch de Matatere, pero no se conoce su contenido en metales pesados trazas.

Todo esto es especulativo puesto que no se han efectuado en la mena de San Jacinto trabajos metalogénicos modernos y profundos que involucren el estudio de inclusiones fluidas, isótopos estables de O, H, C, S y otras técnicas relacionadas, que permitan establecer intervalos de temperatura de formación del depósito, origen probable de los fluidos hidrotermales y del azufre -presente como sulfuro- y origen de la materia orgánica, evidenciada como material bituminoso o posible idrialita, que pudiera ser una degradación de hidrocarburos algo más livianos debido a la acción de microorganismos. Sin embargo es sabido que la serpentización de rocas ultramáficas puede generar hidrocarburos como metano (CH_4) de origen no orgánico, por interacción del agua con minerales máficos, CO_2 y magnetita que pudieran sufrir el proceso opuesto, es decir, polimerización para formar bitúmenes pesados.

En resumen, San Jacinto es un pequeño yacimiento de mercurio de origen hidrotermal, formado probablemente por soluciones con temperaturas relativamente bajas (epitermales) por fluidos de origen diagenético o connato que en profundidad pudieron haber circulado a través de rocas ígneas ofiolíticas, o incluso ser expulsados por compactación de lutitas negras euxínicas de la Formación La Luna, o quizás una combinación de los dos procesos. Hoy en día las rocas máficas-ultramáficas de litósfera oceánica afloran en a unos 40 km al norte, en la región de Siquisique (CORONEL & KIEWIET DE JONGE 1965; KERR *et al.* 2007; MUÑOZ & RODRÍGUEZ 2010).

Es probable que otros cuerpos de rocas ofiolíticas existan en el subsuelo repetidos dentro de la compleja secuencia de napas apiladas. Posteriormente el Hg pudo ser movilizado por estas soluciones hidrotermales, de neutras a ligeramente alcalinas y en condiciones moderadamente reductoras en forma de tiocomplejos solubles del tipo $Hg(HS)_2$, $HgS(HS)$, y $HgS_2 \cdot o$ como se dijo anteriormente, como vapor de mercurio o compuestos órgano-metálicos (ROBB 2005: 151), para ser posteriormente precipitado en las fracturas de las capas de arenisca o grauvaca de la Formación Matatere formando vetas de cuarzo y cinabrio, probablemente durante el Oligo-Mioceno. O como se dijo antes, pudo ser aportado y precipitado en la cuenca euxínica donde se depositó la Formación La Luna y expulsado de ésta durante la compactación diagenética o tectónica debida al emplazamiento de las napas de Lara, durante el

Eoceno, para ser redepositado en las areniscas fracturadas de la Formación Matatere. La presencia de la materia bituminosa (o idrialita) puede ser fácilmente explicada si se admite que la Formación La Luna estuvo involucrada en la génesis del depósito, puesto que estas sustancias podrían tener un origen orgánico.

Con lo conocido hoy en día sobre este tipo de yacimientos, a diferencia del orden de cristalización propuesto por LÓPEZ & BRINEMAN (1943), se interpreta que primero debió precipitar el cuarzo lechoso junto con piritita y sericita, siendo ésta una típica alteración sericítico-pirítica de baja temperatura que precede a la mineralización, para luego precipitar el cinabrio y el cuarzo cristalino, ambos en forma de cristales euhedrales, junto a la idrialita. Lamentablemente ya no es posible examinar las obras subterráneas donde se podría verificar esta hipótesis o realizar estudios metalogénicos profundos a los minerales de los cuerpos de mena.

Según los estudios efectuados en el yacimiento hace varias décadas, considerando además el comportamiento del actual del mercado mundial del mercurio, se deduce que el yacimiento no tiene interés comercial. Pero al ser una localidad única en el país, se recomiendan estudios mineralógicos adicionales, en especial para tratar de confirmar y dilucidar la presencia del raro mineral idrialita.

