

**MEMORIAS DEL VI SIMPOSIO VENEZOLANO DE
GEOCIENCIAS DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS**
Universidad de Los Andes. Mérida, 27 al 28 de noviembre de 2015.

UNIVERSIDAD DE LOS ANDES - FACULTAD DE INGENIERIA - DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA GENERAL

VI Simposio Venezolano de Geociencias de Rocas Igneas y Metamórficas

25,26 y 27 de Noviembre de 2015



UNIVERSIDAD
DE LOS ANDES



**UNIVERSIDAD DE LOS ANDES - NUCLEO LA HECHICERA - FACULTAD DE
INGENIERIA - AUDITORIO WILLIAM LOBO (INDI) - MERIDA - VENEZUELA**

Mayor Información:

Web: <http://gea.ciens.ucv.ve/simposium>

e-mail: igneo.metamorfica@gmail.com

Tel: +58 274 2402229 / 0426 8162631 / 0426 6077055

RESÚMENES PRESENTADOS

- BAQUERO Marvín, GRANDE S., URBANI F., GÓMEZ A., REATEGUI Walter., MENDI D., VALENCIA V., & LÓPEZ-MARTÍNEZ M. PETROGRAFÍA Y GEOCRONOLOGÍA DE ROCAS GRANULÍTICAS DEL COMPLEJO EL GUAYABO, NE DE YARACUY, VENEZUELA: UN FRAGMENTO MESO-NEOPROTEROZOICO DEL ORÓGENO PUTUMAYO. p. 173-175.
- BAQUERO Marvín, VISCARRET P., VALENCIA V., TAZZO M. D., ANDARA J., URBANI F., SIFONTES R. & CENTENO J. PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN ZIRCÓN DE ROCAS GRANITOIDES PERTENECIENTES AL DOMO DE MIFAFÍ Y LA CULATA, ESTADO MÉRIDA, VENEZUELA. p. 176-178.
- BAQUERO Marvín. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL NOROCCIDENTE DE VENEZUELA, BASADO EN NUEVOS DATOS DE GEOCRONOLOGÍA, GEOQUÍMICA E ISOTÓPICOS. p. 179-181.
- CAMPOSANO L., ZAMORA J., GARCÍA J. A., ALVAREZ R., ORTEGA L. & J. BRITO. NOTAS GEOLÓGICAS SOBRE EL MÁRMOL DE PATAO, PENÍNSULA DE PARIA. p. 182-184.
- CARRERO Gustavo, CEBALLOS G. & GARCÍA JARPA R. ESTUDIO PETROLÓGICO DE LAS UNIDADES PRECÁMBRICAS Y PALEOZOICAS QUE SE ENCUENTRAN AL NORTE DE LA FALLA DE BOCONÓ, ESPECÍFICAMENTE EN EL PÁRAMO DE LA NEGRA AL NOROESTE DE LA POBLACIÓN DE BAILADORES. MÉRIDA-VENEZUELA. p. 185-187.
- CAZAL D. Sasha Elena. PROPUESTA DE CIERRE DE CANTERA LAS MARÍAS, ESTADO MIRANDA. p. 188-189.
- CONTRERAS Omar. LAS UNIDADES CABALLAPE Y YURUARI, ESTADO BOLÍVAR, VENEZUELA. p. 190-191.
- DÍAZ Pedrimar, GÓMEZ A. R., URBANI F. & HERNÁNDEZ R. ATLAS GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE CARORA – CHURUGUARA - BARQUISIMETO – SAN FELIPE – ACARIGUA. ESTADOS LARA, YARACUY, COJEDES Y PORTUGUESA. p. 192-193.
- DÍAZ Pedrimar & URBANI F. GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE BELÉN, SAN JUAN DE LOS MORROS Y SAN SEBASTIÁN DE LOS REYES, EN LOS ESTADOS CARABOBO, GUÁRICO Y ARAGUA. p. 194-196.
- ESCALONA Nicolás. PETROLOGÍA DEL BASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO DE LA REGIÓN OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE BARINAS-APURE. p. 197-199.
- FONSECA Luis, TAZZO M. D., PEÑUELA M. & PUCHE E. CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA DE LAS ROCAS EN EL BASAMENTO DEL OCCIDENTE DE LA CUENCA DE MARACAIBO: ESTUDIO PRELIMINAR EN LOS CAMPOS MARA Y LA PAZ. p. 200-202.
- GRANDE Sebastián, URBANI F., MENDI D., BAQUERO M., FALCÓN R., SERRANO M., GÓMEZ A. & REATEGUI W. NUEVOS HALLAZGOS PETROLÓGICOS EN LA CANTERA EL TURPIAL, ESTADO MIRANDA. p. 203-205.
- GRANDE Sebastián & URBANI F. FOSFATOS SECUNDARIOS DESARROLLADOS SOBRE METABASITAS EN LAS ISLAS LOS MONJES Y GRAN ROQUE, VENEZUELA. p. 206-209.
- GRANDE Sebastián, IBÁÑEZ MEJÍA M., URBANI F., GÓMEZ A., MENDI D., REATEGUI W., SZCZERBAN E., TALUKDAR S., COLVÉE P.[‡] & PEPPER M. PETROLOGÍA DE CUERPOS MÁFICOS INTRUSIVOS EN EL ESCUDO DE GUAYANA, VENEZUELA. p. 210-211.
- HERNÁNDEZ Ana & GRANDE S. ESTUDIO GEOLÓGICO-PETROGRÁFICO DE UNA REGIÓN UBICADA AL NORTE DE LA COSTA DANCO, PENÍNSULA ANTÁRTICA. p. 215-217.
- HERNÁNDEZ Rosbeidy & URBANI F. GEOLOGÍA DE LA REGIÓN TEREPAIMA - SARARE - SAN RAFAEL DE ONOTO, ESTADOS PORTUGUESA, LARA, YARACUY Y COJEDES. p. 212-214.

- MANUEL Vicente. ANÁLISIS GEOMECÁNICO Y ESTABILIDAD DE LOS ESTRIBOS EN LA PRESA SOBRE EL RÍO CUIRA DEL SISTEMA TUY IV, EN EL SECTOR EL DINERO, MUNICIPIO ACEVEDO, ESTADO MIRANDA, VENEZUELA. p. 218-220.
- MENDI David, URBANI F. & PARRONDO S. ACTUALIZACION DE LA CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE LA PENÍNSULA PARAGUANÁ, VENEZUELA. p. 221-222.
- MORENO Sol, GARCÍA JARPA R. & FERNÁNDEZ E. ESTUDIO PETROLÓGICO DE LAS UNIDADES PRECÁMBRICAS AFLOREANTES EN LA ZONA COMPRENDIDA ENTRE LA QUEBRADA LA PORTUGUESA Y EL RÍO LA PEDREGOSA, MUNICIPIOS CAMPO ELÍAS Y LIBERTADOR, MÉRIDA-VENEZUELA. p. 223-225.
- NEVADO Fernando, GALINDO C., GARCÍA-ROMERO E. & URBANI F. GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE LA FORMACIÓN MATATERE (REGIÓN CAÑO NEGRO), VENEZUELA. p. 226-228.
- NEVADO Fernando, GALINDO C., GARCÍA-ROMERO E. & URBANI F. CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE LA FORMACIÓN MATATERE EN LA REGIÓN DE CAÑO NEGRO, ESTADO LARA, VENEZUELA. p. 229-231.
- OSORIO Ileana, SINGER A. & OROPEZA J. EVALUACIÓN GEOLÓGICA A ESCALA 1:5000 DE LAS ÁREAS DE RELLENO ARTIFICIAL, EN LAS COLINAS METAMÓRFICAS DEL SURESTE DE CARACAS. p. 232-234.
- VIETE Daniel R., HACKER B. R., KYLANDER-CLARK A. R. C., VIETE H. A., SEWARD G. E., ALLEN M. B. & URBANI F. U–PB PETROCHRONOLOGY OF ECLOGITE–AMPHIBOLITE ROCKS FROM PUERTO CABELLO, VENEZUELA: RAPID EXHUMATION FOLLOWING LATE EOCENE, PROTO-CARIBBEAN (ATLANTIC)? SUBDUCTION. p. 235-237.
- VILLAGÓMEZ Diego, PINDELL J., URBANI F., FOURNIER H. & BELTRÁN A.. NEW Ar–Ar AGE DETERMINATIONS FROM LAS BRISAS, AROA AND MAMEY METASEDIMENTARY UNITS, NORTH-CENTRAL VENEZUELA. p. 238-240.

**PETROGRAFÍA Y GEOCROLOGÍA DE ROCAS GRANULÍTICAS DEL
COMPLEJO EL GUAYABO, NE DE YARACUY, VENEZUELA: UN FRAGMENTO
MESO-NEOPROTEROZOICO DEL ORÓGENO PUTUMAYO**
(Petrography and geochronology of granulitic rocks from El Guayabo Complex, NE Yaracuy State,
Venezuela: A Meso-Neoproterozoic fragment of the Putumayo Orogen)

BAQUERO Marvin^{1,*}; GRANDE Sebastián²; URBANI Franco^{2,3}; GÓMEZ Ali^{2,3}; REATEGUI Walter^{2,3}; MENDI David²; VALENCIA Víctor⁴; LÓPEZ-MARTÍNEZ Margarita⁵

¹ PDVSA-INTEVEP, Dept. Investigación Estratégica en Exploración, Los Teques. ² Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Departamento de Geología, Caracas. ³ Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, FUNVISIS, El Llanito, Caracas. ⁴ Washington State University, School of the Environment, Pullman, USA. ⁵ CICESE, Departamento de Geología, Ensenada, Baja California, México

* Correo-electrónico: baqueroms@pdvsa.com / mbaquero75@gmail.com

*

En varios trabajos realizados en el cerro El Guayabo, un bloque de relevo transpresivo asociado a uno de los ramales de la falla de Boconó, en el NE de Yaracuy (Fig. 1), GRANDE & URBANI (2009) y GRANDE (2013) describieron en las partes centrales de ese Cerro una asociación metamórfica de alto grado caracterizada por granulita félsica y máfica, paragranulita ultramáfica, cuarcita clinopiroxénica, mármol, anfíbolita y metaevaporita. GRANDE (2013) definió esta nueva unidad como Complejo El Guayabo. Durante un muestreo en 2014 se halló un bloque de roca calco-silicatada, rica en diópsido y flogopita, una litología no hallada previamente. En este trabajo se muestran los resultados de nuevas dataciones por el método LA-ICP-MS U-Pb en zircones extraídos de una granulita félsica de esta unidad y por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar en una hojuela bien preservada de flogopita de la roca calco-silicatada antes descrita. También se presenta el estudio petrográfico de ambas litologías para identificar los minerales presentes, así como sus texturas y la posible asociación mineral metamórfica presente. Cabe notar que litologías similares, ricas en flogopita, aunque conteniendo forsterita serpentinizada han sido reportadas en varias localidades por GRANDE & URBANI (2009) y GRANDE (2013) en la cuenca del río Bocoy, en núcleos del basamento de la ensenada de La Vela, y como xenolitos en la chimenea de brecha del cerro Atravesado, en Falcón Central (GRANDE 2007).

La muestra datada es una granulita félsica (YA-253B) de color rosado salmón, granoblástica y de grano muy grueso, fuertemente oxidada y cortada por numerosas vetillas de limonita (Fig. 2A). Su mineralogía es la siguiente: feldespato alcalino mesopertítico (54%), plagioclasa sericitizada y argilizada (22%), cuarzo (17%), escasos remanentes de piroxenos totalmente alterados (3%), limonita y hematita (4%) y trazas de zircón. El feldespato alcalino es subhedral, casi siempre de aspecto marronzuzco debido a su argilización y es fuertemente mesopertítico, con lamelas de exsolución gruesas en forma de llamas y parches, que a veces se engrosan formando verdaderas inclusiones de plagioclasa (Fig. 2A). La plagioclasa tiene un aspecto sucio debido a su sericitización y argilización, que apenas deja percibir un maclado polisintético, que permitió por método ópticos identificarla como oligoclasa (An₁₈) (Fig. 2A). El cuarzo es limpio, anhedral a ameboidal (Fig. 2A). Los zircones son redondeados, del tipo pelota de fútbol “soccer-ball” y se presentan zonados, aun vistos al microscopio (Figs. 2B). La roca calco-silicatada (YA-250K) está formada por: carbonato (45%) (posiblemente una mezcla de calcita y dolomita, con aproximadamente un 10% de ésta última, como lo determinó GRANDE (2013) por DRX en muestras similares del río Bocoy), diópsido (32%), flogopita (22%) y cuarzo (1%), con trazas de titanita. El carbonato es marronzuzco, granular, xenoblástico, con el clivaje frecuentemente deformado (Fig. 2C,D), el diópsido forma xenoblastos de color verde pálido, hábito prismático corto y clivaje bien marcado, a veces con secciones basales mostrando clivaje rectangular; aparece cortado y sustituido a lo largo del clivaje y fracturas por el carbonato, con un aspecto casi esqueletal (Fig. 2D) y presenta menudas inclusiones de cuarzo (Fig. 2C). La flogopita tiene un color levemente parduzco, con muy leve pleocroísmo, y presenta clivaje frecuentemente plegado, que le confiere extinción ondulatoria, con alteración leve a clorita a lo largo del mismo y en los bordes (Figs. 2C,D). El cuarzo generalmente está incluido dentro del diópsido, es xenoblástico y muy escaso. La titanita es parduzca, granular y está alterada a leucoxeno.

La figura 4 muestra los resultados geocronológicos por LA-ICP-MS en zircón en la granulita félsica YA-253B, la cual entregó dos edades bien diferenciadas calculadas por el método de algoritmo “Zircon age extractor”, LUDWIG (2003): un grupo coherente de 27 zircones con una edad de 1.167,22 [+2,72/-6,91] Ma, que fue asignada como la edad de cristalización de la roca ígnea original o protolito ígneo, y otro grupo coherente de 41 zircones entregó una edad más joven de 985,98 [+5,25/-4,90] Ma, atribuida al metamorfismo de alto grado de toda la secuencia. La figura 5 muestra los resultados radiométricos ⁴⁰Ar/³⁹Ar a partir de un concentrado de flogopita de la muestra YA-250K. El espectro de edad muestra dos segmentos que se distinguen por edades diferentes, en el primero se observa una edad

de ~ 1.010 Ma (45,60% ^{39}Ar liberado, MSWD = 3,2), mientras que el segundo rinde una edad de 974 Ma (34,56% ^{39}Ar liberado, MSWD = 0,02). Estos segmentos no muestran diferencias apreciables en su composición Ca/K, solamente una ligera variación en los valores Cl/K. No obstante, la mejor estimación de la edad se toma de la edad isócrona calculada con las cuatro últimas fracciones que representan el 80,16% del ^{39}Ar liberado (Fig. 5B). En el diagrama de correlación que se muestra en la figura 5B, se amplificó en el área señalada con el círculo amarillo, las cuatro fracciones constriñen una línea recta que hace intercepción en el eje de las abscisas indicando una edad isócrona de 947 ± 21 Ma, ésta puede corresponder a una edad mínima de enfriamiento (por debajo $\sim 450^\circ\text{C}$) del evento termal sufrido por esta unidad. De la intercepción con el eje de las ordenadas se puede apreciar que la muestra tiene un alto contenido de argón inicial ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_i = 44150 ± 18183 (MSWD = 1,7; n = 4, k, l, m, n) muy por encima del valor $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosférico. La variación en el espectro de edad es debido al exceso de argón en la muestra.

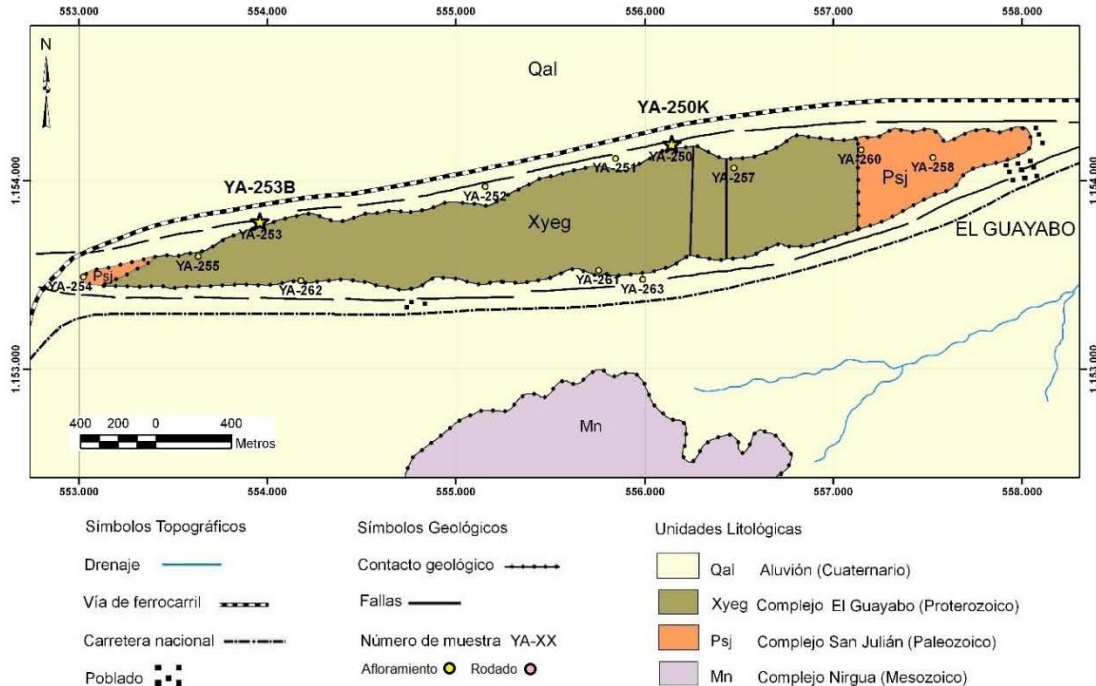


Figura 1. Mapa geológico del cerro El Guayabo mostrando los sitios de recolección de las muestras de granulita félsica YA-253B y roca calco-silicatada YA-250K (estrellas amarillas). Modificado de GRANDE (2013).

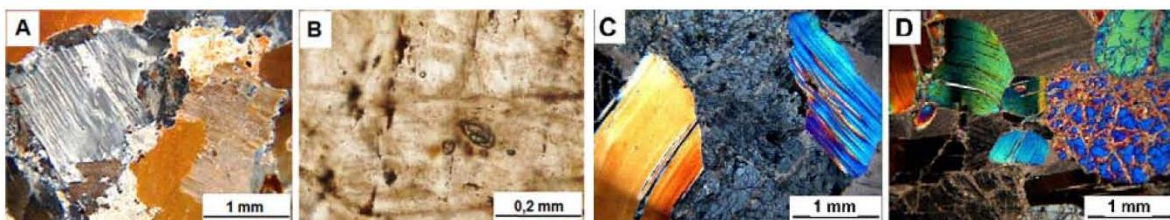


Figura 2. Granulita félsica, sección YA-253B. (A) Con polarizadores cruzados (NX). A la izquierda se observa feldespatos alcalinos mesopertíticos, a la derecha plagioclasa con maclado polisintético; en el centro y arriba a la izquierda, cuarzo xenoblástico limpio. (B) Sin polarizadores cruzados (SN). Otro detalle de la anterior. Varios zircones redondeados, del tipo "soccer-ball", el cristal grande muestra completamente zonado. Roca calco-silicatada. Sección YA-250K. (C) NX. Hojuelas de flogopita con hábito micáceo, en el centro cristal de diópsido fracturado, con pequeñas inclusiones de cuarzo. Se observa una leve alteración de la flogopita a clorita pseudo-isotrópica a lo largo del clivaje. El carbonato aparece en las partes superior e inferior derechas de la foto. (D) NX. Otro detalle de la misma. Flogopita levemente plegada, con extinción ondulatoria y poco cloritizada, diópsido parcialmente sustituido y cortado por un enrejado de vetillas de carbonato dejando fragmentos en continuidad óptica, con aspecto casi esquelético.

La edad isócrona $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ calculada es un poco más antigua que las edades también en flogopita obtenidas por FOURNIER *et al.* (2011) de $882,2 \pm 3,8$ Ma y BAQUERO (2015) de 834 ± 2 Ma y 837 ± 2 Ma, por lo cual la variación de las edades en el espectro de edad de la muestra YA-250K es debido al exceso de Ar, posiblemente proveniente de fuentes profundas a través del sistema de fallas de Boconó. Por tanto, estas nuevas edades sugieren que el Complejo El Guayabo fue formado en el orógeno Putumayo por la gran semejanza de nuestra granulita félsica con las edades del Augengneis de Guapotón, Colombia, obtenidas por IBÁÑEZ-MEJÍA *et al.* (2011). Así mismo confirma la afinidad grenvilliana (o putumaya) postulada previamente solo con base a información petrográfica (GRANDE & URBANI, 2009). Este orógeno fue desmembrado y bloques dispersos en el norte de Suramérica, Centroamérica y México.

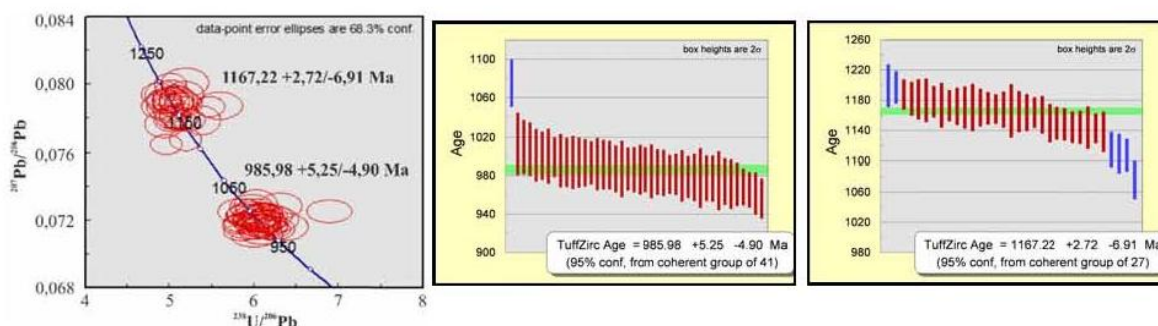


Figura 4. Diagrama de concordia inversa para la granulita félsica YA-253-B, mostrando las dos edades U-Pb en zircón de **1167,22 ± 2,72/-6,91 Ma** (Mesoproterozoico) y de **985,98 ± 5,25/-4,90 Ma** (Neoproterozoico).