Bibliografía

- CORONEL G. & E. J. C. KIEWIET DE JONGE. 1965. Igneous rocks of the Siquisique region, State Lara. *Boletín Informativo, Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, 8 (10): 286-306.
- HIGUERAS P., R. OYARZUN, D. MORATA & J. MUNHÁ. 2000. The Almaden metallogenic cluster (Ciudad Real, Spain): alkaline magmatism leading to mineralization process at an intraplate tectonic setting. *Geogaceta*, 25: 103-105.
- KEER A., F. URBANI, R. SPIKINGS, T. BARRY, A. R. HASTIE & J. TARNEY. 2010. The Siquisique basalt and gabbro units, Los Algodones, Lara State, Venezuela: Late Cretaceous oceanic plateau formed within the proto-Caribbean plate?. *Geos*, UCV, Caracas, 40: 19 + 1 cartel en DVD.
- LÓPEZ V. M. & BRINEMAN Jr. J. H. 1943. Estudio geológico y minero del yacimiento de mercurio de San Jacinto, estado Lara. *Revista de Fomento*, Caracas, 5(50): 29-61.
- MITCHELL A. H. G. & M. S. GARSON. 1984. *Mineral Deposits and Global Tectonic Setting*. 3ª ed., Londres: Academic Press, 405 p.
- MUÑOZ P. & RODRÍGUEZ H. 2010. Geología de las unidades ígneas y sedimentarias de Siquisique-Puente Limón, estado Lara. *Geos*, UCV, Caracas, 40: 70-71 + 206 p. en DVD (Carpeta 42).
- RYTUBA J. J. 1996. Descriptive model of Almaden Hg. En: D. P. COX & D. A. SINGER (eds.). Mineral deposit models. *U.S. Geological Survey Bulletin* 1693: 180.
- SAUPÉ, F. & M. ARNOLD. (1992). Sulphur isotope geochemistry of the ores and country rocks at the Almadén mercury deposit, Ciudad Real, Spain. *Geochimica & Cosmochimica Acta*, 56: 3765-3780.

LOS COMPONENTES ÍGNEO-METAMÓRFICOS DE LA FORMACIÓN MATATERE, ESTADO LARA (The igneous-metamorphic components of the Matatere Formation, Lara State, Venezuela)

URBANI Franco^{1,2}, MENDI David¹, HURTADO Ruthman¹ & GONZÁLEZ Lenín¹

¹ UCV, Fac. Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Lab. de Geología y Geoquímica, Caracas 1053.
Correo-e.: urbani@cantv.net ² Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, El Llanito, Caracas.

(Contribución del proyecto GEODINOS)

(Presentación de 36 láminas en DVD, carpeta 24)

Desde las primeras exploraciones en los años 1920's, algunas localidades entre Carora y Barquisimeto (Fig. 1) llamaron la atención por las capas de peñones y grandes bloques de caliza del Cretácico y rocas ígneas (especialmente granitoides), incluidos en rocas terciarias de la hoy denominada Formación Matatere. RENZ *et al.* (1955) describen la "Capa de Peñones de Paragüito" y BUSHMAN (1965) detalla las "Capas de Peñones de Pavia", inadecuadamente invalidadas en el *Léxico Estratigráfico* a pesar de disponer de todos los requisitos señalados por los códigos de nomenclatura estratigráfica.

La cuenca turbidítica donde se depositó la Formación Matatere se inició en tiempos Paleoceno-Eoceno por el efecto compresivo de un arco hacia el borde noroeste del continente suramericano, lo cual generó una cuenca ante-país, que incluye al denominado "Surco de Barquisimeto" de RENZ (1960). Sobre cual arco pudo estar involucrado, los modelos publicados han utilizado ya sea al Gran Arco del Caribe (e.g.: STEPHAN 1985, PINDELL *et al.* 2005) o más recientemente el Arco de las Antillas de Sotavento (WRIGHT & WILD 2010).

En los clastos sedimentarios e ígneos contenidos en la Formación Matatere hay un continuo desde dimensiones submilimétricas a hectométricas, que arbitrariamente pueden separarse en tres grandes grupos: (1) El primero corresponde a clastos submilimétricos a centimétricos que forman las capas de arenisca, pero especialmente los

característicos niveles de conglomerado bien expuestos entre La Mesa y Siquisique, con clastos generalmente con alta redondez y esfericidad, que llegaron a la cuenca como flujos turbidíticos desde sus zonas fuente (algunos con un carácter de flujos de detritos). (2) En segundo lugar aquellos de dimensiones decimétricas a métricas, angulares a subredondeados, como los contenidos en las capas de peñones, que igualmente alcanzaron la cuenca por flujos de detritos. (3) Un tercer grupo son los olistolitos incluidos en la matriz lutítica, irregulares y con tamaños variables desde métricos a decamétricos, constituidos principalmente por rocas de las formaciones La Luna o Barquisimeto, probablemente originados por deslizamientos submarinos, tanto desde el margen continental meridional y occidental, como desde escarpes de fallas formadas por el emplazamiento temprano de las napas de Lara. Estos grandes cuerpos aparecen cartografiados individualmente (e.g.: RENZ 1960).

En cuanto a las rocas ígneo-metamórficas contenidas, si bien minoritariamente, figuran las siguientes litologías: Metamórficas: gneis cuarzo albitico sillimanítico, gneis cuarzo feldespático y esquisto micáceo. Plutónicas: monzogranito, sienogranito, granodiorita, tonalita, monzodiorita, cuarzo diorita, diorita, leucogabro y gabro. Volcánicas: fenolatita porfídica, fenodacita porfídica, fenoandesita porfídica, basalto andesítico porfídico, basalto, diabasa, toba basáltica y de ceniza vítrea (MARTÍNEZ & VALLETA 2010, GRANDE & URBANI 2009, URBANI 2010).

Una muestra de granito incluido en la Capa de Peñones de Paragüito, fue analizada para U-Pb en zircón (SHRIMP-RG) resultando ser del Ordovícico Tardío. El bloque métrico contiene fracturas rellenas de caliza de la Formación La Luna, con lo cual se desprende que en tiempos Cenomaniense-Campaniense en el margen continental también hubo efectos de inestabilidad, que permitieron la incorporación de olistolitos métricos de granitoides hacia la cuenca de la Formación La Luna. En apoyo a la interpretación anterior, se puede mencionar la existencia de afloramientos de la Formación La Luna ubicados al noreste de Siquisique, donde hay capas de conglomerado, que incluyen clastos centimétricos y redondeados de granitoides y varias litologías sedimentarias especialmente caliza.

En consecuencia, en las provincias que sirvieron de fuentes de sedimentos para la Formación Matatere, estaban expuestas una gran variedad de litologías, pero mayoritariamente rocas sedimentarias, como calizas semejantes a las del Grupo Cogollo y las formaciones La Luna y Barquisimeto, y también caliza del Paleoceno, adicionalmente una amplia gama de tipos de arenisca. Sobre la base de estas observaciones, la mayor parte del material incluido parece haberse derivado de unidades originalmente formadas en el margen continental suramericano (pasivo, a activo no-magmático, según las interpretaciones de distintos autores), como son los granitoides y las formaciones cretácicas, semejantes a las hoy día aflorantes en los Andes de Mérida y Sierra de Perijá. También hay volcánicas félsicas parecidas a aquellas originadas en las cuencas rift del Jurásico (e.g.: Formación La Quinta y equivalentes). Los escasos clastos submilimétricos a milimétricos de rocas máficas, sólo han sido encontrados en muestras de arenisca (MARTINEZ & VALLETA 2010) y probablemente procedan del arco magmático del noroeste de Suramérica (Fig. 2), pero estos tipos litológicos aún no los hemos visualizado en los clastos de dimensiones centimétricos o mayores, presentes en capas de conglomerado, de peñones o como olistolitos aislados.

La geocronología U-Pb de cristales de zircón detríticos de nueve muestras de grauvacas de la Formación Matatere, colectadas desde el noroeste de Carora hasta el noreste de Siquisique, aportan edades que van desde el Arqueano (2.702 Ma) hasta el Eoceno medio (40 Ma) (NOGUERA *et al.* 2010). Conviene aquí señalar el hallazgo de tobas en el intervalo inferior de la Formación Misoa (Eoceno inferior a medio) en el Riecito Maché de la Sierra de Perijá, atribuido a un magmatismo Paleógeno reportado en la Sierra Nevada de Santa Marta (BAYONA *et al.* 2007). Por otra parte, las formaciones Lagoen Midden de Curazao (WRIGHT & WILD 2010) y la Formación Pampatar de Margarita (NOGUERA *et al.* 2010), tienen patrones de edades de zircons detríticos muy semejantes al de Matatere; pero contrariamente, el flysch de Guárico no contiene elementos paleógenos, en consecuencia parece haber sido depositado en una posición más cercana al borde norte de Suramérica y alejada del arco magmático (Fig. 2).

En el mapa de RENZ (1960) (Fig. 1), se muestran diversos niveles con peñones que podrían tener orígenes distintos, a saber: (1) niveles de conglomerado basal de la Formación de Matatere sobre las formaciones La Luna o Barquisimeto, (2) niveles tectónicos a manera de "suela" de corrimiento, lo que parece especialmente factible cerca de la zona de Bucarito, donde hay una serie imbricada de corrimientos que repiten al binomio Matatere-Barquisimeto, o (3) niveles de sedimentación de flujos de detritos y/o deslizamientos submarinos. Por lo anterior, se recomienda continuar los estudios de campo especialmente entre las poblaciones de Cambural, El Yabito, Bucarito y San Pablo, para afinar la naturaleza y cartografía de los distintos niveles con peñones y bloques, complementando con estudios petrográficos y paleontológicos de los clastos contenidos. En particular se sugiere seguir a la Capa de Peñones de Paragüito que según los mapas existentes es un importante horizonte índice intraformacional dentro de la

Formación Matatere, con una continuidad lateral por cerca de 45 km (Fig. 1), por lo tanto también servirá para dilucidar la estructura regional, en esta región litológicamente monótona de Lara central.