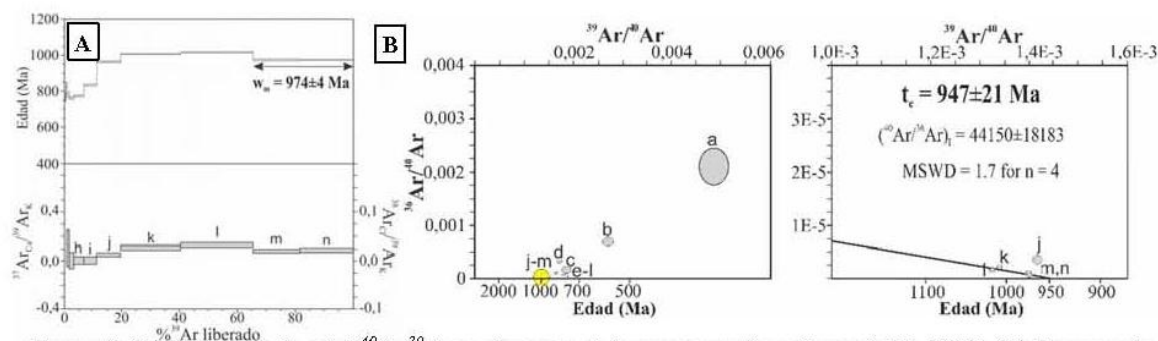


Figura 5. (A) Diagrama de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en flogopita de la muestra calco-silicatada YA-250K. (A) Espectro de edad. (B) Edad isócrona de **947 ± 21 Ma**.

Referencias

- BAQUERO M. 2015. *Evolución geodinámica del noroccidente de Venezuela, basado en nuevos datos de geocronología, geoquímica e isotópicos*. UCV, Caracas, Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas. Inédito, 381 p.
- FOURNIER H., LEE J.K.W. & URBANI F. 2011. Thermochronology $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ of samples of the Miguelena River, Vargas State and the Grenvillian-related rocks in the Bocoyn River, Portuguesa State, Venezuela. *Rev. Venezolana de Ciencias de La Tierra*, UCV, Caracas, 41: 27-30 + 1 cartel en carpeta 5 del DVD.
- GRANDE S. 2007. Xenolitos en las lavas del cerro Atravesado, cuenca de Falcón central. *Memorias IX Congreso Geológico Venezolano*, UCV, Caracas, noviembre, en CD. (Reproducido en *Geos*, UCV, Caracas, 39: 89 + 10 p. en carpeta 154 del DVD, 2008).
- 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.
- GRANDE S. 2013. Terreno Falconia: bloque alóctono Neoproterozoico de alto grado metamórfico, en el noroccidente de Venezuela. *Rev. Venezolana de Ciencias de la Tierra*, UCV, Caracas, 45: 1-22.
- IBÁÑEZ-MEJÍA M., RUIZ J., VALENCIA V., CARDONA A., GEHRELS G. E. & MORA A. 2011. The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U-Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, 191 (1-2): 58-77.

PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN ZIRCÓN DE ROCAS GRANITOIDES PERTENECIENTES AL DOMO DE MIFAFÍ Y LA CULATA, ESTADO MÉRIDA, VENEZUELA (Petrography, geochemistry and geochronology U-Pb zircon of granitoid rocks from Domo de Mifafí and La Culata, Mérida State, Venezuela)

BAQUERO Marvin¹; VISCARRET Patxi²; VALENCIA Víctor³; Tazzo María Daniela²; ANDARA José²; URBANI Franco^{4,5}; SIFONTES Ramón⁶; CENTENO José¹

¹PDVSA-INTEVEP, Dept. Investigación Estratégica en Exploración, Los Teques. ²ULA, Fac. Ingeniería, Dept. Geología, Mérida. ³Washington State University, School of the Environment, Pullman, USA. ⁴UCV, Fac. Ingeniería, Dept. Geología. ⁵FUNVISIS. ⁶UCV, Fac. Ciencias, ICT. Correo-electrónico: baqueroms@pdvsa.com

En los Andes Centrales Venezolanos, específicamente al norte del estado Mérida entre el Pico El Águila y Piñango, afloran una gran cantidad de cuerpos plutónicos y cuya roca caja es la Asociación Sierra Nevada del Neoproterozoico-Cámbrico (BURGUERA 2012; LIBORIUS 2012). Entre ellos el Granito de Mifafí “Domo de Mifafí” (Fig. 1) y el Granito de La Culata (Fig. 2). BROWN (2013) reporta una edad U-Pb zircón de 241,6±2,3 Ma correspondiente al Pérmico tardío en una muestra colectada en el Domo de Mifafí, mientras que el Granito de La Culata se relaciona con un plutonismo de edad Triásico tardío (U-Pb zircón 213, 2±1,7 Ma, VAN DER LELIJ 2013) e intrusivo en el Complejo Iglesias. Sin embargo, TAZZO *et al.* (2011) reporta una edad U-Th-Pb en monazita de 435±12 Ma, que pudiera estar relacionado con la fusión parcial de corteza continental (CC) más antigua. Este último se considera como el de mayor extensión en los Andes Venezolanos, con un área expuesta de 738 km² (TAZZO 2014). En este trabajo se muestran dataciones por el método LA-ICP-MS U-Pb en zircón de los cuerpos antes descritos. Se integran estos resultados con los estudios petrográficos y geoquímicos para establecer, con base en el comportamiento e integración de los elementos químicos el ambiente tectónico donde se formar estos cuerpos.

De acuerdo a BURGUERA (2012) el Granito de Mifafí presenta una textura holocristalina alotriomórfica, inequigranular de grano medio a grueso. Está compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico (ortosa, microclino), plagioclasa (oligoclasa), en menor proporción muscovita, clorita, biotita, opacos (magnetita) y como minerales accesorios y trazas se encontraron apatito, zircón, epidoto, esfena y granate (almandino). Las muestras de rocas datadas (AB-17, AB-50) corresponden a un leuco sienogranito. Basado en la descripción petrográfica de BURGUERA (2012) menciona que estas rocas posiblemente se formaron debido a la fusión parcial de rocas metasedimentarias. Según TAZZO *et al.* (2013) el Granito de La Culata se trata de una roca de grano fino a grueso con textura moteada por la presencia de biotita y clorita. Está compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico (microclino), plagioclasa (oligoclasa, andesina), en menor proporción biotita y muscovita, y como minerales accesorios comunes apatito, hematita, zircón, ilmenita y magnetita. Entre los accesorios pocos comunes se encuentran el granate (almandino) y monazita. Las muestras M-5DR y M-74 corresponden a monzogranito.

Análisis químicos fueron realizados a este conjunto de muestras de rocas granitoides procedentes de los Andes Centrales Venezolanos por AGUILAR & SAAVEDRA (2010), SOLANO (2010), BURGUERA (2012), TAZZO *et al.* (2013) y TAZZO (2014). El Granito de Mifafí presenta una composición félsica con valores SiO₂ mayor a 73% y exhiben una significativa correlación negativa de TiO₂, MgO y Fe₂O₃. Además, tienen una alta concentración de Al₂O₃ (13,51-14,74%) y K₂O (3,37-4,31%), y una moderada concentración de los óxidos: Na₂O (3,37-4,31%), Fe₂O₃ (0,75-1,64%) y CaO (0,93-1,96%). Las concentraciones de MgO (0,06-0,41%), TiO₂ (0,03-0,16%), MnO (0,05-0,12%) y P₂O₅ (0,03-0,06%) son bajas. BURGUERA (2012) considera que este granito es de tipo S, producto de la fusión parcial de rocas metasedimentarias, con una pequeña influencia de fundido de rocas ígneas intermedias (tipo I). Las muestras están caracterizadas por un enriquecimiento relativo en K, Rb y Ba, además de un empobrecimiento relativo de Nb y las HREE (Ti, Dy, Y, Yb, Lu) cuando son normalizadas contra el manto primitivo (SUN & MCDONOUGH 1989), presentando así un patrón muy similar a la corteza continental (MCDONOUGH & SUN 1995). Basado en los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos este granitoide peraluminoso se originaría en un ambiente sincolisional con influencia de arco volcánico continental. En cuanto al Granito de La Culata estas rocas presentan una composición félsica con valores de SiO₂ entre 63,54-75,19%. Ellas exhiben una significativa correlación negativa TiO₂, MgO, CaO y Fe₂O₃ y positiva de K₂O. Además, exhiben una alta concentración de Al₂O₃ (13,61-17,11%) y K₂O (3,02-6,0%), y una moderada concentración de los siguientes óxidos: Na₂O (2,70-3,74%), Fe₂O₃ (0,84-6,04%) y CaO (0,29-3,38%). Las concentraciones de MgO (0,15-1,69%), TiO₂ (0,04-0,67%), MnO (0,03-0,09%) y P₂O₅ (0,09-0,43%) son bajas. Similarmente a las muestras del Granito de Mifafí estas presentan un enriquecimiento de los LREE y un empobrecimiento de las concentraciones de las HREE con una marcada anomalía de Eu. Cuando son normalizadas contra el manto primitivo tienen un relativo enriquecimiento de K, Rb y Ba, además de un

empobrecimiento relativo de Nb y las HREE similar a la CC. El ambiente tectónico de emplazamiento es sincolisional con influencia de arco volcánico continental con rocas fuente predominantemente metapelitas.

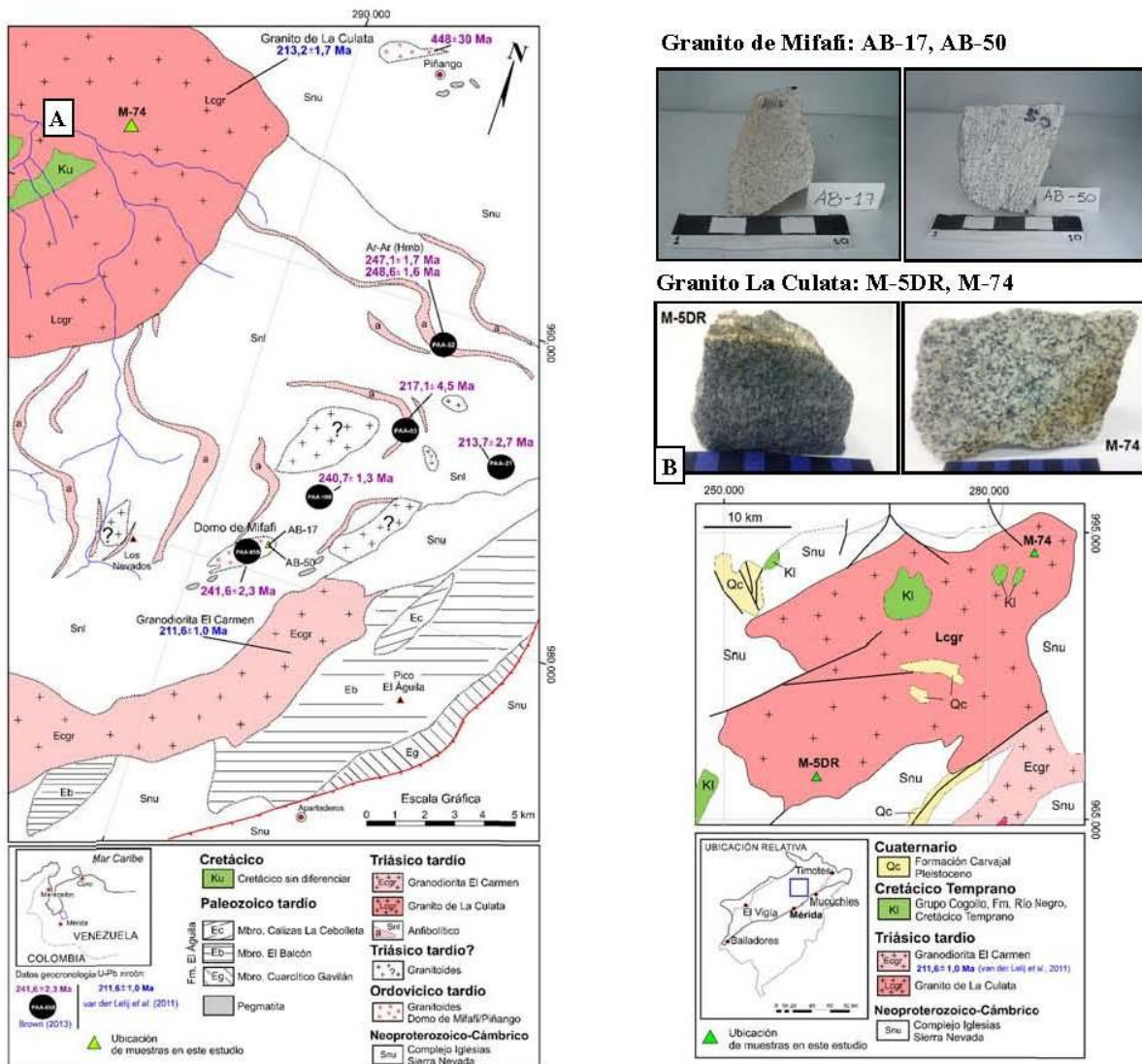


Figura 1. Mapa de ubicación de las muestras, en el contexto de la distribución de los principales cuerpos granitoides del Paleozoico de los Andes Centrales Venezolanos, Mérida. Localidades: (A) Granito de Mifafi AB-17 y AB-50. (B) Granito La Culata M-5DR y M-74. Tomado y modificado de BROWN (2013) y TAZZO (2014).

A fin de identificar la edad del magmatismo para este conjunto de muestras, fueron realizados un total de 135 mediciones de relaciones isotópicas U-Pb, distribuidas en cuatro fracciones: Granito de Mifafi (AB-17, AB-50) y Granito de La Culata (M-5DR, M-74). En la muestra AB-17 no se pudieron obtener valores normales en el contenido de las relaciones isotópicas, debido principalmente al elevado contenido de U. No obstante, solo dos cristales de zircón presentaron valores aceptables de $423,2 \pm 8,3$ Ma y $423,4 \pm 9,0$ Ma. La fracción AB-50 muestra una relación Th/U entre 0,2-0,7, valores típicos de zircones de origen magmático (Th/U 0,3-0,7, RUBATTO 2002). Un grupo coherente de 25 zircones entregaron una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $442,6 \pm 5,4/-5,5$ Ma, la cual se interpreta como la mejor estimación para la edad de cristalización para el Granito de Mifafi correspondiente al Ordovícico Superior (Fig. 2).

En las fracciones M-5DR y M-74 correspondiente al Granito de La Culata muestra zircones con edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $202,3 \pm 2,9$ Ma a $1.733,2 \pm 11,9$ Ma, indicando una fuente híbrida para la formación de este granitoide. En particular, existen cuatro picos importantes: 995 Ma (orógeno Putumayo), 434 Ma (Silúrico), 420 Ma (Silúrico) y 300 Ma

(Carbonífero). No obstante, es posible calcular la edad de cristalización para ambas muestras: **206,1 (+3,0/-3,8) Ma** y **207,3 (+4,0/-3,0) Ma** correspondiente al Triásico Superior (Fig. 2).

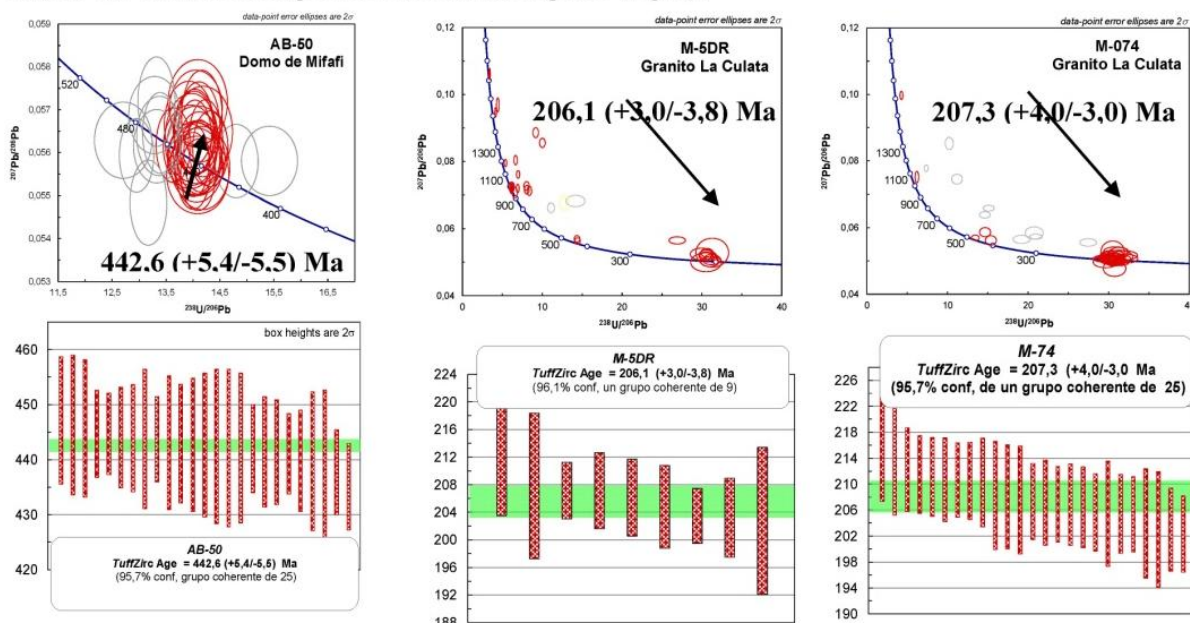


Figura 2. Diagramas de concordia inversa y edad calculada con el método de algoritmo (LUDWIG 2003) para el conjunto de muestras estudiadas.

Los resultados U-Pb en zircon muestran dos eventos magmáticos. El primero relacionado con la evolución del continente Gondwana, en la cual el basamento del occidente de Venezuela y oriental de Colombia conformaron durante el Paleozoico temprano un margen activo. Mientras que el segundo evento correspondiente al Triásico Superior pudiera relacionarse a la generación primaria de los sistemas de cuencas extensionales (intra-placa) en el occidente de Venezuela, previo a la apertura de la región Caribe o proto-Caribe durante el Jurásico Superior y/o al menos comenzaron a originarse los procesos de emisión de flujos volcánicos intra-continenciales, es decir, unos 50 Ma antes de que se formara un verdadero piso oceánico en la región Caribe. Por tanto éste último evento pudiera estar asociado a un proceso de adelgazamiento cortical o extensión post-colisional de los terrenos del Paleozoico.

Referencias

- AGUILAR D. & SAAVEDRA R. 2010. *Elementos petrogenéticos de la Adamellita de La Culata: Páramo de los Conejos, el Mesón, El Charal y Páramo de Tucaní, Mérida, estado Mérida*. ULA. Trabajo de grado. 118 p.
- BROWN A.R. 2013. *Chronology of igneous, metamorphic and deformational events in the central Mérida Andes, Venezuela*. University of Georgia, Athens, USA, Tesis de Maestría. Inédito. 118p.
- BURGUERA A. 2012. *Evolución petrogenética del "Domo de Mifafi", flanco noreste, Mérida, Venezuela*. Universidad de Los Andes, Trabajo Final de Grado. Inédito. 171 p.
- LIBORIUS A. 2012. *Geología y modelo petrogenético de los granitoides que afloran en la zona de pico El Águila-Piñango, Mérida, estado Mérida, Venezuela*. ULA, Trabajo Final de Grado. Inédito.
- MCDONOUGH W.F. & SUN S.S.. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120 (3-4): 223-253.
- RUBATTO D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184: 123-138.
- SOLANO L. 2010. *La Adamellita de La Culata: elementos indicativos de su petrogénesis entre las poblaciones de Tucaní y Torondoy, Mérida, estado Mérida*. ULA. Trabajo de Grado. 120 p.
- TAZZO M., T. HOEGER & S. VLACH. 2011. *Preliminary EPMA monazite U-Th-Pb dating results for granitoids from La Culata Granite, Mérida*. Mem. VIII South American Symposium on Isotopic Geology, Medellín, 5-7 July.
- TAZZO M.D. 2014. *Revisión de la petrografía y geoquímica de algunos granitoides en Los Andes centrales venezolanos: nuevos aportes*. UCV. Instituto de Ciencias de la Tierra, Trabajo de Tesis de Maestría, En progreso.
- VAN DER LELIJ R. 2013. *Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study*. Univ. Genève, No. 4581.

**EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL NOROCCIDENTE DE VENEZUELA, BASADO EN NUEVOS DATOS DE GEOCRONOLOGÍA, GEOQUÍMICA E ISOTÓPICOS
(Geodynamic evolution in northwestern Venezuela, based in new geochronological, geochemistry and isotopic data)**

BAQUERO Marvin

PDVSA-INTEVEP, Departamento de Investigación Estratégica en Exploración, Los Teques, Miranda & UCV, Fac. de Ingeniería, Departamento de Geología, Programa Doctoral en Ciencias Geológicas, Caracas.
Correo-e.: baqueroms@pdvsa.com / mbaquero75@gmail.com

Basado en los nuevos datos geocronológicos, geoquímicos e isotópicos del basamento de la cuenca de Falcón y norte de la cuenca de Maracaibo fue posible definir varios dominios geológicos de distintos orígenes y edad, entre ellos tenemos (Fig. 1):

Dominio Meso-Neoproterozoico, constituido por un conjunto de rocas de medio a alto-grado metamórfico ubicado en el basamento de la ensenada de La Vela, cuenca de Falcón y rocas granitoides en la península de la Guajira Venezolana, todas ellas asociadas con la formación del supercontinente **Rodinia**.

De este dominio se reconocen dos eventos principales, un evento pre-Putumayo *ca.* 1,17-1,0 Ga, y que equivale al cierre de las cuencas retro-arco formadas en el margen noroccidental del cratón Amazónico, y seguido luego por la colisión de este margen activo con el margen pasivo de Báltica, que corresponde con el evento orogénico Putumayo *ca.* 1,0-0,98 Ga (IBÁÑEZ-MEJÍA *et al.*, 2011)

Estas rocas podrían ser correlacionadas con los otros fragmentos del orógeno Putumayo como el macizo de Garzón, Cordillera Central de Colombia, macizo de Santa Marta, sierra de Perijá y península de la Guajira, en Colombia, incluyendo el Terreno Mérida, y los complejos Yumare-El Guayabo, en Venezuela. Además, éste pudiera abarcar los terrenos Mesoamericanos (Oaxaca, Maya y Chortis).