Bibliografía

- BAYONA G., F. LAMUS-OCHOA, A. CARDONA, C. MONTES, N. TCHEGLIAKOVA. 2007. Procesos orogénicos del Paleoceno para la cuenca de Ranchería (Guajira, Colombia). *Geología Colombiana* 32: 21-46.
- BUSHMAN J. R. 1965. Geología del área de Barquisimeto, Venezuela. *Bol. Geol.*, MMH, Caracas, 6(11): 3-111.
- MARTÍNEZ G. 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[2009]: 65-66 + 278 p. en DVD, 2010).
- NOGUERA M., C. STEDMAN, E. FIRST, A. PARRINELLO, J. E. WRIGHT, F. URBANI & J. COLGAN. 2010. Detrital zircon geochronology of Paleocene/Eocene turbidites from Venezuela and offshore islands: implications for late cretaceous subduction initiation along the leeward islands and Aves ridge. *Geos*, UCV, Caracas, 40[2009]: 29 + 1 cartel en DVD.
- PINDELL J., L. KENNAN, W. V. MARESCH, K. P. STANEK, G. DRAPER & R. HIGGS. 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. En: H. G. Avé-Lallemant y V. B. Sisson (eds.). *Caribbean – South American plate interactions, Venezuela*. Geol. Soc. America, Spec. Pap. 394: 7-52.
- RENZ O. 1960. Remarks on the Barquisimeto Trough. *Bol. Inform. AVGMP* 3(6): 155-160, 1 mapa 1: 200.000.
- RENZ O., R. LAKEMAN & E. VAN DER MEULEN. 1955. Submarine sliding in Western Venezuela. *Bull. AAPG*, 39(10): 2053-2067.
- STEPHAN J. F. 1985. Andes et Chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela). Évolution Géodynamique. *Géodynamique des Caraïbes. Symposium*. París, 5-8 febrero. Ed. Technip, p. 505-529, 4 lám.
- URBANI F. 2010. Sillimanita en el norte de Venezuela. *Geos*, Caracas, 40(2009): 39-40 + 34 p. carpeta 21 del DVD.
- WRIGHT J. & S. WILD. 2010. Late Cretaceous subduction initiation on the Southern margin of the Caribbean Plateau: One great arc of the Caribbean (?). *Geosphere*, GSA. En prensa.

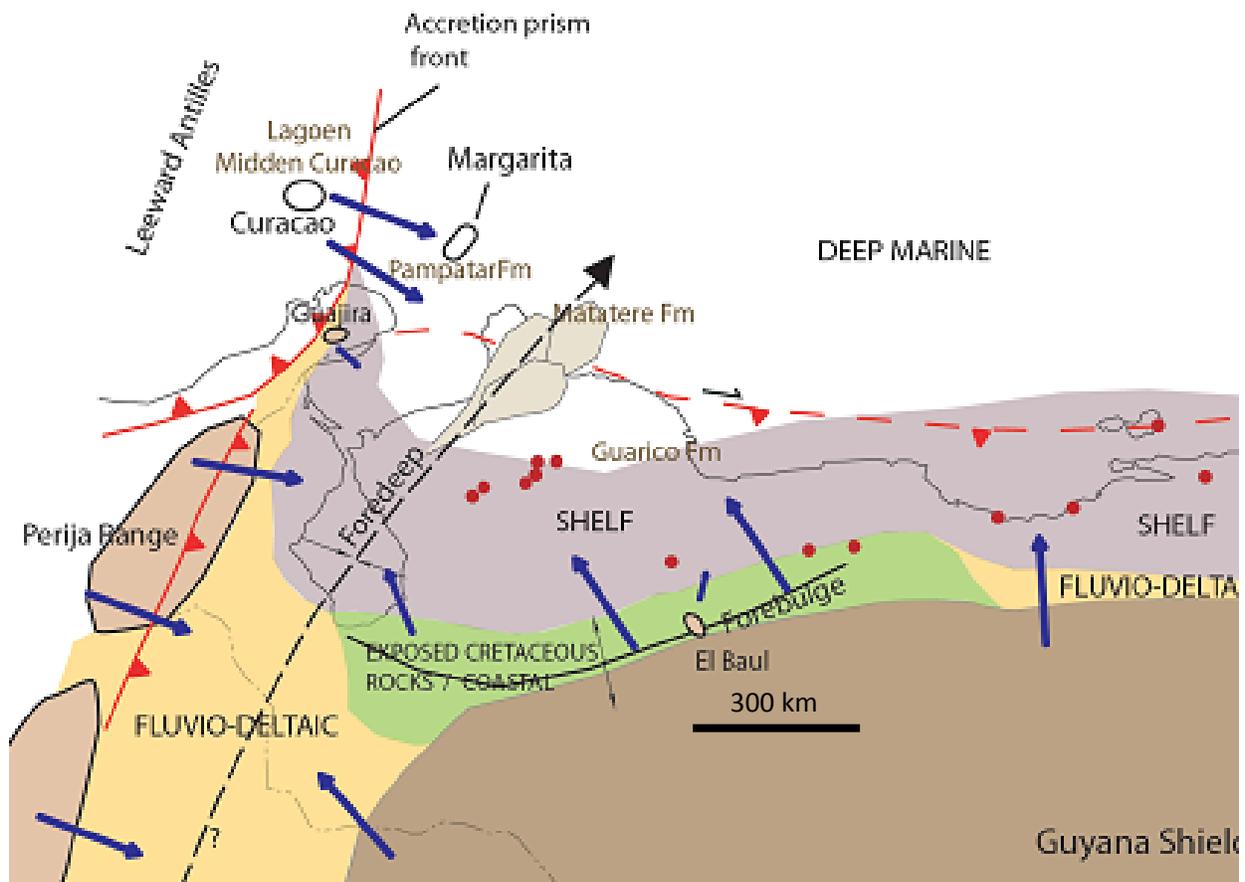


Fig. 2. Mapa paleogeográfico para el Paleoceno (65-54 Ma) (Tomado de NOGUERA et al. 2010).