Dominio Paleozoico tardío, conjunto de rocas granitoides, de carácter continental, peraluminicas, y de origen metasedimentario. Su formación estuvo asociada a una asimilación de una mezcla cortical de rocas del Meso-Neoproterozoico y rocas más antiguas.

Se pueden distinguir dos eventos magmáticos: (a) El primero de ellos se ubica entre 270-263 Ma (Pérmico) que corresponde con la orogénesis Ouachita-Allegheniana, y (b) El segundo evento se ubica entre 252-245 Ma (Pérmico-Triásico).

La ocurrencia de rocas graníticas permo-triásicas en el margen norte de los Andes de Venezuela, Colombia, Chortis, Maya, y Oaxaca soportan la idea que durante la construcción de Pangea estos terrenos estuvieron contiguos entre las dos Américas, conformando así un verdadero cinturón magmático como resultado de la subducción pérmica a lo largo de un margen continental activo establecido luego e incluso contemporáneo con la sutura de Pangea (Fig. 2, PINDELL & KENNAN, 2009; RAMOS, 2010; VAN DER LELIJ *et al.*, 2011)

Dominio Cenozoico, constituido por un conjunto de eventos tectónicos-magmáticos asociados con la migración hacia el este de la Placa Caribe (AUDEMARD, 1993, 2009; BEZADA *et al.*, 2008). Se pudieron distinguir cuatro eventos: **(1)** Evento magmático, Paleoceno-Eoceno temprano (60-50 Ma), caracterizado por el desarrollo de un nuevo arco de isla y emplazamiento de una serie de rocas graníticas y diques máficos; **(2)** Evento magmático, ambiente de retro-arco, Falcón oriental, Eoceno medio-tardío (40-34 Ma), caracterizado por la intrusión de diques toleíticos, de afinidad intraplaca y asociado a un proceso de adelgazamiento cortical y fracturamiento de un remanente de la placa proto-Caribe; **(3)** Evento magmático, Oligoceno tardío (28-26 Ma), caracterizado por el desarrollo de un arco inmaduro toleítico como producto de la subducción de la placa Caribe por debajo de la litosfera continental suramericana, **(4)** Evento magmático, ambiente de retro-arco, Falcón central, Oligoceno tardío-Mioceno medio (23-15 Ma), caracterizado por la intrusión de diques alcalinos-máficos, de afinidad intraplaca y asociado al posible desprendimiento de la placa proto-Caribe produciendo un ascenso astenosférico de mayor magnitud, ocasionando una amplia zona de adelgazamiento cortical con una rápida subsidencia.

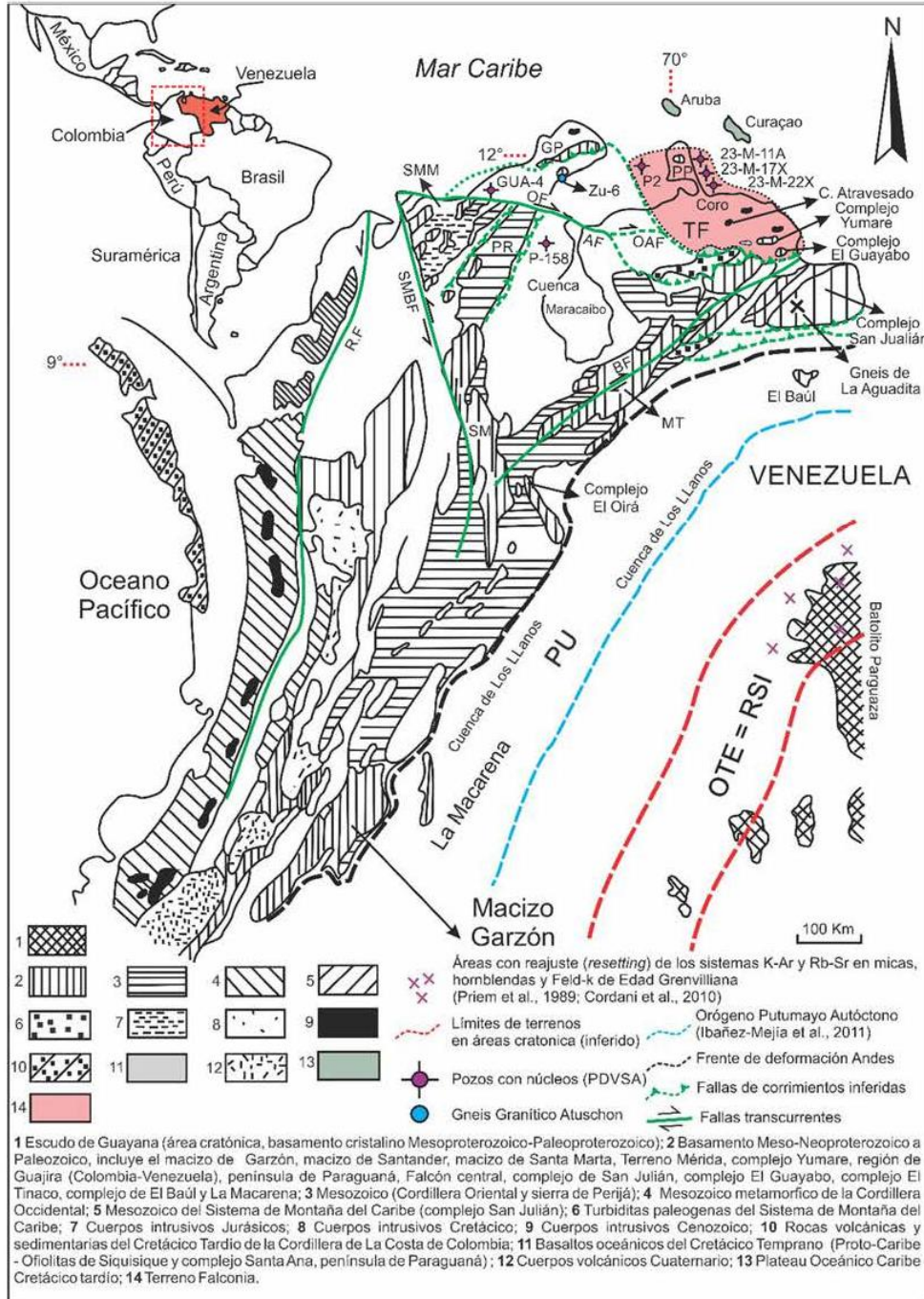


Figura 1. Mapa geológico-estructural del margen norte de los Andes mostrando las principales provincias geológicas, así como, los terrenos Meso-Neoproterozoicos reportados. Ubicación del Terreno Falconia y muestras de rocas con afinidad Putumayo a ser datadas por el método U-Pb en zircón. Modificado de OSTOS (1990).

Nomenclatura: TF = Terreno Falconia; MT = Terreno Mérida; PP = Península de Paraguaná; PR = Sierra de Perijá; GP = Península de la Guajira; SMM = Macizo de Santa Marta; PU = Cinturón Putumayo; OTE = Evento Tectono-termal Orinoquensis-Niqueriense; RSI = Cinturón Rondonian-San Ignacio (Mesoproterozoico); SMBF = Falla de Santa Marta-Bucaramanga; BM = Falla de Boconó; OF = Falla de Oca; AF = Falla de Ancón; OAF = Falla de Oca-Ancón, P2 = Pozo Perla-2X.

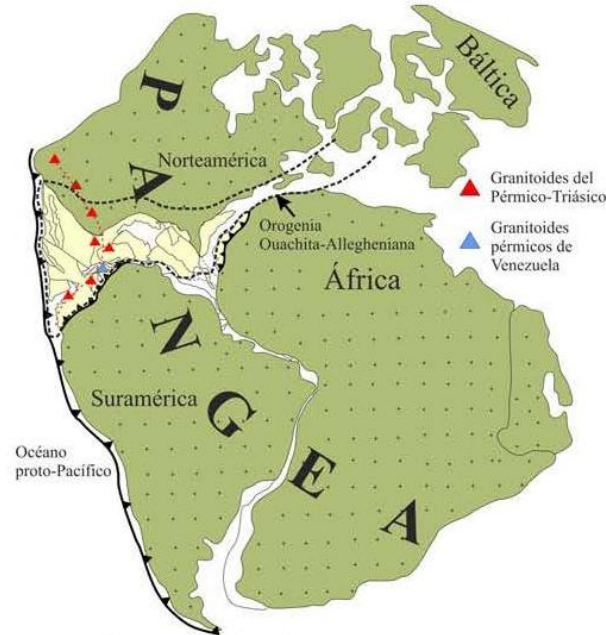


Figura 2. Ensamblaje de Pangea (~300-224 Ma) en la que se muestra un margen continental activo a lo largo del proto-margen de los Andes, causado por la subducción de la placa Pacífico/Farallón por debajo de Suramérica. Los arcos magmáticos generados durante el Paleozoico (triángulos en rojo y azul) se originaron a expensas de corteza continental (metasedimentaria) meso-neoproterozoica, representada por el orógeno Putumayo, ubicados principalmente en la posición de la región Caribe (proto-Caribe). Tomado y modificado de PINDELL & KENNAN (2009), RAMOS (2010), VAN DER LELIJ et al. (2011). En el occidente de Venezuela los cuerpos granitoides del permotriásico están representados por el basamento de la parte norte de la cuenca de Maracaibo, Falcón occidental, península de Paraguaná, ensenada de La Vela, golfo de Venezuela y el macizo de El Baúl.

Bibliografía

- AUDEMARD F. A. 1993. *Néotectonique, sismotectonique et aléa sismique du nord-ouest du Vénézuéla: Système de failles d'Oca-Ancón*. Université Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc pour obtenir le diplôme de doctorat, Francia, inédita, 354 p. + Anexos.
- AUDEMARD F.A. 2009. Key issues on the post-Mesozoic Southern Caribbean Plate boundary. 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: 569-586.
- BEZADA M.J., SCHMITZ M., JÁCOME M.I., RODRÍGUEZ J., AUDEMARD F.A. & IZARRA C. 2008. Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *Journal of Geodynamics*, 45: 191-200.
- IBAÑEZ-MEJÍA M., RUIZ J., VALENCIA V., CARDONA A., GEHRELS G.E. & MORA A. 2011. The Putumayo Orogen of Amazónico and its implications for Rodinia reconstructions: New U-Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, 191 (1-2): 58-77.
- PINDELL J.L. & KENNAN L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. En: JAMES K.H., M.A. LORENTE & J.L. PINDELL (eds) *The origin and evolution of the Caribbean plate*, Geological Society, London, *Special Publications*, 328: 1-55.
- RAMOS V. 2010. The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 77-91.
- VAN DER LELIJ R., SPIKINGS R., ULIANOV A. & CHIARADIA M. 2011. Was the Venezuelan Andes basement attached to the Maya block before Pangea? A brief history of 300 Million years of magmatism. Reproducido en *Geos* 43 (2012): 61-62.

NOTAS GEOLÓGICAS SOBRE EL MÁRMOL DE PATAO, PENÍNSULA DE PARIA (Geological notes on Patao Marble, Paria Peninsula)

CAMPOSANO L., ZAMORA J., GARCÍA J.A., ALVIAREZ R., ORTEGA L. & J. BRITO
PDVSA INTEVEP. Gerencia Departamental de Exploración. Los Teques. camposanol@pdvsa.com

Se realizó el estudio geológico y geoquímico de la unidad litodémica “Mármol de Patao” desde la Ensenada de Río Grande a la Ensenada de Patao en la Península de Paria en el estado Sucre. De acuerdo a GONZÁLEZ DE JUANA *et al* (1965) la Formación Patao, renombrada Mármol de Patao por PETRASH & RAVANALES (2006) y URBANI (2008) se describe como una franja homogénea de roca carbonática de unos 300 m de espesor que aflora extendiéndose desde Macuro hasta Puerto el Rincón cerca de Guiria en la vertiente sur de la Península de Paria (Fig. 1). Esta unidad fue reconocida recientemente en superficie y muestreada para realizar su caracterización química, petrográfica y mineralógica, se planificaron 15 transectos lineales de orientación casi norte-sur incluyendo zonas de posibles afloramientos del mármol para realizar el muestreo y estudiar las variaciones composicionales existentes.

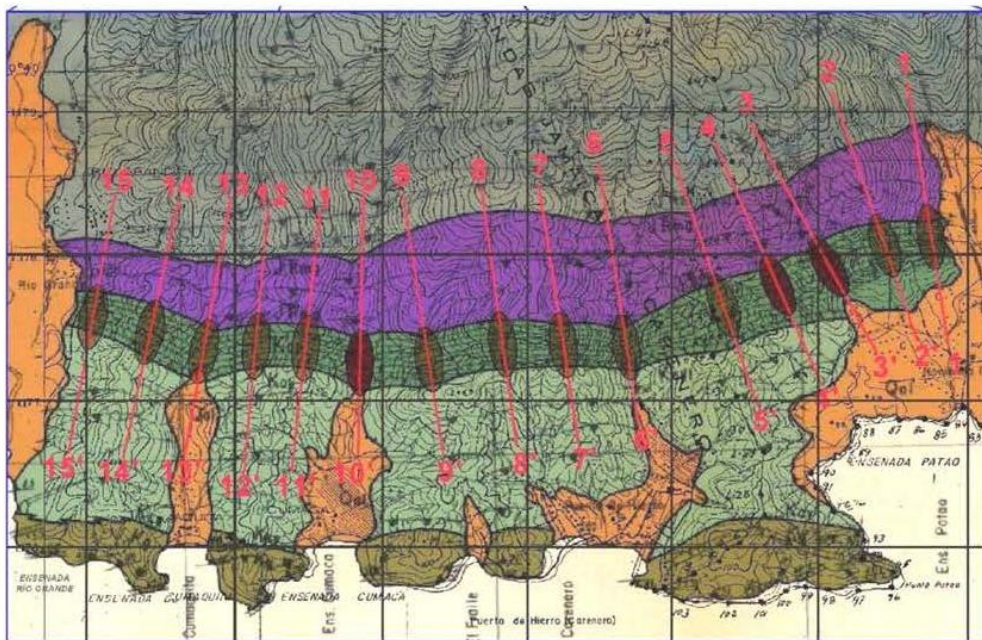


Figura 1. Mapa geológico de la Península de Paria y ubicación de la zona de estudio con los respectivos transectos (en rojo) definidos para realizar la toma de muestras (modificado de GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1965)

En este trabajo se presentan resultados preliminares de la caracterización geológica y geoquímica realizada a 22 muestras de la localidad en estudio. Se realizaron análisis petrográficos, determinación de elementos mayoritarios y análisis mineralógicos por difracción de rayos X, con el objetivo de caracterizarlas en términos del contenido de carbonato de calcio (>85%) y cuantificar y ubicar los cuerpos de roca carbonática que cumplan con este rango de calidad específico. En la tabla 1 se muestran los resultados de los análisis químicos y mineralógicos.

En este estudio se confirma la existencia de una unidad litodémica denominada Mármol de Patao por URBANI (2008), antes denominada Miembro Patao por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1965). Las rocas carbonáticas que afloran en la localidad son rocas foliadas, en algunos casos con pequeños micro-plegues, en otros con las bandas claras y oscuras típicas del mármol, en algunos transectos claramente interdigitadas con esquistos cuarzo micáceo. La unidad yace en contacto con una unidad claramente filítica o de esquistos grafitosos. Las composiciones químicas de las muestras de mármol arrojan valores promedios de 50 % CaO, resultando valores equivalentes de CaCO₃ en general cercanos al 90%. En cuanto a la composición mineralógica el valor más resaltante es el de la calcita con porcentajes en general por encima del 90%, con algunas muestras con bajos porcentajes de dolomita. En sección fina la mineralogía principalmente consiste de valores promedios de Calcita (CAL) 95%, Cuarzo (Qz) 4%, Dolomita (DOL) 1%. Son rocas granoblásticas, porfidoblásticas y granoporfidoblásticas, de grano muy fino a grueso, en algunos

casos con desarrollo idioblástico e hipidioblástico de los cristales. Las muestras evaluadas se clasifican como mármoles con protolitos sedimentarios tipo calizas o material pelítico calcáreo (Fig. 2).

Referencias

- GONZÁLEZ DE JUANA C., MUÑOZ N.G. & VIGNALI M. 1965. Reconocimiento Geológico de la Parte Oriental de Paria. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol., Bol. Inform.*, 8(9): 255-279.
- PETRÁSH D. & REVANALES C. 2006. Integración Geológica de la Península de Paria, Venezuela. *Geos*, 39: 91-92.
- URBANI F. 2008. Revisión de la Nomenclatura de las Unidades de roca Ígneas y Metamórficas del Norte de Venezuela. *Bol. Acad. C. Fis., Mat y Nat.*, 68 (3): 27-43.

Tabla 1. Composición química y mineralógica de las muestras del Mármol de Patao. Los valores de %CaCO₃ y %MgCO₂ son valores equivalentes

Muestra	Composición química				Composición mineralógica (% semi-cuantitativo)							
	%CaO	%CaCO ₃ (eq)	%MgO	%MgCO ₃ (eq)	Min. arcilla	Cuarzo	Feld. K	Feld. Na	Calcita	Dolomita	Siderita	Pirita
14SUCUM-01	50,6	90,4	0,3	0,7	3	5	-	-	92	-	-	-
14SUCUM-02	51,2	91,4	0,4	0,8	3	<0,01	-	-	97	-	-	-
14SUCUM-03	51,9	92,6	1,6	3,3	3	1	-	-	96	-	-	-
14SUCUM-04	48,4	86,4	0,2	0,4	3	1	-	-	96	-	-	-
14SUCUM-05	50,5	90,2	0,2	0,4	4	<0,01	-	-	96	-	-	-
14SUCUM-06	48,7	86,9	0,3	0,7	5	4	-	-	89	-	-	2
14SUCUM-07	47,1	84,2	1,4	2,8	3	1	-	-	96	-	-	-
14SUCUM-08	52,0	92,9	0,1	0,3	3	1	-	-	96	-	-	-
14SUCUM-09	15,2	88,9	0,0	0,7	3	1	-	-	96	-	-	-
14SUCUM-10	49,8	92,9	0,3	0,3	5	1	-	-	94	-	-	-
14SUCUM-11	52,0	91,7	0,2	0,3	3	1	-	-	96	-	-	-
14SUCUM-12	51,3	90,7	0,2	0,3	3	1	-	-	96	-	-	-
14SUCUM-13	50,8	89,2	0,2	0,4	3	1	-	-	96	-	-	-
14SUCUM-14	49,9	87,9	0,2	1,5	3	1	-	-	96	-	-	-
14SUMIM-01	49,2	87,7	0,7	0,9	5	1	-	-	92	2	-	-
14SUMIM-02	49,1	96,1	0,4	0,3	6	3	-	-	91	-	-	-
14SUPAT-04	53,9	81,2	0,2	4,9	6	2	-	1	85	6	-	-
14SUPAT-05	45,5	100,4	2,3	0,5	4	3	-	3	84	4	-	2
14SUPAT-06	56,2	94,9	0,2	2,1	3	<0,01	-	-	96	1	-	-
14SUPAT-07	53,2	90,2	1,0	1,8	3	<0,01	-	-	95	2	-	-
14SUPAT-08	50,5	80,7	0,9	5,5	3	<0,01	-	-	89	8	-	-
14SUPAT-09	45,2	90,4	2,7	0,7	3	2	-	-	80	14	1	-

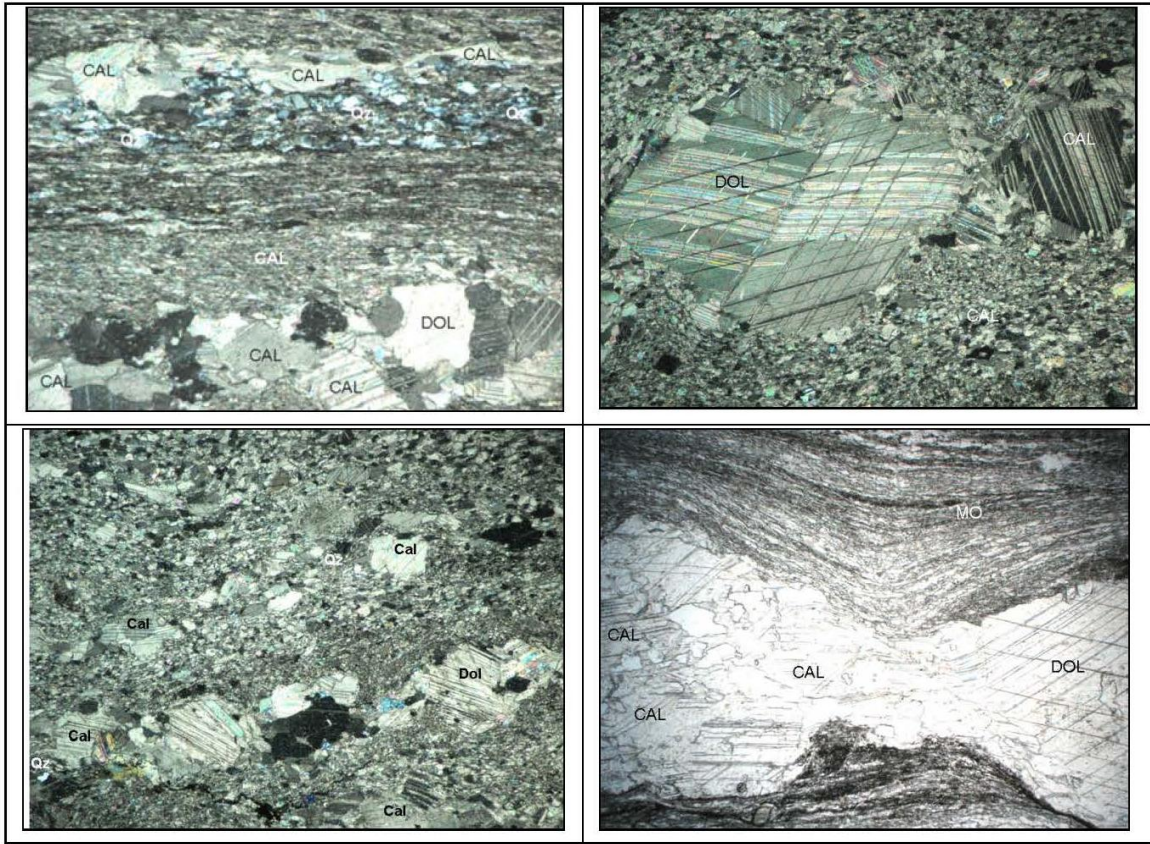


Figura 2. Características petrográficas del Mármol de Patao. DOL: Dolomita; CAL: Calcita; Qz: Cuarzo

ESTUDIO PETROLÓGICO DE LAS UNIDADES PRECÁMBRICAS Y PALEOZOICAS QUE SE ENCUENTRAN AL NORTE DE LA FALLA DE BOCONÓ, EN EL PÁRAMO DE LA NEGRA AL NOROESTE DE LA POBLACIÓN DE BAILADORES. MÉRIDA-VENEZUELA (Petrological study of the outcropping Precambrian and Paleozoic units north of the Bocono Fault in Paramo de La Negra northwest of Bailadores, Merida-Venezuela)

CARRERO Gustavo, CEBALLOS Genesis & GARCÍA JARPA Raúl.
Universidad de Los Andes. Fac. Ingeniería. Escuela de Ingeniería Geológica.
Correo-e.: genesis_ger16@hotmail.com.