FAJAS, TERRENOS Y NAPAS DE LA CORDILLERA DE LA COSTA, VENEZUELA NORCENTRAL (Belts, Terranes and Nappes of the Cordillera de la Costa, Northern Venezuela)

URBANI Franco

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica. Ciudad Universitaria. Caracas 1053 & Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas. Dept. de Ciencias de la Tierra. El Llanito. Caracas. (*Contribución del proyecto GEODINOS*)

(Presentación de 20 láminas en DVD, carpeta 25)

La parte norcentral de Venezuela está dominada por la Cordillera de la Costa (CdC), una cadena montañosa de unos 300 km de largo por 80 km de ancho (Fig. 1). Geográficamente se divide en las serranías del Litoral y del Interior, separadas por una serie de valles intramontanos controlados por el sistema de fallas de La Victoria, el cual es subvertical y de edad Plio-Pleistoceno. Estas montañas se formaron como parte de los fenómenos de interacción entre las placas Caribe y Suramericana. MENÉNDEZ (1966) subdividió las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la CdC en cuatro fajas tectónicas, a saber: Cordillera de la Costa (FTCdC), Caucagua-El Tinaco, Paracotos y Villa de Cura. Posteriormente, BELL (1968) definió otras tres fajas en la zona piemontina, pero están constituidas sólo por rocas sedimentarias y no se considerarán en el presente trabajo. MARESCH (1974) fue el primero en considerar la CdC en el contexto de la tectónica de placas e interpreta que la faja de Villa de Cura corresponde a un origen de arco de islas. Un resumen reciente de la evolución de la Cordillera de la Costa en el contexto de la interacción de las placas Caribe y Suramericana es presentado por PINDELL *et al.* (2005).

La faja tectónica de la Cordillera de la Costa de (FTCdC) de MENÉNDEZ (1966) abarca toda la Serranía del Litoral, mientras que sus otras fajas corresponden a la Serranía del Interior. STEPHAN (1982) reconoce la existencia de una estrecha franja costera de rocas con asociaciones de minerales metamórficos de alta presión-baja temperatura acuñando el nombre de Faja Margarita-Costera, separada del resto de la anterior FTCdC. BECK (1986) estudió la Serranía del Interior y con base a su estructura (Fig. 1, ver sección geológica) introduce el concepto de napas, como las "Napas de Aragua" donde se incluyen a las napas de Caucagua-El Tinaco, Loma de Hierro y Villa de Cura.

El término *faja* se ha utilizado como un concepto no genético con un contexto bastante geográfico como un cinturón de rocas con características en común; *napa* tiene un significado netamente tectónico de emplazamiento como lonjas de corrimientos, mientras que *terreno* corresponde a bloques alóctonos acrecidos en algún sistema montañoso. En consecuencia, en algunos casos un terreno puede también ser una napa y una faja puede estar constituida por varios terrenos. En este trabajo se propone subdividir la CdC usando los conceptos de fajas, terrenos y napas. La evolución de su nomenclatura según diversos autores se resume en la Tabla 1.

Tabla 1. Subdivisión de la Cordillera de la Costa (fajas/napas/terrenos).

MENÉNDEZ (1966), fajas	STEPHAN (1982), fajas	BECK (1986), napas	URBANI & OSTOS (1989), fajas	Este trabajo: fajas terrenos y/o fajas	
Cordillera de la Costa	Margarita-Costera	Margarita-Costera	Costera	Faja Costera	Terreno Tacagua Terreno Nirgua
	Cordillera de la Costa	Cordillera de la Costa	Ávila Caracas	Faja Ávila Faja Caracas	Faja Ávila Faja Caracas
Caucagua - El Tinaco	Caucagua - El Tinaco	Caucagua - El Tinaco	-	Faja Caucagua - El Tinaco	Terreno Caucagua - El Tinaco
Paracotos	Paracotos	Loma de Hierro	-	Faja Loma de Hierro	Terreno Paracotos Terreno Loma de Hierro
Villa de Cura	Villa de Cura	Villa de Cura	-	Faja Villa de Cura	Terreno Villa de Cura Terreno San Sebastián