Al norte de la Falla de Boconó específicamente al Noroeste de la población de Bailadores, en el Páramo de La Negra; se encuentra una secuencia de rocas de edades Precámbricas (Asociación Sierra Nevada) y Paleozoicas (Asociaciones Tostós, y Mucuchachí y Formación Sabaneta) las cuales están ampliamente expuestas en esta región, y presentan metamorfismo regional dinamo termal, el cual según SHAGAM (1977) en González de Juana, C. (1980), es causado por la orogénesis tecto termal del Permo-Triásico. Estas rocas forman parte de un cinturón de rocas metamórficas que como lo expresa GARCÍA JARPA (2013) forman una franja que se extiende desde Queniquea en el estado Táchira, pasando por Mérida y culmina en el estado Trujillo. Aunque la Formación Sabaneta en la sección tipo esta descrita como sedimentaria, al norte de la falla de Boconó, esta presenta rasgos metamórficos tal y como esta expresado en el mapa a escala 1:50.000 realizado por el Ministerio de Energía y Minas, sin embargo, no hay un informe con la descripción de esas unidades en el área mencionada. El trabajo más reciente en el Páramo de La Negra, además del mapa realizado por el Ministerio de Energía y Minas es el de CANELÓN & GARCÍA (1977), el cual expresa que la Formación Tostosa está constituida por una franja de sedimentos metamorizados formados por pizarras, filitas, esquistos, gneis, rocas silíceas masivas y anfibolitas, e indican estas muestran, asociaciones mineralógicas que permiten asociarla a las facies de los esquistos verdes y a las facies del almandino-anfibolita. Por otro lado estos señalan que esta formación está intrusionada por cuerpos graníticos pequeños y dos plutones graníticos mayores como lo son La Granodiorita de Pueblo Hondo y El Granito de Estanquez y un cuerpo de composición básica denominado Leuco-Gabro del Páramo de La Negra.

Con lo anteriormente expuesto se puede notar que la información que se tiene de estas unidades es muy escasa, por ello se realizó un estudio petrológico de las unidades Precámbricas y Paleozoicas presentes en El Páramo de La Negra, específicamente al noroeste de la población de Bailadores, entre las localidades de El Delgadito y La Cruz de La Misión, en una área de 25 km², permitiendo así, profundizar más en el conocimiento de la franja de rocas metamórficas que se encuentran aflorando al norte de la falla de Boconó, con énfasis en la Asociaciones Tostós y Sabaneta, el cual contribuye con un valioso aporte de la información geológica en la región. La metodología utilizada para este estudio se llevó a cabo en tres etapas, propuestas en el esquema de HOEGER (2007) el cual fue adaptado para este estudio. La primera etapa consistió en la recopilación y análisis de información previa, permitiendo obtener una idea aproximada de las litologías presentes en el área y eventos metamórficos que han sufrido a lo largo del tiempo geológico. En la segunda etapa se llevó a cabo el levantamiento geológico de superficie donde se describieron afloramientos de las distintas unidades litológicas presentes y la recolección sistemática de 100 muestras, tomando en cuenta cambios litológicos y/o texturales entre los distintos afloramientos, que permita a su describir los parámetros más importantes de las distintas unidades. Del muestreo se seleccionaron 25 para la realización de secciones finas, cabe destacar que esta selección solo se hizo para las Asociaciones Tostós, Mucuchachi, Sabaneta y Leuco-Gabro del Páramo de La Negra. Igualmente, en esta etapa se determinaron los contactos de las diferentes unidades, pudiéndose definir un contacto discordante entra las Asociaciones Tostós y Sabaneta, estas dos últimas se encuentran en contacto de falla con la Asociación Sierra Nevada. Por otro la Asociación Mucuchachi ubicada al Sureste del área se muestra en contacto de falla con las Asociaciones Sierra Nevada y Tostós. Con la integración de los datos recolectados en las dos etapas descritas anteriormente, aunado a la fotointerpretación se logró realizar un mapa geológico a escala 1:25.000 (Fig.1), logrando con ello la actualización de la cartografía del área con un mayor detalle. La última etapa consistió en el análisis petrográfico en el laboratorio, de las muestras seleccionadas, esto permitió determinar diferentes características de las unidades litológicas, dentro de las cuales tenemos: composición mineralógica, paragénesis mineral, relación presión/temperatura, texturas, microestructuras y relaciones blastesis-deformación, mediante el esquema de clasificación de CASTRO (1989). La paragénesis mineral permitió a su vez, definir las facies y subfacies metamórficas que presentan las diferentes unidades, para ello se usó el criterio clasificación de WINKLER (1967), igualmente la distribución de las facies metamórficas con relación a la profundidad, presión y temperatura, se realizó mediante el diagrama de presión-temperatura (WINTER 2001). Para la clasificación de rocas con protolito sedimentario

se usó la clasificación propuesta por FOLK *et al.* (1987) en BAAMONDE (2006). Finalmente para dar nombre al tipo de roca fue usada la clasificación realizada por la Subcomisión Sistemática de Rocas Metamórficas. En el caso de las intrusiones ígneas se realizó la clasificación en base al sistema propuesto por STRECKEISEN (1976) para las rocas graníticas.

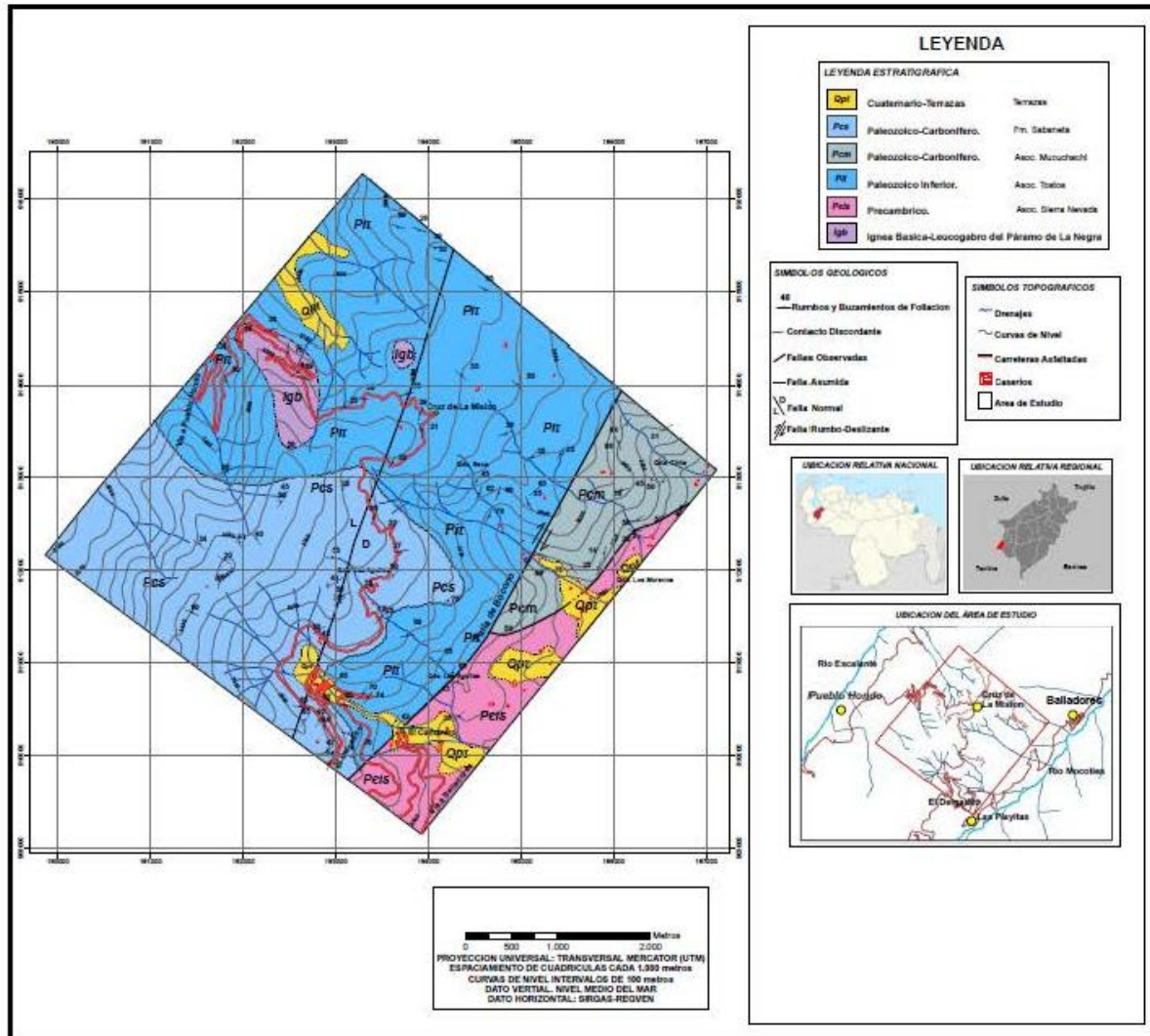


Fig. 1. Mapa geológico (la versión legible a escala 1:25.000 puede solicitarse a los autores)

El estudio petrográfico permitió definir los diferentes tipos litológicos de cada una de las unidades presentes en el área de estudio. En el caso de Tostós (fig. 2a,b,c,d): se encontraron las siguientes litologías pizarras, filitas, filitas esquistosas cuarzo-sericiticas, metagrauvas feldespáticas y líticas. Las microestructuras observadas en las pizarras y filitas son: esquistosidad de crenulación, esquistosidad pizarrosa, esquistosidad grosera, bandeo tectónico, y venas minerales. Para las filitas esquistosas y las metagrauvas se encontraron texturas granolepidoblásticas. La fábrica predominante en estas rocas va de hipidioblástica a xenoblástica. Los blastos de cuarzo presentes en las metagrauvas muestran bordes irregulares y suturados, otros presentan una clara elongación y poligonización, evidenciando la acción de procesos de deformación, recuperación y recristalización metamórfica. La mineralogía encontrada en las distintas rocas de Tostós fue: cuarzo, sericita, plagioclasas (albita) y clorita. Esta Paragénesis mineral permitió asignar estas rocas a la Facies de los esquistos verdes, subfacies de la clorita. Para el caso de la Asociación Mucuchachí (Fig. 2 e) la litología predominante son las filitas. Estas presentan una textura granolepidoblástica y microestructuras tales como:

esquistosidad de crenulación, esquistosidad grosera y bandeo tectónico. Los blastos de cuarzo presentan una fábrica xenoblástica. La mineralogía de estas rocas es: cuarzo, sericita, plagioclasas y clorita. Esta Paragénesis mineral permitió asignar estas rocas a la Facies de los esquistos verdes, subfacies de la clorita. Cabe destacar que las filitas de la Asociación Mucuchachi se diferencian de las encontradas en la Asociación Tostós, por su color gris plomo en muestra de mano y un menor grado de deformación. La Asoc. Sabaneta (fig 2f,g,h) en esta zona mostro litología tales como: filitas, metalimolitas, metagrauvasas cuarzosas y feldespáticas y metaconglomerados. La textura predominante en estas rocas es granolepidoblástica y presenta una fábrica que varía entre hipidioblástica a xenoblástica. La mineralogía encontrada fue: cuarzo, sericita, plagioclasas y clorita. Esta paragénesis mineral permitió asignar estas rocas a la Facies de los esquistos verdes, subfacies de la clorita. Las metagrauvasas encontradas en las Asociación Tostós y Sabaneta presentan ciertas similitudes, sin embargo los blastos de cuarzo en las metagrauvasas de Tostós presentan bordes suturados e irregulares, además de texturas de recuperación tales como polinización y migración de bordes de granos, características que permitieron diferenciarlas de las de Sabaneta. Finalmente el estudio petrográfico realizado a las ígneas intrusivas en las Asoc. Tostós y Sabaneta, mostro que estas corresponden al Leuco-Gabro del Páramo de La Negra (fig. 2i) descrito por CANELÓN & GARCÍA (1977). Se recomienda realizar nuevas dataciones a Leuco-Gabro del Páramo de La Negra, ya que las edades sugeridas para este son más antiguas que las de la Asociación Sabaneta, hecho que no concuerda, puesto que este cuerpo intrusivo debe ser más joven que la Asociación Sabaneta.

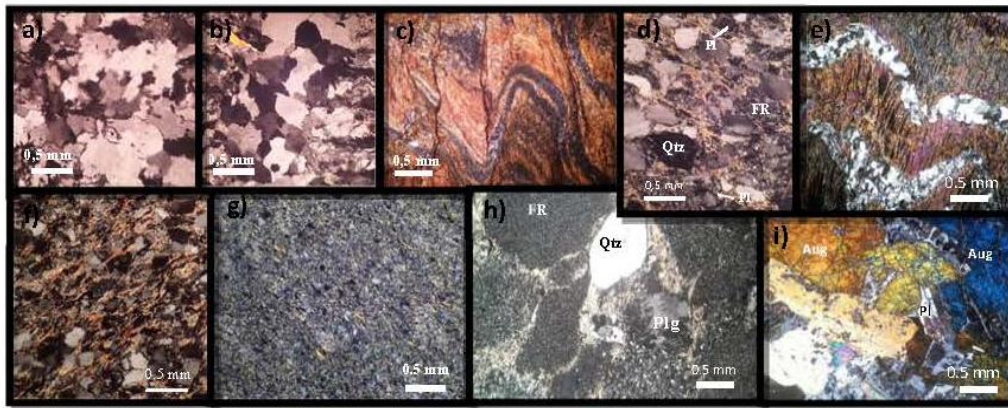


Fig. 2. Tostós: a) y b) Texturas de recuperación, c) Filita Esquistosa, d) Metagrauvasa Lítica. Mucuchachi: e) Filita Esquistosa. Sabaneta: f) Textura Granolepidoblástica, g) Metalimolita con aspecto filítico, h) metaconglomerado. i) Leucogabro del Páramo de La Negra.

Bibliografía

- BAAMONDE, J. 2006. *Petrología*. Caracas: Edic. Universidad Central de Venezuela. Instituto de Ciencias de la Tierra.
- CASTRO, A. 1989. *Petrografía Básica. Texturas, Clasificación y Nomenclatura de Rocas*. Madrid, España: Editorial Paraninfo.
- CANELON G. & R. GARCIA 1977. *Consideraciones sobre rocas del Paleozoico inferior, Formación Tostosa en el flanco norte de La Cordillera de Los Andes*. Mem. V Cong. Geol. Venezolano. P.227-252
- GARCÍA J., R., (2013). *La influencia de la presencia de una franja de rocas metamorfozadas de las formaciones Sabaneta y Palmarito ubicadas al norte de la Falla de Boconó en el modelo propuesto por Bellizzia y Pimentel (2008) para la yuxtaposición del Terreno Mérida (alóctono) en Los Andes de Venezuela*. GEOS N° 45, Revista Venezolana de Ciencias de La Tierra
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J. & PICARD, X. 1980. *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Edición FONINVES, Caracas. Tomos I-II. p.1-1001
- HOEGER, T. 2007. *Geología de la Región de Chachopo, Estado Mérida, Venezuela* Trabajo Final de Grado Mc.Sc. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Instituto de Ciencias de la Tierra, Postgrado en Geoquímica. Caracas, Venezuela.
- WINKLER H.F.G. 1967. *Petrogenesis of metamorphic rocks*, Revised Second Edition, Springer Verlag New York Inc.
- WINTER, J. 2001. *Igneous and Metamorphic Petrology*. New Jersey, USA: Prentice-Hall Inc.

PROPUESTA DE CIERRE DE CANTERA LAS MARÍAS, ESTADO MIRANDA (Proposal of closing Las Marias quarry, Miranda State)

CAZAL D. Sasha Elena

Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica,
Departamento de Minas. Caracas. Correo-e.: sasha_182@hotmail.com

Se presenta una propuesta de cierre para Cantera Las Marías, C.A., la cual se localiza en terrenos de la Hacienda Lira, del sector Filas de Mariche, de la parroquia La Dolorita, jurisdicción del municipio Sucre del estado Miranda, a 9,5 km aproximadamente de la Urbanización Miranda. En la Cantera se extrae mármol a través de voladuras controladas, que son posteriormente trituradas en las plantas de procesamiento mineral para obtener piedra picada, en diferentes diámetros comerciales, que sirven como insumo para los programas sociales actuales.

Esta propuesta ha sido elaborada con la visión de aportar aspectos resaltantes en las políticas mineras que adelanta el Ministerio del Poder Popular de Petróleo y Minería, reconociendo que no existe una Normativa de Planes de Cierre de Mina, aun cuando el Decreto 1.257, Normas sobre Evaluación Ambiental en Actividades Susceptibles de Degradar el Ambiente, establece el cierre de mina, mientras que el artículo 15 de la Ley de Minas establece el acatamiento a la normativa ambiental en las actividades mineras.

La actividad minera debe prever la planificación del cierre de mina así como el uso posterior, desde los inicios de la extracción mineral, hasta un tiempo perentorio luego del agotamiento de la reserva mineral, con el enfoque necesario para lograr el desarrollo sustentable y sostenible. Siendo esta actividad una iniciativa para fomentar el bienestar social, sin deteriorar el recurso natural, es decir, aunque agotando el yacimiento mineral, conservándolo en la transformación hacia activos socioculturales y manteniendo la viabilidad de otros usos del territorio.

Para cumplir con los objetivos específicos planteados y, generar la propuesta como objetivo general, se presentan seis partes, la primera, "Generalidades de la Investigación", donde se resalta que la investigación es de tipo exploratoria, descriptiva en campo, analítica en laboratorio y, propositiva en el análisis de resultados, conclusiones y recomendaciones; el segundo capítulo, "Marco Teórico", presenta las argumentaciones básicas y de debate técnico, en especial la discusión del desarrollo sustentable y la minería, además de las fundamentaciones y criterios para el cierre de mina; a continuación, el tercer capítulo recoge los instrumentos jurídicos fundamentales para este tema, presentados como "Marco Legal e Institucional", entre los cuales se discuten la Ley Orgánica del Ambiente, la Ley de Minas, el Decreto 1.257, entre otras, así como los organismos competentes que rigen la materia minera y ambiental y, las políticas mineras del Estado; subsiguientemente, el cuarto capítulo, "Aspectos Físico-naturales y Sociales de la Localidad", contiene las características y atributos del ámbito territorial local; el quinto capítulo, "Generalidades del Proyecto Minero Cantera Las Marías, C.A.", presenta una descripción detallada de las operaciones mineras, la planificación minera a largo plazo, el equipamiento utilizado en las jornadas que trabajo, entre otros aspectos, muy relevantes para discutir el cierre en la Cantera; y finalmente, en el sexto capítulo se presentan los resultados de campo y los análisis de laboratorio realizados, los cuales orientan la formulación de la "Propuesta de Cierre de Cantera Las Marías, C.A.", que incluye posibles cambios de uso de acuerdo al plan de ordenamiento correspondiente a la zona en estudio. Descrito esto, se desarrollan las conclusiones y recomendaciones, y con ello los aportes de investigación aplicada para la Cantera y los aportes metodológicos para las políticas mineras del Ministerio, con elementos fundamentales en la temática.

Para poder alcanzar lo anterior, las distintas fases del Trabajo Especial de Grado fueron realizadas desde junio del 2012 hasta mayo 2013, con diversas tareas y diligencias para la recolección de muestras y el análisis de los datos, entre las cuales se pueden mencionar: actividades diarias de campo, en horario laboral, con instrumentos aportados por la Empresa, ejecución personal tanto del muestreo en la Cantera, como de ensayos de laboratorio (con supervisión) para la caracterización de la roca, además de las actividades de oficina en la Dirección General de Fiscalización y Control Minero, del Ministerio del Poder Popular de Petróleo y Minería.

Un aspecto importante en la investigación es la determinación de dieciocho (18) impactos generados por la Cantera según los componentes afectados (físico natural, biológico, social y económico), que fueron base para la realización del Plan de Medidas Preventivas, Mitigantes y Correctivas, dieciséis (16) medidas en total, estructuradas en un cronograma de planificación para quince años, de los cuales doce años son de actividades de producción y cierre progresivo, y tres años de actividades postcierre en esta explotación minera.

Este plan presenta las medidas que reduzcan los impactos a niveles aceptables, garantizando la mejor compatibilidad del proyecto, con los aspectos relevantes del ambiente, de las comunidades y del entorno económico del Estado, la Empresa y la sociedad. El plan fue estructurado en cuatro (4) grandes grupos de medidas, relativas según la afectación del componente atmosférico, componente hídrico, componente litosférico y de la comunidad.

Dentro de cada uno de estos grupos se presentan medidas de carácter preventivo, mitigante o correctivo, que van en función del impacto al que van asociadas. Asimismo, para cada una de las medidas propuestas, se presenta el objetivo de la misma, los impactos a los que va dirigida y carácter o alcance, su etapa de aplicación, quién es el responsable de la aplicación y su descripción pertinente.