En 1989 con los mapas geológicos a escala 1:25.000 para la región de Caracas, completados por estudiantes y profesores del Departamento de Geología de la Universidad Central de Venezuela, se hizo evidente que el área previa de la FTCdC de MENÉNDEZ (1966) se podía separar en tres fajas distintivas. Estas fueron definidas por URBANI & OSTOS (1989) de norte a sur, como fajas Costera, Ávila y Caracas. En el año 2000 se comenzó un proyecto de integración de los mapas geológicos de la CdC a escala 1:25.000, junto a una actualización de la nomenclatura siguiendo las recomendaciones para unidades litodémicas de la NACSN (1983). Para la CdC se han denominado formalmente 82 unidades geológicas cuya descripción individual aparece en URBANI (2000), mientras que su distribución areal aparece en los mapas de URBANI & RODRÍGUEZ (2004, a 1:25.000) y HACKLEY *et al.* (2006,

a 1:750.000). En las 146 hojas de URBANI & RODRÍGUEZ (2004), se revela la continuidad de las fajas Costera, Ávila y Caracas, previamente reconocidas solamente en la región de Caracas, pero ahora reconocidas a lo largo de toda la Serranía del Litoral. De manera que este trabajo sirvió para confirmar que la CdIC puede ser dividida en seis fajas tectónica- y geocronológicamente distintas, cuyas características se resumen en la Tabla 2. Entonces, en la Serranía del Litoral tenemos las fajas Costera, Ávila y Caracas. Mientras que en la Serranía del Interior, la faja de Loma de Hierro se integra por dos terrenos: Paracotos y Loma de Hierro (sensu stricto); la faja Caucaagua-El Tinaco a su vez puede clasificarse como un terreno; así mismo, la anteriormente no dividida faja de Villa de Cura la separamos en dos terrenos: Villa de Cura (sensu stricto) y San Sebastián. El mapa geológico de HACKLEY *et al.* (2006) muestra esta subdivisión. Todos los terrenos de la Serranía del Interior estructuralmente corresponden a napas.