En cuanto al cambio de uso de la zona de estudio, se determinó que viene dado por el Plan de Ordenamiento del Estado Bolivariano de Miranda, y la Ordenanza de Zonificación del sector “Los Mariches”, a la vez que por la decisión del propietario del terreno, quien deberá presentar ante los entes su proposición y evaluación ambiental normativa, porque se reconoció que Cantera Las Marías, C.A., se encuentra en terreno privado, por lo que se trata de una Licencia Minera, que es otorgada por la Gobernación del estado Bolivariano de Miranda, a través de la Superintendencia de Administración Tributaria, del mismo estado. Al mismo tiempo, la Cantera se encuentra en Zona de Desarrollo Especial de Viviendas, por la Ordenanza del sector. Por lo cual, se propuso como cambio de uso, un complejo urbanístico de viviendas con áreas de recreación para sus ocupantes, posiblemente a través de la Gran Misión Vivienda Venezuela, debido a que La Dolorita constituye una parroquia en crecimiento urbano y con accesibilidad a la nueva estación de Metro Cable Mariche.

Además, han sido descritos diversos elementos de interés, que refuerzan la necesidad de una normativa técnica actualizada a la nueva conciencia en ambiente y minería, como lo establece el artículo 106 de la Ley de Minas, que debió ser desarrollado en el Reglamento de la referida Ley. Esta propuesta de Cierre de Mina incluye escenarios y criterios técnicos que ofrecen una metodología para la planificación de mina y control minero, como aporte para el Ministerio del Poder Popular de Petróleo y Minería, que permita ser aplicado a canteras activas, evitando pasivos mineros. Ésta es aplicable en el cierre de canteras activas, con muchos años de explotación, o con avance de explotación del yacimiento mineral.

LAS UNIDADES CABALLAPE Y YURUARI, ESTADO BOLÍVAR, VENEZUELA (Caballape and Yuruari units, Bolívar state, Venezuela)

CONTRERAS Omar

PDVSA, Caracas. Correo-e. :contreraso@pdvsa.com

Las unidades metamórficas Yuruari y Caballape, incluidas en los “Cinturones Verdes”, asignadas en la literatura estratigráfica tradicional al Grupo y/o Supergrupo Pastora, utilizado y aceptado hasta ahora. Sin embargo, surge dentro de la “estratigrafía metamórfica” un nuevo concepto, que sustituye la denominación de formación, por unidades litodémicas. Una unidad litodémica, es un cuerpo de roca sin estratificación, no responde al principio de superposición de los estratos, y no permite reconocer su estructura primaria, por ser un cuerpo altamente metamorfozado o tectonizado. Yuruari y Caballape han sido descritas como unidades estratigráficas formales, notándose en la descripción diferencias entre los autores, en relación a secciones de referencia y tipos de litología, a saber:

KOROL (1965), definió la Formación Yuruari, designando la parte basal, básicamente sedimentaria (entiéndase metasedimentaria), en el Río Yuruari. Kalliokoski (1965), describió la unidad a escala regional, con mayor detalle y tomó en consideración las variaciones litológicas, describiendo rocas volcánicas, como las más importantes. MENÉNDEZ (1968) describe a Yuruari en el área de Guasipati, donde define esquistos anfibólicos y cloríticos, lo cual no corresponde a lo descrito por KOROL Y KALLIOKOSKI. Asignando 2 nuevas secciones de referencia, una en el Río Yuruari, a 1 km al este de la desembocadura de la quebrada Cicapra, y otra, 5 km al sureste del caserío Pastora. DUPARC (1922), definió las “rocas verdes de El Callao”. NEWHOUSE Y ZULOAGA (1929) introducen el término “Serie Pastora” para designar las rocas expuestas entre El Callao y La Pastora, descripción que fue ampliada por ZULOAGA (1930), llevada a rango de Grupo, por ZULOAGA Y TELLO (1939). KOROL (1965) asignó al grupo los nombres de Yuruari, El Callao y Caballape, en orden ascendente. Kalliokoski (1965) incluyó litologías de Caballape en Yuruari. MENÉNDEZ (1968) en la región de Guasipati, diferencia a Caballape con predominio de litología volcánica, suprayacente, de lo que llamo Supergrupo Pastora. BENAÏM (1972) y MENÉNDEZ (1972), al sur del Río Cuyuní y en la región de Guasipati, respectivamente, incluyen en Caballape: lavas, tobas, brechas y metalimolitas volcánicas laminadas, así como, estructuras de corrientes de turbidez.

Para el presente trabajo, Yuruari y Caballape fueron estudiadas en los alrededores de El Callao. Yuruari, en la localidad de la antigua explotación a cielo abierto, denominada Mina La Victoria, ubicada a unos 7 km al sureste de El Callao, así como en la carretera, El Callao-Guasipati, unos 5 km al sureste de El Callao, en dirección Guasipati, tomando como referencia El Callao. La unidad Caballape aflora a unos 50 km, al suroeste de El Callao, en dirección Tumeremo, en los alrededores del caserío Belén, sitio conocido como La Gran Prueba.

Se tomaron un total de 97 muestras de mano, para posteriores estudios petrográficos y de metamorfismo. Se establecieron comparaciones y correlaciones de la nomenclatura estratigráfica tradicional, en la descripción de Yuruari y Caballape, y el resto del Grupo Pastora, actualizando esa nomenclatura estratigráfica tradicional, para adaptarla a unidades litodémicas.

En este estudio se describen Yuruari y Caballape, en orden ascendente, evidenciándose la diversidad de litologías existentes. Yuruari: esquistos anfibólicos, muy bien foliados, de color verde oliva, que meteorizan a colores de tonos rojizos, se observan pliegues probablemente de una segunda generación (f_2), que cortan a los pliegues de la primera generación, fallas de desplazamiento normal. Metalavas almohadilladas de color verde manzana en contacto con esquistos verdes. El contacto entre Yuruari y Caballape es de falla. Caballape, en el Caserío Belén, presenta rocas sedimentarias, tales como: conglomerados de variados tamaños, desde diámetros de 1 a 2 cm, hasta diámetros de de 8 a 10 cm, colores crema, que meteorizan a tonos rojizos y limolitas, consolidadas, color verde pálido, con estrías y espejos de falla. Posible presencia de chert, lo cual indicaría tal vez, altos, aportando material de chert en tiempos Precámbricos. Sin embargo en otras áreas se asignan a Caballape rocas metamórficas. La diversidad litológica, estructural, en Yuruari y Caballape, son posiblemente el resultado de la tectónica de placas y los diferentes ambientes tectónicos generados por los choques de placas, ocurridos durante el desarrollo del cratón, lo cual implica: hot spot, rifting, apertura de la cuenca, subducción, colisión (cuenca pospáis, cuenca antepáis, margen continental pasivo, zona de sutura, arco) en el Precámbrico, probablemente durante la Orogénesis Transamazónica, hace unos 2.000 Ma. Ha sido tradicionalmente aceptado, considerar a las unidades de rocas metamórficas, que pueden haber estado sometidas a altos grados de metamorfismo y/o tectonismo, como equivalentes a formaciones, o cualquier otra unidad litoestratigráfica formal, comparables con rocas no metamórficas o con bajo grado de metamorfismo, donde las características originales son preservadas. Dentro de las rocas metamórficas y/o tectonizadas, es muy frecuente encontrar una gran variedad litológica, la cual se asigna a una unidad litoestratigráfica formal, como puede ser un

grupo, esto implica que las unidades que integran el grupo, deben denominarse formaciones, así resulta una proliferación de mezclas de tipos litológicos, estilos tectónicos, relaciones litológicas, que son inconvenientes para cartografiar y estudiar la secuencias de rocas. En este caso las unidades litoestratigráficas formales, utilizadas para rocas metamórficas, pueden ser actualizadas adaptándolas a las unidades litodémicas, simplificando considerablemente la nomenclatura metamórfica estratigráfica tradicional.

Las “formaciones” Yuruari y Caballape, y aquellas del Grupo Pastora, como se desprende de las características litológicas y estructurales antes descritas, son una compleja mezcla tectónica asociada a eventos de tectónica de placas, que evidencia la Orogénesis Transamazónica hace 2 Ga, con sus relaciones litológicas, estilos estructurales y grados metamórficos. Finalmente se propone que estas unidades sean renombradas dentro de las normas de las unidades litodémicas, como se propone en la Tabla 1.

Tabla 1. Propuesta de nomenclatura litodémica

Denominación actual		Denominación litodémica	
Formación	Caballape	Metalimolita de Caballape	
Formación Yuruari		Esquisto de Yuruari	
Super Grupo Pastora	Grupo Carichapo	Formación El Callao	Metalava de El Callao
		Formación Cicapra	Esquisto Anfibólico de Cicapra
		Formación Florinda	Metabasalto de Florinda
		Anfibolitas de Carichapo	Anfibolítide Carichapo
		Super Asociación Pastora	Asociación Metamáfica Guasipati

Bibliografía

- BENAIM N. 1972 Geología de la Región de Botanamo, estado Bolívar. *Cong. Geol. Venez IV*, Caracas, Nov. 1969, *Mem., Bol. Geol., Public Esp. 5*, III: 1291-1314.
- DUPARC L., 1922 Les roches vertes et les filons de quartz aurifère du Callao au Vénézuéla. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 2(1): 1-68.
- KALLIOKOSKI J. 1965 Geology of north-central Guayana Shield, Venezuela. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 76(9): 1027-1050.
- KOROL B. 1965 Estratigrafía de la Serie Pastora en la región Guasipati-El Dorado. *Bol. Geol.*, Caracas, 7(13): 3-17.
- MENÉNDEZ A. 1968 Revisión de la estratigrafía de la Provincia de Pastora según el estudio de la región de Guasipati, Guayana venezolana. *Bol. Geol.*, Caracas, 9(19): 309-338.
- MENÉNDEZ A. 1972 Geología de la región de Guasipati, Guayana venezolana. *Cong. Geolog. Venez. IV*, Caracas, nov. 1969, *Mem. Bol. Geol.*, Caracas, Pub. Esp.5, IV: 2001-2046.
- NEWHOUSE W. H. & ZULOAGA G. 1929 Gold deposits of the Guayana highlands. *Econ. Geol.*, 24(8): 797-810.
- ZULOAGA G. 1930 Geología general de la Guayana venezolana. *Rev. Col. Ing. Venez.*, 6(69-74): 466-475.
- ZULOAGA G. & TELLO M. 1939 Exploración preliminar de la Sierra de Imataca. *Rev. Fomento*, Caracas, 3(19): 397-430.

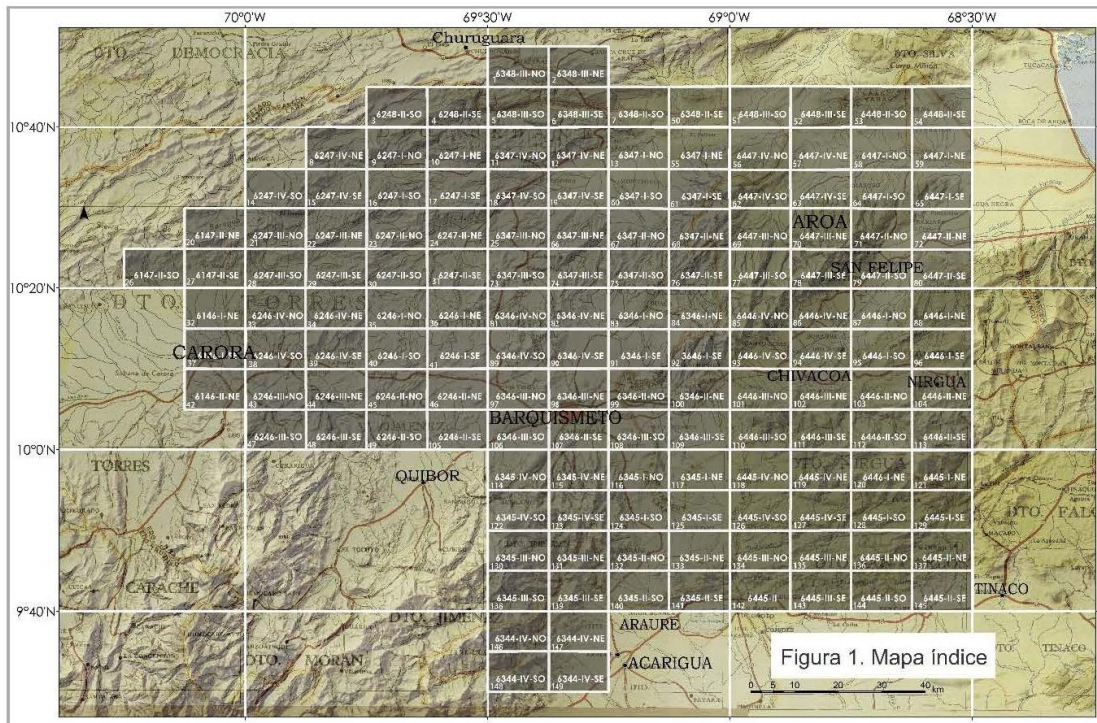
**ATLAS GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE CARORA – CHURUGUARA -
BARQUISIMETO – SAN FELIPE – ACARIGUA. ESTADOS LARA, YARACUY,
COJEDES Y PORTUGUESA**
(Geologic Atlas of the Carora – Churuguara - Barquisimeto – San Felipe – Acarigua region.
States of Lara, Yaracuy, Cojedes and Portuguesa)

DÍAZ Pedrimar¹, GÓMEZ Alí Ricardo¹, URBANI Franco^{1,2} & HERNÁNDEZ Rosbeidy¹.

¹Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), El Llanito, Caracas. pdiaz@funvisis.gob.ve.

²Universidad Central de Venezuela (UCV), Fac. Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Lab. 330, Caracas.

Se presenta la integración de la cartografía geológica a escala 1:25.000 en un amplia región de los estados Lara, Yaracuy, Portuguesa y Cojedes (Fig. 1), abarcando desde la zona este de la depresión de Carora hasta el valle de San Felipe - Chivacoa y desde el sur de la Serranía de Churuguara hasta la Serranía de Portuguesa. Está enmarcado dentro del proyecto LOCTI (Investigaciones geológicas en el norte de Venezuela), bajo el nombre de “Atlas Geológico de la región de Carora – Churuguara - Barquisimeto – San Felipe – Acarigua, en los estados Lara, Yaracuy, Cojedes y Portuguesa”, llevado a cabo por FUNVISIS y la UCV (Fig 1).



En lo referente a la geología de la región, ésta abarca mayormente unidades geológicas alóctonas o para-autóctonas de dominio Caribe, producto de la interacción de las placas Caribe y Suramericana. En el extremo suroeste de la zona de estudio, las unidades anteriores se encuentran en contacto tectónico con unidades autóctonas cretácicas de los Andes de Mérida, así como los grandes conjuntos para-autóctonos como el Olistostromo de Platillón y la Napa Piemontina. El contacto de falla entre ambas provincias forma parte de la gran sutura peri-Caribe, que rodea a toda la placa homónima. Los grandes grupos de unidades aflorantes son los siguientes:

Unidades cuaternarias. Corresponden a sedimentos no consolidados, depositados en distintos ambientes, los cuales se han cartografiado siguiendo los trabajos previos de COPLANARH (1974).

Unidades autóctonas de cobertura (Oligoceno-Plioceno): Incluye las unidades depositadas posteriormente a la discordancia de fines del Eoceno, así como unidades más jóvenes de molasas.

Unidades autóctonas cretácicas del margen pasivo del norte de Suramérica: En los mapas del suroeste del área de estudio solo afloran las formaciones Aguardiente y Apón del Cretácico Temprano.

Unidades para-autóctonas, constituido en parte por un conjunto de unidades denominadas Olistostromo de Platillón (formaciones Orupe y Río Guache II), caracterizándose por sedimentación de tipo turbidítica, caótica y con innumerables olistolitos y megaolistolitos (Asociación ígnea Cerro Pelón) de diversas edades, evidencia de la interacción entre las placas Caribe y Suramerica. Dentro de las unidades para-autóctonas está la Napa Piemontina caracterizada por la depositación de secuencias transgresiva pelágica – hemipelágica (Formación Mucaria), seguido de un típico flysch (formaciones Guárico y Río Guache I) en el talud continental, a lo largo del eje axial de la antefosa formada por la convergencia de las placas.

Unidades alóctonas con metamorfismo de facies pre-esquisto verde. Esta agrupación incluye a las unidades involucradas en las Napas de Lara, que incluye a los grupos Lara (formaciones Carorita, Bobare y Barquisimeto) y Villanueva (formaciones Yacambu, Nuezalito, Palo Gacho y Volcancito), y la Formación Matatere. Estas unidades fueron sometidas a un metamorfismo de muy bajo grado en facies pre-esquisto verde, mayormente prehnita-pumpellita.

Unidades alóctonas con metamorfismo de facies de esquisto verde (clorita): Dentro de esta categoría se agrupan a los terrenos Tacagua (Aroa), Los Cristales y Las Mercedes.

Unidades alóctonas con metamorfismo de facies de esquisto verde (biotita) hasta granulita: Incluye a varios terrenos muy disímiles formados en distintos ambientes y edad, como Carayaca, Tinaco, Nirgua, Ávila, Yumare, San Quintín y El Guayabo (URBANI 2015).

Para lograr la integración geológica fue necesaria la recopilación bibliográfica e histórica de la cartografía geológica referente a la zona de estudio, según trabajos previos de diversos autores y de la Universidad Central de Venezuela por lo general enmarcados dentro de trabajos especiales de grado de estudiantes de la Escuela de Geología y Minas de la UCV. En estas campañas se realizaron las corroboraciones cartográficas de algunas unidades que presentaban incongruencias en los distintos trabajos previos, principalmente en cuanto a la naturaleza de los contactos entre las distintas unidades, así como para la colecta de muestras que permitieran tener una mejor descripción de las litologías constituyentes de las unidades.

Toda esta información recolectada fue insumo para generar, dentro de un sistema de información geográfico basado en el software Arcgis 10.2 de la casa ESRI, un total de 149 mapas geológicos a escala 1:25.000 y, siguiendo el cuadrículado nacional de mapas topográficos.

Los mapas geológicos actualizados producto de este trabajo no sólo constituyen una base científica fundamental para estudios e interpretaciones geológicas de superficie y/o subsuelo, para futuras investigaciones más extensas, sino que también juegan un papel importante en la toma de decisiones en el uso de las tierras, del agua y de los recursos en general. La cartografía del presente trabajo se hará llegar a las entidades correspondientes tanto nacionales como locales, ya que los mismos contienen información general y detallada que puede ser utilizada para el beneficio de la comunidad y la industria, en decisiones en cuanto a planificación y ordenamiento del territorio, actividades económicas, construcción de infraestructuras, protección de los recursos y la gestión de riesgos naturales.

Bibliografía

- COPLANARH (COMISIÓN DEL PLAN NACIONAL DE APROVECHAMIENTO DE LOS RECURSOS HIDRÁULICOS). 1974. *Estudio geomorfológico de las regiones costa noroccidental, centro occidental y central (sistema montañoso noroccidental)*. Inventario Nacional de tierras, Publicación N° 44.
- URBANI F. 2015. Terrane distribution in North-Central Venezuela. En: M. SCHMITZ, F. AUDEMARD & F. URBANI, eds. *El límite noreste de la placa suramericana - Estructuras litosféricas de la superficie al manto*. Caracas: Edit. Innovacion Tecnológica, Fac. Ing., UCV, p. 79-102..

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE BELÉN, SAN JUAN DE LOS MORROS Y SAN SEBASTIÁN DE LOS REYES, EN LOS ESTADOS CARABOBO, GUÁRICO Y ARAGUA. (Geology of the Belén - San Juan de Los Morros - San Sebastián de Los Reyes región, Carabobo - Guárico – Aragua states.).

DÍAZ Pedrimar. & URBANI Franco. UCV. Fac. Ingeniería, Escuela de Geología Minas y Geofísica. Caracas.
Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas. Caracas. Correo-e.: pdiaz@funvisis.gob.ve

La zona de estudio esta ubicada en la Serranía del Interior de Venezuela, comprendida por las poblaciones Belén, San Juan de Los Morros y San Sebastián de los Reyes, en los estados Carabobo, Guárico y Aragua, abarcando 2.136 km² (fig. 1). El trabajo hace énfasis en la cartografía de las unidades que conforman los terrenos Villa de Cura y San Sebastián, la cobertura sedimentaria de dichos terrenos, el Olistostromo de Platillón y la Napa Piemontina. Para realizar la integración cartográfica fue necesaria la recopilación de trabajos geológicos y de cartografía previos, un trabajo de campo con énfasis en dilucidar la naturaleza de las unidades y sus contactos, y un análisis de las muestras recolectadas, para con ello generar 17 mapas geológicos a escala 1:25.000, siguiendo el cuadrículado del Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar y un mapa regional a escala 1:100.000.

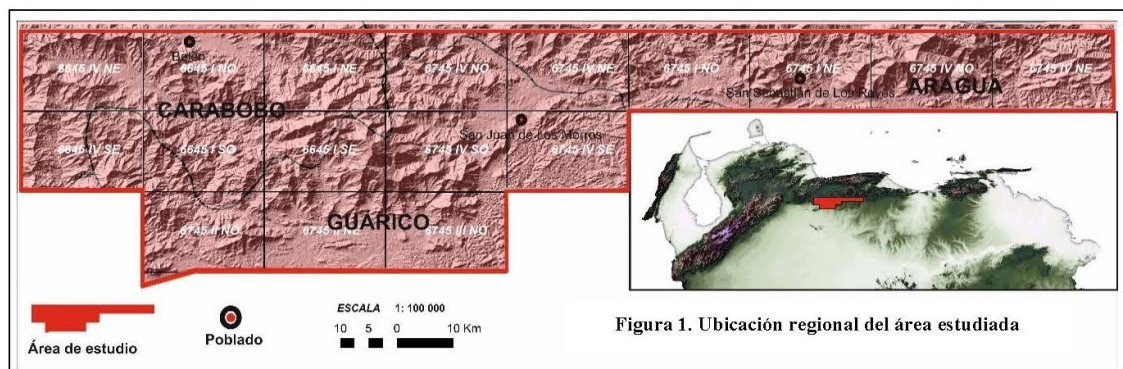


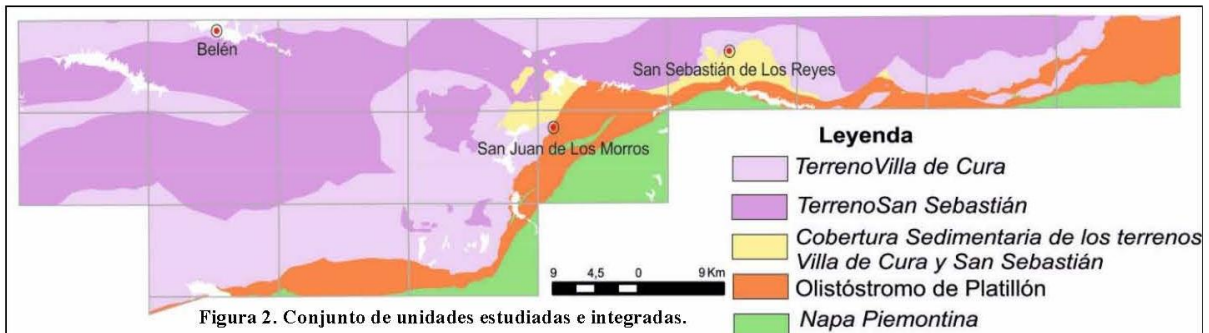
Figura 1. Ubicación regional del área estudiada

La historia geológica de la zona comienza en el Cretácico Temprano con la generación del cinturón de Villa de Cura como parte del arco Caribe, producto de la subducción del proto - Caribe por debajo de la placa del Caribe, en una zona al noroeste del área de estudio, donde parte de su prisma de acreción subducido es afectado por un metamorfismo de alta presión – baja temperatura, esto corresponde al terreno Villa de Cura. Contrariamente el Terreno San Sebastián correspondiente al arco propiamente dicho permanece sin subducir. El magmatismo del arco permite la intrusión de los gabros de Chacao y Cantagallo en la unidad Lava de Las Hermanas. En los mares poco profundos del talud del arco volcánico insular que se viene desplazando hacia el este – sureste, durante el Paleoceno – Eoceno comienza la sedimentación de la cobertura sedimentaria de los terrenos Villa de Cura y San Sebastián (VIVAS & MACSOTAY 1997), caracterizado por un material reabajado del arco y carbonatos de plataforma externa. Esta cobertura representa la sedimentación sobre el talud del arco volcánico insular, asociado a mares someros, con una fuerte influencia carbonática y clástica. A partir de este trabajo de integración y actualización cartográfica se ha logrado plasmar para el dominio público la relación espacial de estas unidades en hojas a escala 25.000 y 100.000 km, basados en buena medida en los mapas previos de la empresa AGUASUELOS INGENIERIA (1990).

Mientras todos los terrenos de la Faja de Villa de Cura van avanzando, al frente se va depositando de forma diacrónica el Olistostromo de Platillón (formaciones Los Cajones y Garrapata), de edad Paleoceno temprano - Eoceno medio. Su génesis se relaciona con el pie del talud epicontinental de la placa sudamericana, sobre las cuales avanzan los terrenos alóctonos del Caribe, siendo estas unidades consideradas como un cinturón de extensión plurikilométrica, que se extiende desde El Pao estado Cojedes, hasta La Democracia en el estado Miranda (MACSOTAY *et al.* 1995).

El margen pasivo del continente suramericano se ve afectado por la gran transgresión del Cretácico Tardío, depositándose durante el Caampaniense y Maastrichtiense la Formación Mucaria, posteriormente esta unidad pasa a una secuencia hemipelagica y turbidítica, bajo una sedimentación de cuenca profunda, evidenciando la fase final de la colisión del alóctono Caribe y la placa Suramericana, conocida como la Formación Guárico. Se depositaron secuencias monótonas de facies flysch a lo largo del eje axial de la antifosa formada por la convergencia de las placas. Al continuar el desplazamiento de la placa del Caribe hacia el este, se produce el apilamiento de las napas.

Actualmente se considera que la Faja de Villa de Cura está conformada por los terrenos Villa de Cura y San Sebastián y su cobertura sedimentaria; y la antigua Faja Piemontina se constituye por el Olistostromo de Platillón y la Napa Piemontina (MACSOTAY *et al.* 1995). (fig. 2). Todas de naturaleza alóctona o parautóctona (URBANI 2011).



El dominio alóctono, al cual corresponden los terrenos Villa de Cura y San Sebastián y su cobertura sedimentaria, están constituidas por un conjunto de escamas transportadas desde el noroeste (POLANCO 2004). Las estructuras poseen en su mayoría una orientación preferencial noreste al sureste. Estructuras regionales como las fallas de La Puerta y Guárico son transcurrente dextrales, con rumbo noroeste – sureste (BELL 1968) (fig. 3A). La cobertura sedimentaria se encuentra en relación de inconformidad sobre los terrenos Villa de Cura y San Sebastián.

El dominio parautóctono, conformado por el Olistostromo de Platillón y la Napa Piemontina, representa una provincia estructural contenida entre dos sistemas principales de fallas. El límite septentrional presente en la zona de estudiada, se caracteriza por ser un frente de corrimientos denominado falla de Cantagallo, que la coloca en contacto con la Faja de Villa de Cura. La Faja Piemontina se caracteriza por plegamientos acostados hacia el sur y por la presencia de fallas de corrimientos con buzamiento norte, que afectan a las formaciones Mucaria y Guárico (fig. 3B) (BELL 1968), las fallas de corrimiento siguen principalmente planos de estratificación. El Olistostromo de Platillón está en contacto tectónico con la Napa Piemontina a través de la falla de Don Alonso, la cual al este de la población de Cantagallo es inversa y al este de la zona de estudio es de alto ángulo y transcurrente dextral.

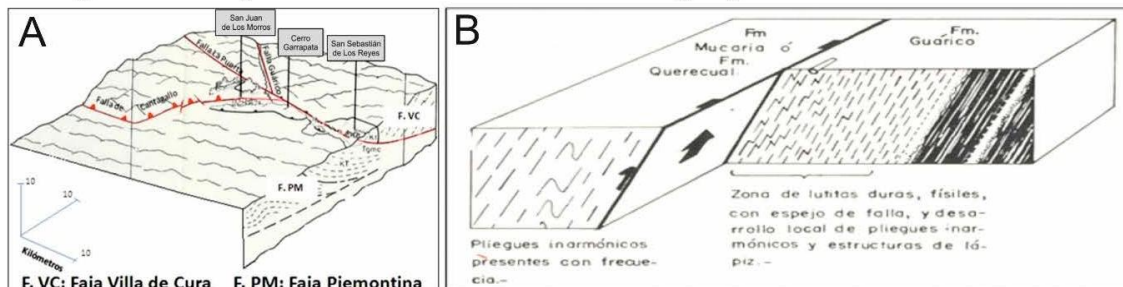


Figura 3: A) Bloque isométrico de la región comprendida entre San Juan de Los Morros y San Sebastián de Los Reyes. Se observa la relación espacial de las fallas Cantagallo, La Puerta y Guárico. Adaptado de BELL (1968). B) Falla de corrimiento a través de planos de estratificación, la cual permite que se corra la unidad más antigua sobre la más joven. En la imagen la Formación Mucaria cabalga sobre la Formación Guárico. Tomada de BELL (1968).

A partir de los análisis petrográficos de las muestras recolectadas en campo se pudo determinar un patrón genético, el cual indica la naturaleza de las unidades tanto ígneas, meta – ígneas y sedimentarias, y su correspondencia en los procesos tectónico – estratigráficos. Con este estudio se verificó que la roca caja de los cuerpos intrusivos de los gabros Cantagallo y Chacao corresponde a la Lava de Las Hermanas y no al granofel de Santa Isabel como aparece en los mapas de GONZALÉZ & PICARD (1971). La cobertura sedimentaria de los terrenos Villa de Cura y San Sebastián, se generó a partir de la sedimentación en un ambiente marino sobre el talud del arco volcánico insular del Caribe, y el retrabajo de material carbonático y fragmentos líticos de rocas volcánicas, correspondiendo como roca fuente las del arco. El Olistostromo de Platillón forma parte del prisma de acreción de los terrenos alóctonos que se venían desplazando desde el este, y se fueron depositando al borde del talud epicontinental de la placa suramericana por ellos presentan una gran influencia de sedimentación caótica, producto de la convergencia de las placas del Caribe y Suramérica.

Los mapas geológicos actualizados, generados a partir de este trabajo, constituyen una herramienta física y digital moderna que pueden ser de uso científico para futuros estudios e interpretaciones geológicas de superficie, así como instrumento fundamental en la planificación y ordenamiento territorial del país.

Tabla 1. Tabla resumen de unidades estudiadas

		Unidades		Siglas	Observaciones	
Terreno VC	FAJA DE VILLA DE CURA	Metatoba de El Caño-El Chino		K1vccc	Protolito del arco de islas Caribe y su complejo de subduccion	
		Metalava de El Carmen		K1vccm		
		Granofel de Santa Isabel		K1vcsi		
Terreno San Sebastián	FAJA DE VILLA DE CURA	Lava de Las Hermanas		K1lh	Cuerpos plutónicos que intruyen a la Lava de Las Hermanas.	
		Gabro de Chacao	de s.s	K2ch		
			Zona de diques	K2chd		
Gabro de Cantagallo		K2cg				
Cobertura Sedimentaria	FAJA DE VILLA DE CURA	Formación Guaiquera		e4e6gu	Sedimentación de cobertura de la Faja de Villa de Cura.	
		Formación Caramacate		e3e4ca		
		Formación Morro del Faro		e2e3mf		
		Formación Escorzonera		k6e		
Olistostromo de Platillón	FAJA PIEMONTE	Formación Garrapata	Olistolitos	s.s.	e4e5g	Sedimentación en el talud epicontinental de la placa suramericana, a partir del avance de los terrenos alóctonos del Caribe sobre la placa suramericana.
				Miembro La Vigía	e4gv	
				Caliza de El Caliche	K2ec	
				Caliza de Las Colonias	k3k4lc	
				Diorita y brecha máfica	K2gd	
				Caliza del Cretácico Tardío	K2gc	
				Serpentinita	JKsp	
				Formación Los Cajones	e1e4lc	
Napa Piemontina	FAJA PIEMONTE	Formación Guárico		e2e4gu	Sedimentación a los largo del eje axial de la antifosa generada por la convergencia de las placas Caribe y Suramérica.	
		Formación Mucaria		k5elmu	Sedimentación en aguas profundas, en ambiente pelágico - hemipelágico de sedimentos finos, durante la transgresión del Cretácico Tardío.	

Bibliografía

- AGUASUELOS INGENIERÍA, S. A. 1990. *Modernización de datos geológicos en el frente de montañas*. CORPOVEN S.A., Caracas. Vol. III, Estratigrafía/Sedimentología. Inédito, 517 p.
- BELL J. S. 1968. Geología del área de Camatagua, estado Aragua, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 9(18): 291-440.
- GONZÁLEZ S. & X. PICARD, 1971. *Mapa geológico de San Juan de los Morros, hoja 6745*. Ministerio de Energía y Minas, Dirección de Geología. Escala 1:100.000.
- MACSOTAY O., V. VIVAS & P. MOTICKA. 1995. Biostratigraphy of the Piemontine Nappe of North-central Venezuela: Senonian to Eocene gravitational sedimentation. *Bol. Geol., MMH. Publ. Especial.* 10:114-123.
- POLANCO R. 2004. *Estudio estructural del borde Norte de la subcuenca de Guárico en la región de Altigracia de Orituco, Estado Guárico Venezuela*. UCV-G, 110p.
- URBANI F. 2011. Fajas, terrenos y naps de la cordillera de La Costa, Venezuela norcentral. *Geos* 41: 81-84 + 20 lám. en DVD (carpeta 25).
- VIVAS V. & O. MACSOTAY. 1997. Reinterpretación de la cobertura sedimentaria Cretácico-Paleocena de la napa de Villa de Cura, Venezuela norcentral. *Mem. VIII Congr. Geol. Venezolano*, Caracas 2:517-525.

PETROLOGÍA DEL BASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO DE LA REGIÓN OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE BARINAS-APURE (Petrology of the igneous-metamorphic basement of the western region of the Barinas-Apure basin)

ESCALONA Nicolás

Minpro, Ingeniería y Proyectos. Correo-e.: ingenieria@minpro.cantv.net

En la región noreste de la cuenca de Barinas-Apure varios pozos han penetrado rocas metamórficas y sedimentarias infrayacentes a la sección cretácea, las cuales han sido consideradas como basamento económico, y sus edades han sido atribuidas al Precámbrico y Paleozoico indistintamente. Estas rocas han sido correlacionadas en informes y publicaciones de la industria petrolera nacional con las argilitas de la Formación Carrizal del subsuelo de la cuenca de Venezuela Oriental basado en la similitud en cuanto a la descripción de su aspecto macroscópico (rocas verde claro de grano muy fino) tanto en los informes originales de los pozos perforados en Apure como la descripción macroscópica documentada en la literatura geológica regional de Formación Carrizal de la cuenca de Venezuela Oriental. El estudio petrológico de esta secuencia de rocas ígneas y metamórficas en algunos de estos pozos (Apure 1, 2 y 3, perforados en los años 1947 y 1948), permite concluir que no son argilitas sino que son dos grupos diferentes de rocas metamórficas bien diferenciados. El primer grupo (pozos Apure-1 y 2) consiste de rocas polimetamórficas constituidas por brechas de falla, microbrechas, milonitas (protomilonitas, filonitas, blastomilonitas) y pseudotaquilitas. Asociadas a las brechas de fallas mencionadas, se presenta una roca ígnea (andesita) en gruesas vetas, que ha sido profundamente alterada y sus componentes máficos marcadamente urutilizados. Esta andesita ha sido metamorfozada conjuntamente con las rocas metamórficas asociadas por un evento de metamorfismo milonítico que se superpuso al metamorfismo dinamo-termal regional en la facies de los esquistos verdes que afectó a las originales rocas sedimentarias precursoras. La mesostasis de la andesita está compuesta de microcristales de plagioclasa y clinopiroxeno con vidrio subordinado (textura hialopilitica). El segundo grupo (pozo Apure-3) consiste de rocas metasedimentarias (metalimolitas arcillosas y metareniscas) con moderado desarrollo de la foliación y escaso fracturamiento y plegamiento. La textura, fábrica y estructuras sedimentarias (físicas y biológicas) de la roca sedimentaria original son aun claramente observables. El pronunciado tectonismo y severa alteración de los componentes de la andesita impide establecer categóricamente su origen, sin embargo, debido a sus características petrológicas y asociación mineralógica se asocia a los conjuntos de rocas ígneas básicas desarrollados en márgenes continentales activos (suite calcoalcalina), probablemente a la apertura de un "rift". Las rocas miloníticas fueron producidas por un fuerte tectonismo (metamorfismo cinemático), probablemente asociado a las fallas de Guafita-Caño Limón y Apure, ubicadas en las cercanías de estos pozos. Todas las rocas metamórficas descritas se pueden incluir dentro de una unidad litodémica que en este trabajo se denomina Esquistos de Apure, cuyo holoestratotipo se ubica en el pozo Apure-3 entre las profundidades de 1913 y 1959 m (6273'-6423'). Las rocas descritas en los pozos Apure-1 y Apure-2 se consideran correlativas de los Esquistos de Apure (en base de la semejanza de la sedimentación detrítica original), aunque afectadas por una acentuada cataclisis y milonitización. Similarmente, se establece correlación con los esquistos y gneises de los pozos Agua Linda-1, SZW-3, Ticoporo-1; Rosalía-1 y Capitanejo-1, con edades radiométricas de 433 ma. (método de Rb/Sr en el pozo Agua Linda-1), o sea Silúrico Medio (Serie Wenlock), de tal manera que la faja orogénica paleozoica propuesta en la literatura en la región de los llanos occidentales se amplía hacia el oeste al área del estado Apure hasta su contacto con el precámbrico de Guayana (curso del río Arauca).



Figura 1. Ubicación de los tres pozos estudiados.

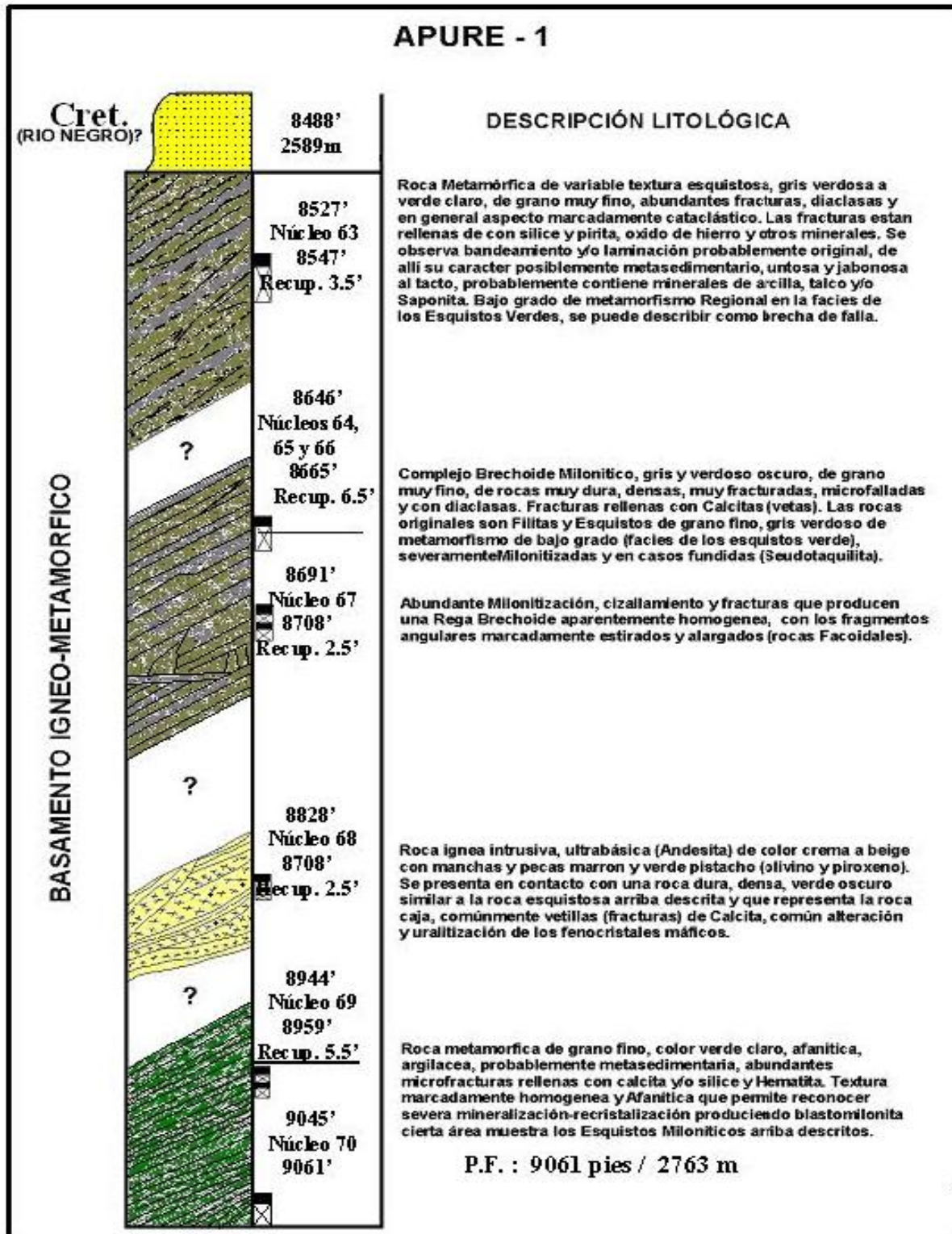


Figura 2. Rocas polimetamórficas y andesita en el pozo Apure-1

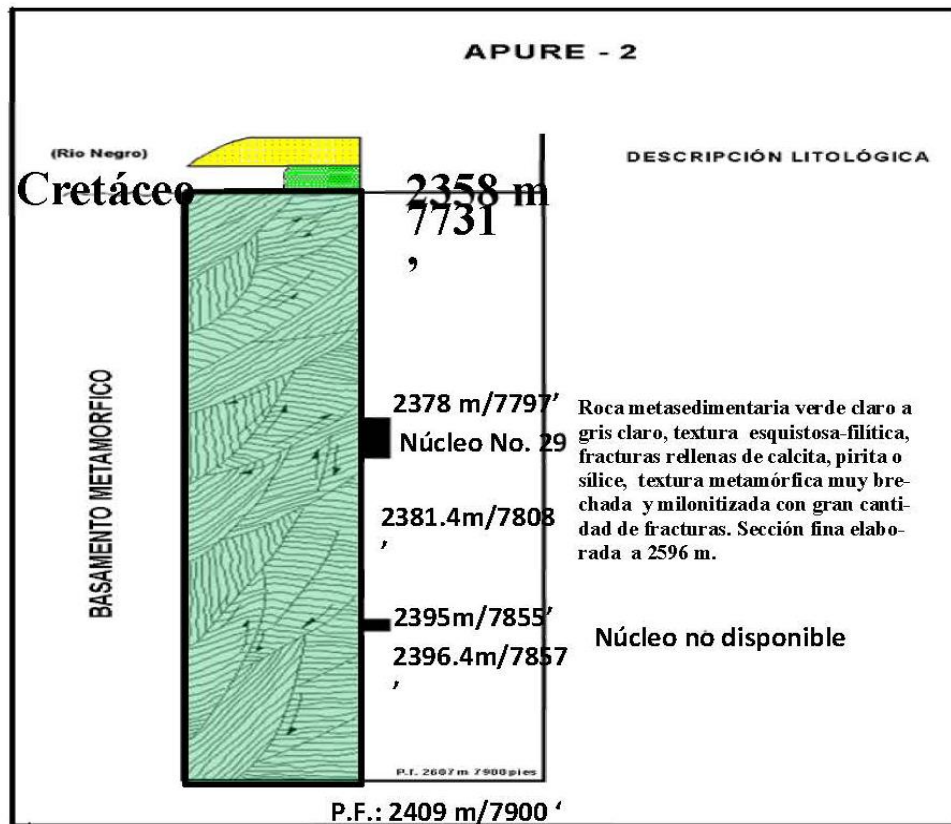


Figura 3. Rocas metasedimentarias muy brechadas y milonitizadas en el pozo Apure-2

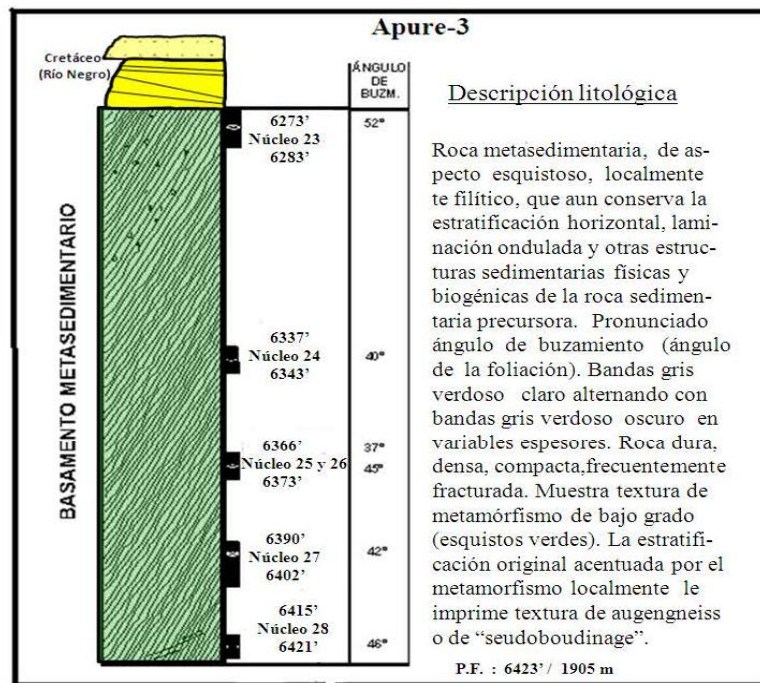


Figura 4. Rocas metasedimentarias en el pozo Apure-3

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA DE LAS ROCAS EN EL BASAMENTO DEL OCCIDENTE DE LA CUENCA DE MARACAIBO: ESTUDIO PRELIMINAR EN LOS CAMPOS MARA Y LA PAZ (Petrographic characterization of basement rocks, western Maracaibo basin: Preliminary study on Mara and La Paz fields)

FONSECA Luis ¹, TAZZO María ², PEÑUELA Mariliana¹ & PUCHE Enrique ¹
¹PDVSA Petroudaneta S:A. ²ULA. Fac. de Ingeniería. Correo-e. : fonsecalr@pdvsa.com

Desde el punto de vista conceptual, las rocas que son consideradas como yacimiento de hidrocarburos tienen como característica principal buenas porosidades y permeabilidades, por ello; a nivel mundial las, son las rocas sedimentarias (areniscas y calizas) las rocas yacimientos por excelencia. Sin embargo, existen casos muy bien documentados, donde rocas ígneas y metamórficas son yacimientos rentables de hidrocarburos. La definición de basamento cristalino (en la industria petrolera), incluye a cualquier roca ígnea o metamórfica que se encuentre, de manera discordante por debajo de las secuencias sedimentarias (PETFORD & MCCAFFREY 2003).