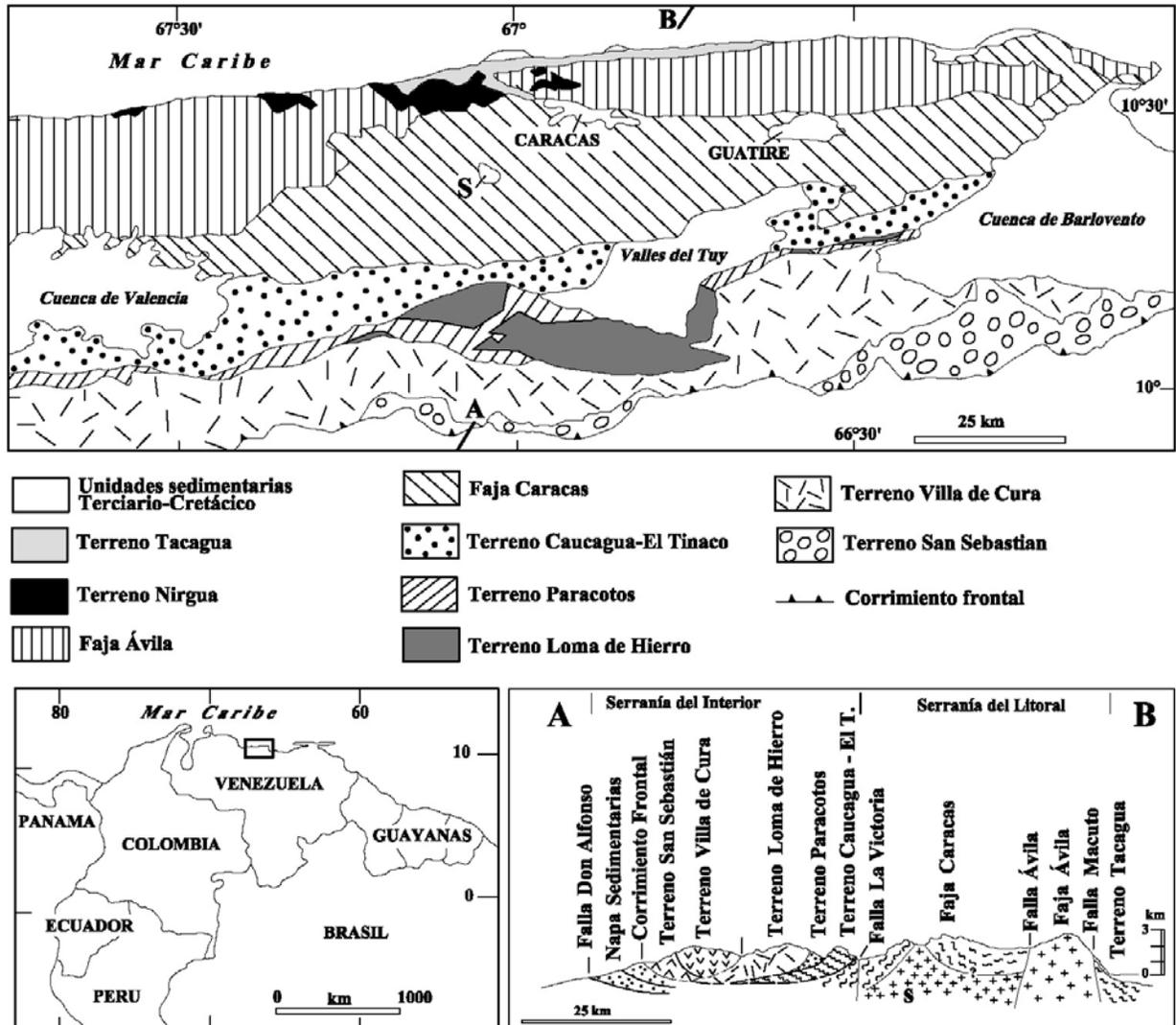


Figura 1. Mapa y sección esquemática de la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela (mapa simplificado a partir de HACKLEY *et al.* 2006 y sección principalmente de BECK 1986). S: Gneis de Sebastopol, basamento Paleozoico de la Faja Caracas.

Los siete terrenos (Nirgua, Tacagua, Caucaagua-El Tinaco, Paracotos, Loma de Hierro, Villa de Cura y San Sebastián) consisten en bloques que han sido rotados y trasladados en dirección Este, durante los procesos de interacción entre las placas Caribe y Suramericana. Las unidades correspondientes a la aquí denominada faja Caracas, al igual que otros autores (e.g.: STEPHAN 1982, PINDELL *et al.* 2005, Figura 18J), las consideramos para- autóctonas. Igualmente la Faja Ávila la consideramos para- autóctona, como un bloque de la corteza continental mayormente paleozoica circundante y suturada al Escudo de Guayana, pero también con elementos neoproterozoicos, exhumado bajo un régimen de relevo transpresivo, máxime en tiempos plioceno-cuaternarios,

limitado por sistemas de fallas dextrales este-oeste, como son las de San Sebastián y Macuto al Norte y El Ávila y la Victoria al Sur. Aquí se incluyen elementos con metamorfismo de alto grado con afinidad a rocas grenvillianas (GRANDE & URBANI 2009).

Con los datos disponibles actualmente y siguiendo el modelo de origen Pacífico para la meseta submarina del Caribe (CLIP) y origen Atlántico para la corteza oceánica del proto-Caribe (PC), la evolución de las regiones ígneo-metamórficas del norte de Venezuela es vista como una amalgamación de terrenos con componentes oceánicos del PC y CLIP, así como del arco de islas del Caribe, entremezclados con bloques tectónicos de origen más local de la corteza continental suramericana, originalmente ubicada alrededor del escudo Precámbrico. Afloramientos de estos últimos tipos de rocas de edades Neoproterozoico a Paleozoico, aparecen dispersos en las cordilleras de Mérida y Oriental de Colombia, pero también han sido reportados en pozos exploratorios de los Llanos de Venezuela (FEO-CODECIDO *et al.* 1984, BAQUERO 2011), con edades globalmente equivalentes a los ciclos Grenvilliano, Tacónico y Allegheniano.

Tabla 2. Resumen de las características principales de la Cordillera de la Costa.

Faja	Terreno, etc.	Protolito	Edad de los elementos	Fase metamórfica temprana	Fase metamórfica tardía	Observaciones
Faja Costera	Terreno Tacagua	Sedimentos relacionados a un arco de islas	Cretácico Temprano	--	Esquisto verde (clorita)	Alóctono. Origen Caribe
	Terreno Nirgua	Litósfera oceánica y elementos continentales	Paleozoico a Cretácico Temprano	AP - BT ⁽¹⁾ (~70 km)	Esquisto verde (clorita)	Alóctono. Melange de subducción. Origen Caribe
Faja Ávila	--	Corteza continental, mayormente sedimentos siliciclásticos y plutónicas graníticas	Proterozoico a Pérmico	Granulita, anfibolita, anfibolita-epidótica	Esquisto verde (clorita)	Para-autóctono. Bloque continental del norte de la PSA ⁽²⁾
Faja Caracas	--	Sedimentos de margen pasivo sobre basamento granítico	Sedimentos del Jurásico Tardío a Cretácico Temprano sobre basamento Silúrico.	--	Esquisto verde (clorita)	Para-autóctono. Sedimentos del margen pasivo del norte de la PSA ⁽²⁾
Faja Caucaagua -El Tinaco	Terreno Caucaagua-El Tinaco	Corteza continental y manto subcontinental	Proterozoico a Cretácico Temprano	Granulita, anfibolita, anfíb.-epid., esquisto verde	Esquisto verde (clorita)	Alóctono. Bloque continental del noroeste de la PSA
Faja Loma de Hierro	Terreno Paracotos	Depósitos turbidíticos	Cretácico Tardío	--	Esquisto verde (clorita)	Alóctono. Turbidita del noroeste de la PSA
	Terreno Loma de Hierro	Litósfera oceánica + cobertura sedimentaria	Paleozoico ⁽³⁾	--	Prehnita-pumpellyita a Esquisto verde (clorita)	Alóctono. Ofiolita paleozoica
Faja Villa de Cura	Terreno Villa de Cura	Principalmente volcánicas de antearco	Cretácico Temprano	AP - BT (~30 km)	?	Alóctono. Melange de subducción. Origen Caribe
	Terreno San Sebastián	Arco volcánico	Cretácico Temprano	--	Prehnita-pumpellyita	Alóctono. Arco de Isla. Origen Caribe

⁽¹⁾ AP - BT: metamorfismo de alta presión - baja temperatura. ⁽²⁾ PSA: Placa Suramericana. ⁽³⁾ 295 Ma, edad meseta de Ar-Ar en gabro del cuerpo mayor de esta litología cerca de Tiara (Andrew Kerr, Cardiff University, comunicación personal, 2008). Las unidades geológicas mayoritarias para las fajas/terrenos son = Tacagua: Esquisto de Tacagua. Nirgua: Complejo Nirgua. Ávila: Complejo San Julián. Caracas: Esquistos de Las Mercedes y Las Brisas. Caucaagua-El Tinaco: Complejo El Tinaco y Filita de Tucutunemo. Paracotos: Filita de Paracotos. Loma de Hierro: Complejo Ofiolítico de Loma de Hierro. Villa de Cura: El Caño-El Chino, El Carmen y Santa Isabel. San Sebastián: Las Hermanas, Tiramuto, Apa y Chacao.

Las ideas que preferimos para explicar la evolución de la CdIC, desde el Jurásico hasta unos 30 Ma, son las que aparecen resumidas e ilustradas en PINDELL *et al.* (2005, p. 44, figuras 18J and K). Para continuar durante el Neógeno, con la exhumación de los bloques para-autóctonos correspondientes al margen continental Suramericano (las fajas Ávila y Caracas). Esta exhumación ocurrió como consecuencia del desarrollo de zonas de relevo transpresivo, aún activas hoy día como queda evidenciado por el pico Naiguatá al norte de Caracas con una elevación de casi 2,8 km sobre el nivel del mar.

Bibliografía

- BAQUERO M. 2011. *Evolución geodinámica de la cuenca de Falcón y su basamento: Basados en datos de geocronología, geoquímica e isótopos*. UCV, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Tesis de Doctorado, en curso.
- BECK C. 1986. La chaîne Caraïbe au meridien de Caracas: geologie, tectogenese, place dans l'évolution geodynamique Mesozoique-Cenozoique des Caraïbes Meridionales. *Soc. Geol. de Nord* (Villeneuve s'Ascq, France), *Public. no. 14*: 1-462.
- BELL J. S. 1968. Geología de la región de Camatagua, estado Aragua. *Bol. Geología*, Caracas, 9(18): 291-440.
- FEO-CODECIDO G., F. SMITH, N. ABOUD & E. DI GIACOMO. 1984. Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins. *GSA Memoir* 162: 175-187.
- 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.
- HACKLEY P., F. URBANI, A. W. KARLSEN & C. P. GARRITY. 2006. Geologic shaded relief map of Venezuela. *U.S. Geological Survey, Open File Report* 2006-1109. <http://pubs.usgs.gov/of/2006/1109/>
- MARESCH W. 1974. Plate tectonic origin of the Caribbean mountain system of northern South America: Discussion and proposal. *GSA Bulletin*, 85: 669-682.
- MENÉNDEZ A. 1966. Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela. *Bol. Geología*, MMH, Caracas, 8(15): 116-139.
- NACSN - NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE. 1983. North American Stratigraphic Code. *AAPG Bulletin*, 67(5): 841-875.
- PINDELL J., L. KENNAN, W. V. MARESCH, K. P. STANECK, G. DRAPER & R. HIGGS. 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. En: H. G. AVÉ-LALLEMANT & V. B. SISSON (eds.), 2005. *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela*. GSA Special Paper 394: 7-52.
- STEPHAN J. F. 1982. *Evolution géodynamique du domain Caraïbe, Andes et Chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla)*. Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), Tesis doctoral, 512 p. (Reimpreso en *Geos*, UCV, Caracas, 41, en prensa, 2011).
- URBANI F. 2000. Revisión de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 33: 1-170.
- URBANI F. & M. OSTOS. 1989. El Complejo Ávila, Cordillera de La Costa, Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 29: 205-217.
- URBANI F. & J. A. RODRÍGUEZ. 2004. *Atlas geológico de la Cordillera de la Costa, Venezuela*. Caracas: Fundación Geos-UCV and FUNVISIS, xii + 146 hojas a escala 1:50.000.