Aunque poco comunes, los yacimientos de hidrocarburos en rocas cristalinas han sido reportados en diversas partes del mundo, siendo algunos muy prolíficos, como el es caso del yacimiento Bach-Ho, ubicado en el este de Vietnam, ha llegado a producir hasta 130.000 BDP/d de granitos fracturados. Ejemplos similares se pueden encontrar en Indonesia, Texas y Japón (PETFORD & MCCAFFREY 2003; KONIN 2007).

En Venezuela, se han reportado acumulaciones de hidrocarburos en rocas cristalinas en el occidente del país, en los Campos Totumo, La Paz y Mara (Fig. 1) se descubrieron acumulación de Hidrocarburos en cuarcitas, granitos, dioritas y esquistos (GUARIGUATA & RICHARDSON, 1959). Las descripciones petrológicas de las rocas del basamento fueron en su mayoría descripciones de muestras de mano (núcleo); por esta razón, en el presente trabajo se pretende realizar la caracterización desde el punto de vista microscópico de las rocas basamento el occidente del lago de Maracaibo, específicamente en los núcleos de los campos Mara y La Paz.

De la totalidad de los pozos existentes, existen 26 con núcleos con intervalos de basamento (13 en el campo Mara y 13 en La Paz), para un total de 6988' de núcleos de basamento (3500' en Mara y 3488 en La Paz) (Fig. 2).

Se realizó el despliegue de los núcleos con el fin describirlos, en primer lugar mesoscópicamente, seleccionando los puntos para la elaboración de secciones finas, para su posterior estudio petrográfico (Figs. 3 y 4).

Se han evaluado un total de 10 pozos, encontrándose gran cantidad muestras de granito y granodiorita, fuertemente alteradas, en menor medida también se encuentran presentes esquistos con contenidos variables de biotita y clorita.

La distribución espacial de estas litologías muestra una tendencia en la ocurrencia de los esquistos (al centro de los campos), mientras que los granitos son más frecuentes en los flancos. Según los datos sísmicos, los contactos entre estas dos litologías son por falla. No existen evidencias de metamorfismo de contacto en las muestras analizadas.

Bibliografía

- PETFORD, N & MCCAFFREY, K. 2003. Hidrocarbons in Crystalline Rocks. *Geological Society of London. Special Publication* 214. 1-5
- GUARIGUATA, P. & RICHARDSON J.A. 1960. El Basamento en el Oeste del Lago de Maracaibo. *III Congreso Geológico Venezolano, Mem.* Caracas 22 de Noviembre de 1959.
- KONIN, T. 2007. Remember basement in your oil and exploration: Examples of producing basement reservoirs in Indonesia, Venezuela and USA. *AAPG Search and Discovery Article #90168©2013 CSPG/CSPE GeoConvention 2007*, Calgary, Alberta, Canada, May 14-17, 2007

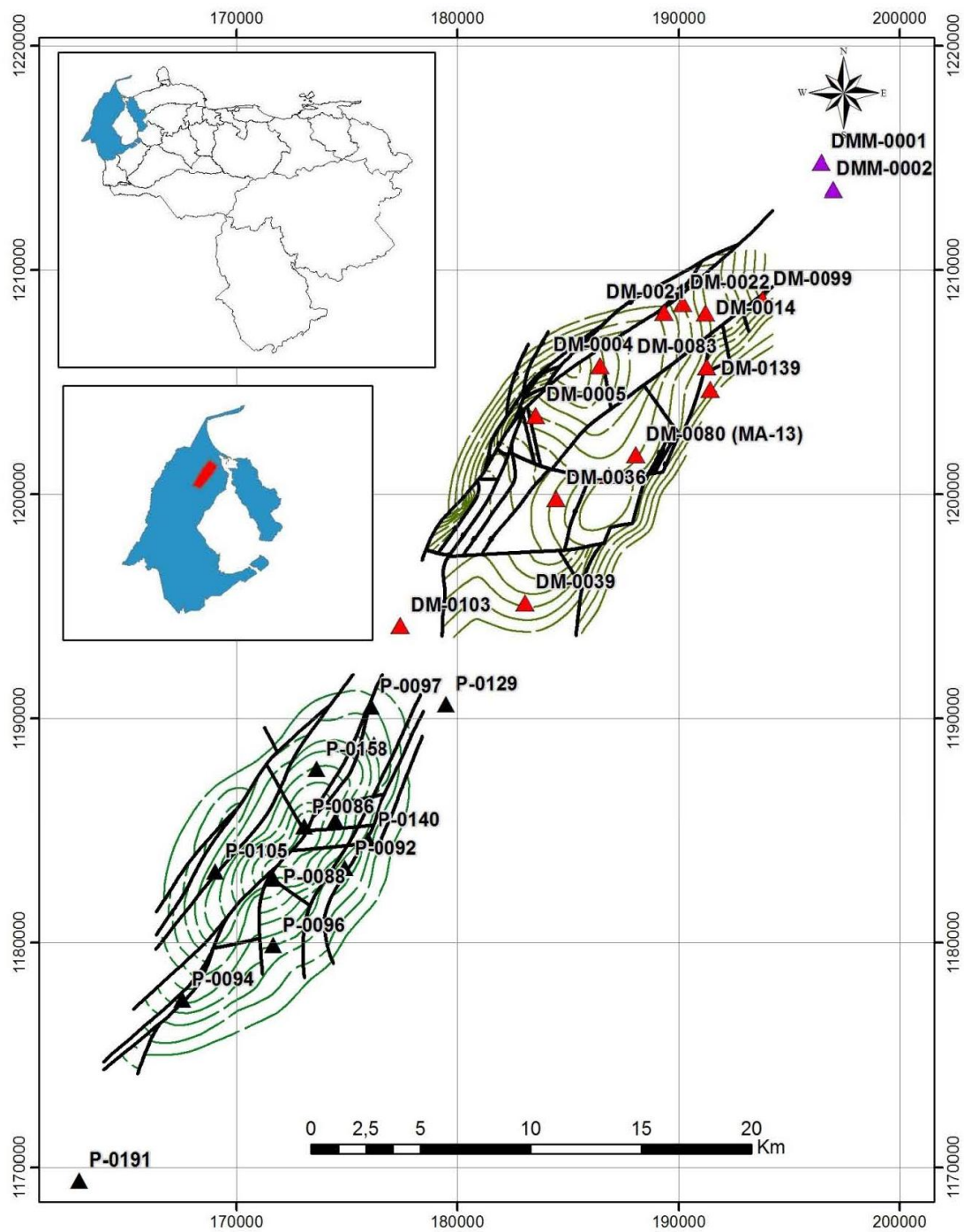


Figura 1. Mapa de ubicación de los pozos con intervalos de basamento en los campos Mara y La Paz. Coordenadas UTM.

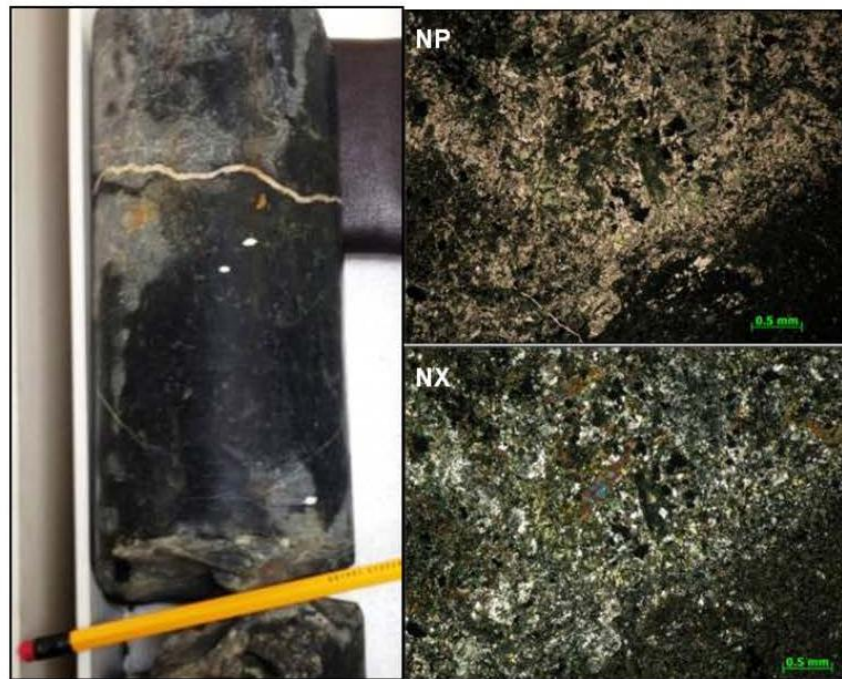


Figura 2. Núcleo DM-009. Izquierda Muestra de Mano. Derecha sección fina.

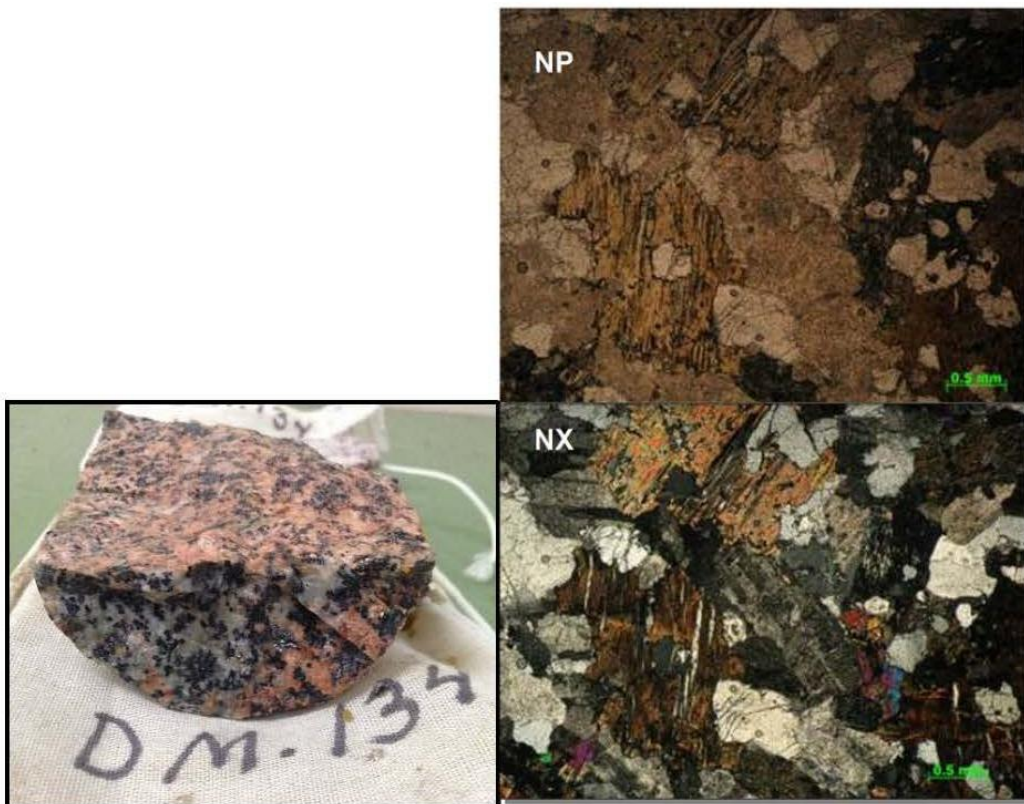


Figura 3. Núcleo DM-0134. Izquierda muestra de mano. Derecha sección fina.

**NUEVOS HALLAZGOS PETROLÓGICOS EN LA CANTERA EL TURPIAL,
ESTADO MIRANDA (New petrological findings in El Turpial quarry, Miranda State,
Venezuela)**

GRANDE Sebastián¹, URBANI, Franco^{1,2}, MENDI, David¹, BAQUERO Marvin³, FALCÓN Rafael¹,
SERRANO Manuel¹, GÓMEZ, Alí^{1,2} & REATEGUI Walter^{1,2}

¹Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Departamento de Geología. ²Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas. ³PDVSA-Intevp. Correo-e.: sgrande52@gmail.com

En 2013, GRANDE *et al.* (2013) realizaron un muestreo de un cuerpo de rocas metavolcánicas ubicado en la cantera El Turpial, situada a pocos km de Guayas, estado Aragua, y accesible desde la carretera Panamericana (Fig. 1). Los hallazgos incluyeron las primeras metakomatitas basálticas encontradas en el norte de Venezuela, asociadas a metabasaltos, metadiabasas y metacherts feruginoso-grafíticos. Esta asociación fue adscrita a un bloque de la placa del Caribe, específicamente de la CLIP, con una cobertura sedimentaria pelágica, metamorfizados a la facies de prehnita-pumpellita, emplazados tectónicamente en el Esquisto de Chuspita.

En marzo de 2015 se realizó una nueva visita para conocer mejor la geología de este cuerpo y los resultados de la misma se presentan en este trabajo. Se recolectó un total de 16 muestras sueltas de roca muy fresca del piso de la cantera. Según sus características litológicas y grado de alteración se seleccionó un conjunto de 11 muestras para la elaboración de secciones finas para estudios petrográficos, que permitió identificar, clasificar, y describir las diferentes litologías presentes, así como sus texturas y las asociaciones minerales presentes.

El objetivo de este trabajo es lograr una caracterización más completa de este cuerpo máfico-ultramáfico metavolcánico y rocas asociadas, que incluyen diques de diabasa metamorfizados y metachert pelágicos. Las litologías halladas en esta ocasión comprenden: metabrechas komatíticas, metabrecha de flujo basáltica, metabasalto, metadiabasa y metachert fosilífero. A continuación se hará una descripción petrográfica de las mismas.

Metabrechas de flujo komatítica: están formadas por fragmentos de metakomatita con diferente granulometría y colores de verde a verde oscuro, pero todos exhibiendo claras texturas microspínifex, tanto desordenadas como radiales, donde es frecuente el olivino acicular-radial totalmente serpentizado o cloritizado y el clinopiroxeno acicular-radial actinolitizado (Figuras 3B-D). Los fragmentos se muestran cementados por vetillas de cuarzo, carbonato, clorita y epidoto, que también los atraviesan. Vetillas de cuarzo-pirita cortan a veces estas rocas. Diques basálticos decimétricos cortan estas brechas metakomatíticas siendo los contactos entre ambas litologías irregulares (Fig. 3A).

Metabrecha de flujo basáltica: formadas por fragmentos de 0,1 a 4 mm de diámetro, de basalto toleítico y microdiabasa muy alterados con diversa textura y color, todos cementados por vetillas de carbonato, cuarzo, estiplnomelana y calcita (Figs. 4A,B). La metalava se muestra a menudo blastoporfidica, con remanentes de clinopiroxeno zonado, algo actinolitizado y epidotizado, y de plagioclasa maclada según leyes albíta y Carlsbad-albíta, fuertemente saussuritizada (Figs. 4C,D). La matriz de los mismos, la cual era originalmente vítrea, con textura intersertal, se ha desvitrificado a un agregado de actinolita, clorita y opacos, entre los que abunda el leucoxeno.

Metabasalto: es toleíta algo porfidica, con fenocristales residuales a veces zonados de clinopiroxeno, alterados a leucoxeno y plagioclasa maclada, embebidos en una matriz de pumpellita acicular, plagioclasa epidotizada y carbonato (Figs. 5A,B). La matriz original era hipocristalina e intersertal, el vidrio máfico formaba parches triangulares entre los listoncitos de plagioclasa, pero ha recrystalizado a un agregado de microlitos de pumpellita, listoncitos de plagioclasa saussuritizada, clorita y opacos (leucoxeno). Se observa a menudo prehnita, pumpellita y epidoto, tanto en la matriz como en vetillas que cruzan la roca en diferentes direcciones (Fig. 5B). Hay también vetillas de cuarzo-carbonato-estiplnomelana y de clorita que cortan la roca en diferentes direcciones.

Metadiabasa: probablemente constituyen diques que intrusionan la secuencia lávica. Exhiben textura blastofítica, estando el clinopiroxeno bastante preservado, aunque a veces está epidotizado (Fig. 5C,D). La plagioclasa forma listones que debido a su total saussuritización tienen un aspecto sucio, marronzco. Está cruzada por numerosas vetillas de cuarzo-epidoto-carbonato. Se desconocen sus relaciones de campo por ser bloques de las voladuras.

Metachert ferruginoso-grafítico: similar al descrito previamente por GRANDE *et al.* (2013), excepto que contiene numerosos restos de posibles radiolarios cretácicos silicificados, en una matriz rica en cuarzo, grafito, pirita y estiplnomelana (Figs. 6A-F). Esta última forma menudos cristales aciculares-radiales, con pleocroísmo moderado de verde a casi incolora, y solo es visible en las partes más delgadas de la lámina (Fig. 6G), o como inclusiones dentro granos de cuarzo y los propios microfósiles. Los fósiles tienen formas ovoidales y muestran una estructura interna residual concéntrica, resaltada por pequeños granos de grafito. Vetillas de cuarzo-pirita cortan la roca (Fig. 6H).

Las brechas komatíticas almohadilladas constituyen parte de la secuencia superior de los flujos komatíticos, tal como se indica en la Fig. 2. Las brechas de flujo son características de los basaltos submarinos y están compuestas por fragmentos de la misma roca y de sus cristales integrantes. En la cantera El Turpial las brechas komatíticas están cortadas por diques basálticos, lo que indica que las lavas ultramáficas son las primeras de la secuencia, y se asocian a metachert pelágicos ricos en microfósiles. La asociaciones minerales metamórficas son: 1) en rocas máficas: pumpellitita-prehnita-actinolita-epídoto-albita-cuarzo; y 2) en el metachert: cuarzo-albita-estilpnomelana-grafito.

La caracterización completa de este cuerpo de roca debería incluir la zona superior de komatita de grano grueso (Fig. 2), donde la textura spinifex forma cristales aciculares y esqueléticos de olivino o clinopiroxeno centimétricos y zonas masivas o cumulativas inferiores, pero no han sido halladas, probablemente por haber sido removidas durante el proceso de emplazamiento tectónico, o porque hayan sido ya explotadas por la cantera. Las asociaciones metamórficas encontradas corroboran que este cuerpo fue metamorfozido a la facies de la prehnita-pumpellitita, posiblemente durante un proceso de metamorfismo de piso oceánico antes de ser emplazado. Este cuerpo metavolcánico y parte de la roca metasedimentaria que lo rodea deben formar parte de una lonja tectónica de origen Caribe, de muy bajo grado metamórfico, emplazada tectónicamente en el Esquisto de Chuspita, puesto que consta de una asociación litológica metavolcanosedimentaria nunca antes descrita en la cordillera de la Costa, donde el metamorfismo es en la facies del esquisto verde o incluso de grado más alto.



Fig. 1. Mapa de ubicación de la cantera El Turpial. K1c: Esquisto de Chuspita; K2m: Esquisto de Las Mercedes. Adaptado de URBANI & RODRÍGUEZ (2004).

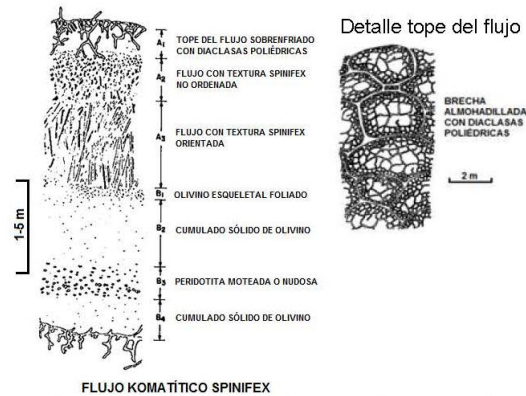


Fig. 2. Sección idealizada de un flujo komatítico precámbrico, basada en el Cinturón de Abitibi, Ontario. Tomado de ARNDT et al. (2004).

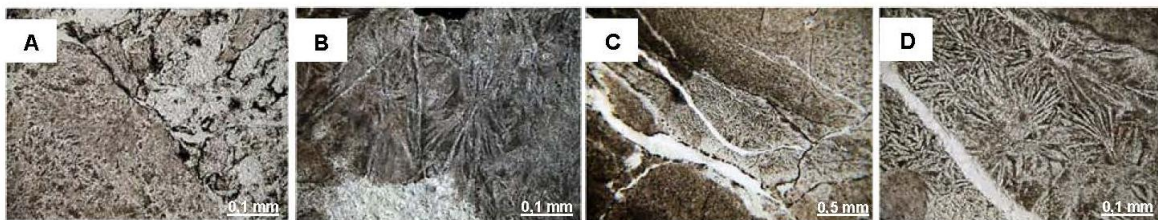


Fig. 3. Metabrechas komatíticas. (A) TU-11, sin polarizadores cruzados (SN). Metabrecha komatítica (izq.) cortada por dique basáltico (der.). (B) TU-14, SN. Detalle de textura microspinifex ordenada en un fragmento de metabrecha komatítica. (C) TU-19, SN. Metabrecha komatítica mostrando textura microspinifex desordenada y cortada por vetilla de cuarzo y carbonato. (D) Detalle de la anterior. Textura microspinifex ordenada y radial.

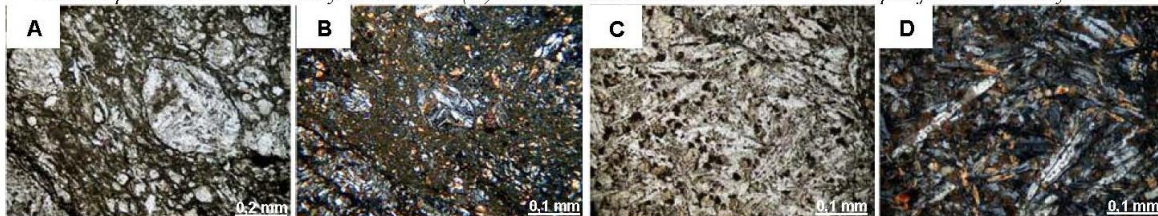


Fig. 4. Metabrecha basáltica de flujo. (A) TU-15, SN. Se observan fragmentos redondeados de metabasalto y de cristales de aislados de clinopiroxeno y plagioclasa en una matriz desvitrificada con textura fluidal. (B) Otra vista de brecha de flujo anterior, con polarizadores cruzados (NX). (C) Detalle de fragmento de basalto en la metabrecha,

la roca es africa y consta de una matriz intersertal hipocristalina desvitrificada. (C) Misma anterior, NX. Se observa el maclado en la plagioclasa de la matriz y el vidrio desvitrificado de la misma.

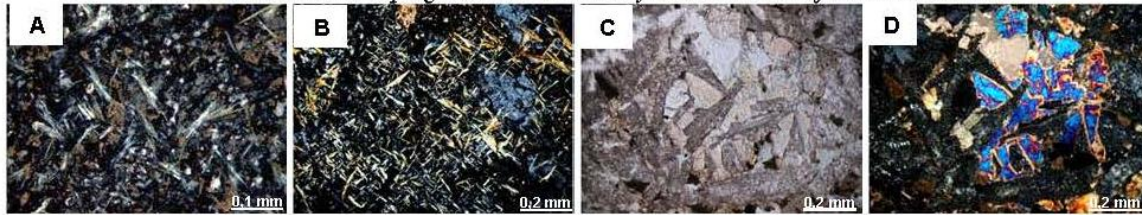


Fig. 5. (A) TU-08, NX. Metabasalto. Matriz hipocristalina desvitrificada de metabasalto africo. (B) Otro detalle de la anterior, NX. Zona rica en pumpellita acicular radiada. (C) TU-18, SN. Metadiabasa. Textura blastofítica, los listones de plagioclasa están muy saussuritizados, tienen un aspecto sucio y están rodeados o incluidos por oikocristales de clinopiroxeno alterados a anfíbol actinolítico de color verde muy claro. (D) Misma anterior, NX. Se observa el color azul de 2° orden del clinopiroxeno residual y un color de más bajo orden del anfíbol actinolítico.

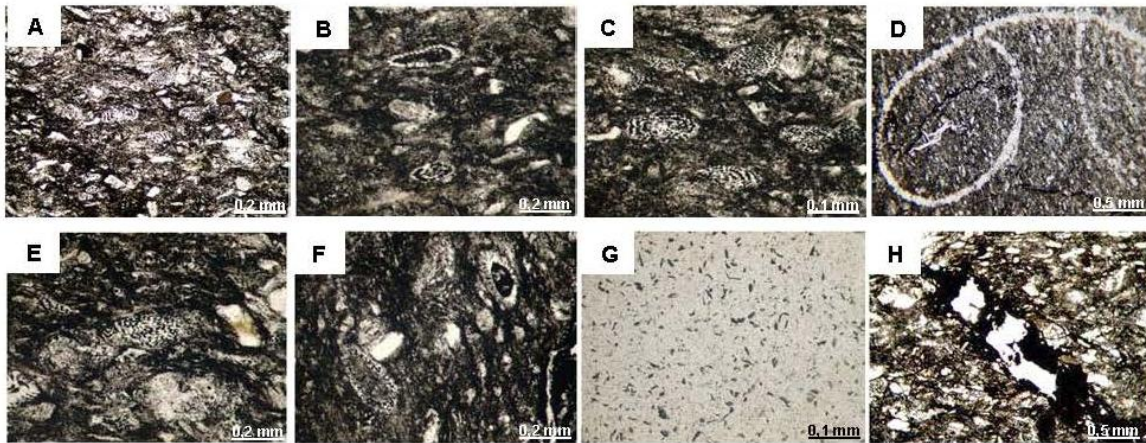


Fig. 6. Metachert ferruginoso-grafítico fosilífero. TU-09, SN: (A) Vista general de la sección, mostrando una matriz rica en grafito y opacos; se observan microfósiles de, al menos, tres especies distintas de radiolarios silicificados, junto a pequeños granos de cuarzo y algunos cristales tabulares de albita. (B) SN. Zona rica en restos de microfósiles, con granos de cuarzo y cristales de albita. (C) Detalle de microfósiles con sus cavidades internas resaltadas por pequeños granos de grafito. (D) Posible icnofósil silicificado. (E) Se observan microfósiles, granos de cuarzo, albita y abundante grafito. (F) Detalle de microfósiles silicificados. (G) Otro detalle de la anterior. Matriz rica en cuarzo y estilpnomelana, ésta muestra finos cristales aciculares, algo radiados, con un moderado pleocroísmo en tonos verdes. (H) Vetilla de cuarzo-pirita que corta a la roca.

La identificación y posible datación de estos microfósiles será objeto de un trabajo posterior, pues por motivos de tiempo no fue posible contactar expertos internacionales en la materia. De todos modos representan un hallazgo único en la cordillera de la Costa.

Referencias

- ARNDT N., LESHNER C. M. & BARNES S. J. 2008. *Komatiite*. Cambridge Univ. Press, 488 p.
- GRANDE S., URBANI F., MENDI D., GÓMEZ A. & REATEGUI W. 2013. Ocurrencia de cuerpos de rocas metaígneas dentro del Esquisto de Chuspita: Cantera El Turpial y quebrada Caiza, estado Miranda. *Revista venezolana de Ciencias de la Tierra*, UCV, Caracas, 45: 65-67.
- URBANI F. & RODRÍGUEZ J. A. 2004. *Atlas geológico de la Cordillera de la Costa, Venezuela*. Caracas: Fundación Geos-UCV y FUNVISIS, xii + 146 mapas.

Nota: Estando este trabajo en prensa, los autores informan que el Dr. Mohsen Kariminia, ALS Oil & Gas, Houston, considera que los fósiles pueden ser del Eoceno, lo cual plantea interesantes problemas para su explicación.

FOSFATOS SECUNDARIOS DESARROLLADOS SOBRE METABASITAS EN LAS ISLAS LOS MONJES Y GRAN ROQUE, VENEZUELA (Secondary phosphates developed on metabasites in Los Monjes and Gran Roque islands, Venezuela)

GRANDE Sebastián¹ & URBANI, Franco^{1,2}

¹ Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Dept. Geología. ² Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas. Correo-e.: sgrande52@gmail.com

El guano depositado por colonias de aves marinas permanentes o migratorias sobre islas e islotes contiene una gran cantidad de ácido fosfórico, muy reactivo, capaz de reaccionar con los silicatos o carbonatos que conforman los macizos rocosos que las sostienen. Para este trabajo se colectaron muestras del guano depositado sobre las metabasitas presentes en la isla Los Monjes Sur del archipiélago de Los Monjes (2003) y en el Gran Roque (2005), la principal del archipiélago Los Roques. En ese último lugar el fosfato fue minado a comienzos del siglo XX para ser utilizado como fertilizante (AGUERREVERE & LÓPEZ 1938). Este es un trabajo en progreso como continuación del iniciado para las Tetras de María Guevara, isla de Margarita (GRANDE *et al.* 2013), y tiene como objetivo caracterizar petrográficamente y por difracción de rayos X (DRX) los fosfatos de las islas venezolanas, para tratar de explicar sus mecanismos de formación.

En **Los Monjes Sur** el fosfato es de color blanco (Fig. 1) y se identifica por DRX como monetita [CaHPO₄], con algunas pocas muestras con cantidades menores de withlockita y vauxita.

El tipo de fosfato más conspicuo del **Gran Roque** es de color verde (Fig. 2) identificado por DRX como de la serie variscita-strengita [(Al,Fe³⁺)PO₄·2H₂O], pero mayormente en el extremo de variscita, mientras que el segundo fosfato mayoritario es la withlockita [(Ca₉(Mg,Fe²⁺)(PO₄)₆PO₃OH].

En **Los Monjes Sur** aflora un conjunto de metabasitas que va desde anfibolita actinolítico-epidótica a metabasalto foliado con la misma mineralogía. La reacción del guano con los silicatos es algo improbable, se postula, debido a las peculiaridades químicas de los fosfatos, que antes de la fosfatización la roca sufrió meteorización, con formación de caliches y costras ferruginoso-arcillosas, que serían mucho más fáciles de atacar por el ácido fosfórico del guano. La fosfatización fue favorecida en las zonas previamente meteorizadas de la roca, tanto a lo largo de los planos de foliación de las rocas como en fracturas y diaclasas, originándose una compleja red de vetillas fosfáticas que cortan las rocas en distintas direcciones (Figs. 2A-D). Dentro de estas zonas fosfatadas se halla fosfato amorfo, de color marronzusco, asociado a vetillas de fosfato microcristalino a esferulítico (Figs. 2E-L). Este fosfato sustituye a los cristales de actinolita alterados y oxidados de las anfibolitas (Fig. 2H) o forma zonas fosfatadas paralelas a la foliación de los metabasaltos (Figs. 2K,L). Dentro de estas zonas fosfatadas la monetita forma vetillas sinuosas de fosfato microcristalino a esferulítico (Figs. 2I-L). En las rocas meteorizadas expuestas al ataque directo del guano se generan zonas porosas revestidas internamente por microdrusas de fosfato (Figs. 2E-G). Es frecuente ver pequeños lentes o cristalitas de cuarzo asociados a las vetillas fosfáticas (Fig. 2I).

La isla **Gran Roque** está formada principalmente por un macizo de metagabro. El fosfato secundario fue analizado por difracción con rayos X y se pudo identificar un conjunto de fosfatos de la serie variscita-strengita, además de vauxita y apatito, asociados a cuarzo y restos de otros silicatos de la roca metabásica original. De este material fosfático se elaboraron dos secciones finas, cuya descripción petrográfica se da a continuación.

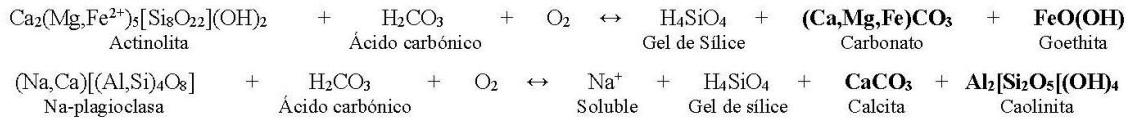
La sección LR-01 muestra un fosfato con numerosos poros abiertos, caracterizado por parches de fosfato amorfo y grandes zonas de fosfato esferulítico, cortado por vetas de cuarzo con hábito columnar, que a menudo se ramifican, envolviendo a los fosfatos esferulíticos y microcristalinos (Figs. 3A-C). Se llegan a formar esferulitas de cierto tamaño que exhiben cruces axiales bajo polarizadores cruzados (Fig. 3C). Este fosfato puede ser dahlita, pues tiene una birrefringencia baja, evidenciada por colores de interferencia que no pasan del rojo-naranja de 1^{er} orden (Fig. 3D).

La sección LR-02 es bastante diferente a la primera, aunque también está llena de oquedades y poros. En ella el fosfato es también microcristalino y esferulítico, pero alcanza colores de interferencia azules de 2^o orden, que evidencian una mayor birrefringencia (Fig. 3D). Este fosfato podría ser un miembro de la serie isomorfa strengita-variscita, formada por fosfatos hidratados de Fe³⁺ y Al. Otro fosfato que se observa en esta muestra tiene birrefringencia baja y podría ser un fosfato de Ca, del tipo dahlita, o incluso monetita.

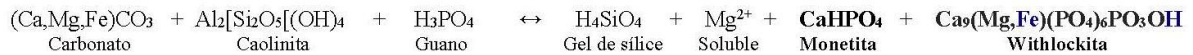
El clima en todas estas islas es bastante árido, pero la región donde se hallan las islas Los Monjes, aldeaña a la península de la Guajira, tiene un clima mucho más desértico que el del archipiélago de Los Roques o de la isla de Margarita. Esto podría explicar la presencia del fosfato monetita, prácticamente anhidro, en Los Monjes, y especies hidratadas en el Gran Roque. La presencia de vetillas de cuarzo, identificado petrográficamente, asociado al material fosfático se explica por la reacción de desilicificación de los silicatos, que al reaccionar con el ácido fosfórico generan ácido silícico, es decir, gel de sílice, que luego puede recrystalizar para formar cuarzo, como se muestra en

las siguientes reacciones químicas generalizadas, no balanceadas. La ausencia de fosfatos ricos en Mg o Fe, como newberryita [MgHPO₄.3H₂O] o strengita [Fe³⁺PO₄.2H₂O] en estos materiales fosfáticos, se puede explicar por un complejo proceso de meteorización química inicial, anterior a la fosfatización. La meteorización química, producida por el ácido carbónico meteórico podría poner algunos cationes y fijar el gran parte del Fe en forma de óxidos o hidróxidos, de acuerdo a sus propiedades químicas. De este modo el Ca y el Mg quedarían fijados como Mg-Fe-carbonato, el Al como un mineral de arcilla -caolinita como ejemplo genérico, pero pudiera ser otro de fórmula más compleja, y el Fe como goethita o limonita, en presencia de oxígeno del aire.

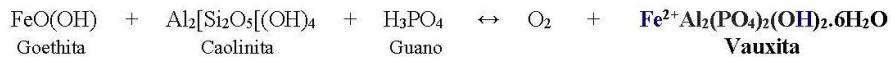
En las anfibolitas y metabasaltos de Los Monjes Sur, donde la actinolita y la albita son los silicatos más abundantes, la meteorización inicial pudo ocurrir como sigue:



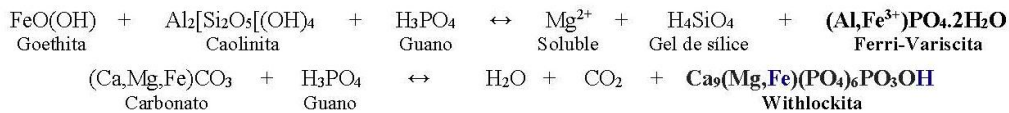
Estos productos de meteorización podrían formar en un clima tan árido como el de Los Monjes un caliche o costra carbonático-arcilloso-ferruginosa, que posteriormente reaccionaría con facilidad con el ácido fosfórico del guano para generar hidroxifosfatos cálcicos anhidros, pobres en Mg y Fe:



Sin embargo, para generar pequeñas cantidades de vauxita se requirió un ataque directo del ácido fosfórico sobre un material arcilloso-ferruginoso, en un ambiente algo reductor y con ausencia de calcio y magnesio:



En el metagabro del Gran Roque, a partir de la meteorización de un metagabro rico en anfíbol y plagioclasa también se pudo formar un caliche o costra carbonática similar, junto con goethita y caolinita, en condiciones un poco más hidratadas y oxidantes, donde se pudo generar ferri-variscita y algo de withlockita:



La formación de ferri-variscita y no de strengita [Fe³⁺PO₄.2H₂O] pudiera deberse a que parte del Fe pudo ser fijado en forma de óxido o hidróxido en la costra superficial de meteorización antes de la fosfatización de la roca. También cantidades menores de withlockita se podrían generar por la fosfatización directa de un carbonato impuro.

En las reacciones anteriores, la lixiviación del Mg²⁺, o un exceso de Ca, inhibiría la formación de fosfatos secundarios ricos en Mg, como newberryita [MgHPO₄.3H₂O]. El miembro extremo de la serie variscita-strengita, sin Fe³⁺, es de color blanco, pero es suficiente una pequeña proporción de Fe³⁺ en solución sólida para darle tonos verdosos al mineral aluminico natural. En cualquiera de estos casos se debe generar gel de sílice, que por deshidratación según: H₄SiO₄ ↔ SiO₂ + 2H₂O, pasaría a formar el cuarzo secundario asociado a estos materiales fosfáticos, pues la roca metabásica original carece de este mineral.



Fig. 1. A) Monetita blanquecina de Los Monjes Sur sustituyendo a anfibolita meteorizada. B) Variscita verde del Gran Roque, reemplazando al metagabro meteorizado. En ambos casos el frente de fosfatización avanza a través de las diaclasas y en las zonas meteorizadas de la roca máfica.

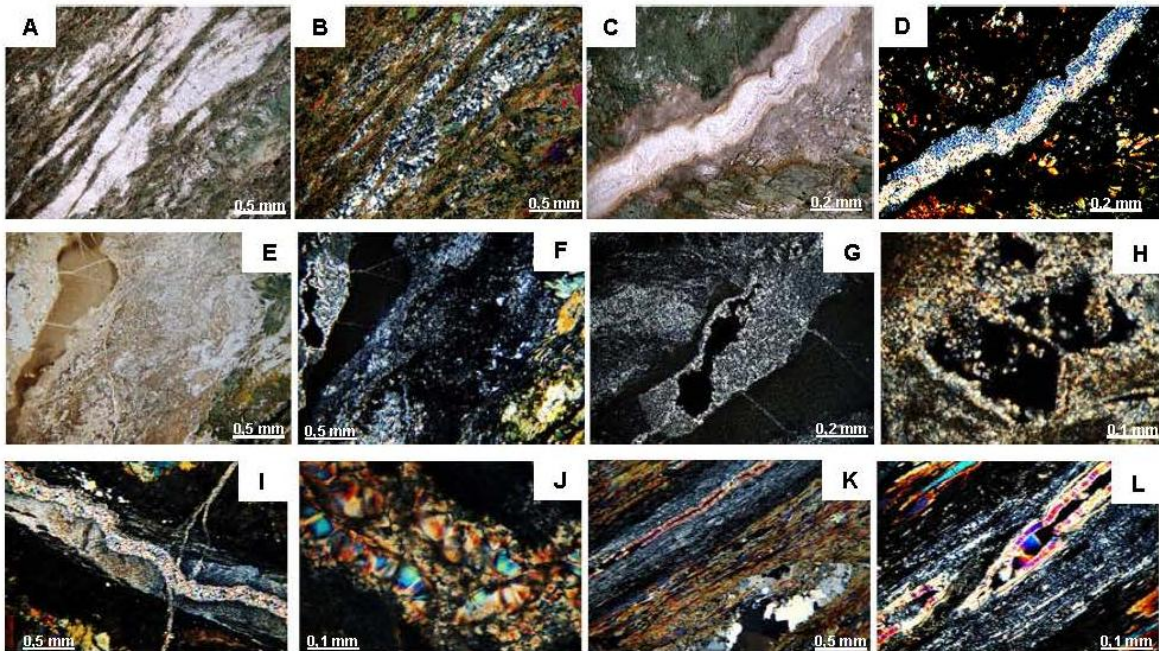


Figura 3. Fosfatos secundarios desarrollados sobre metabasitas, islas Los Monjes. M-04: (A) Sin polarizadores cruzados (SN). Vetillas ramificadas de monetita esferulítica en anfibolita. Nótese las finas bandas de óxidos de Fe presentes. (B) Misma anterior, NX. (C) SN. Detalle de una vetilla fosfática. (D) Misma anterior, NX. El fosfato amorfo es isotrópico, la parte superior de la vetilla es criptocristalina, la inferior, microcristalina a esferulítica. M-13: (E) SN. Zona fosfatada (izq.) en contacto con anfibolita (der.). (F) Misma anterior, NX. Monetita microcristalina y drusiforme. (G) Detalle de la anterior, drusa fosfática, SN. (H) NX. Cristal de actinolita meteorizado (en posición de extinción) alterando a fosfato microcristalino. M-15: (I) NX. Anfibolita con fractura rellena de fosfato amorfo, dentro de ella se ha formado una vetilla sinuosa de fosfato microcristalino. Nótese la birrefringencia moderada del fosfato monetita y el cuarzo asociado a la vetilla fosfática. (J) NX. Detalle de la anterior. Monetita esferulítica. M-18: (K) NX. Vetilla fosfática de monetita microcristalina y esferulítica (arriba) y lente de cuarzo con actinolita acicular-radiada (abajo) en metabasalto foliado. (L) Detalle de la anterior, NX. Se muestran estrangulamientos en la vetilla (pinch out) y zonas porosas drusiformes y una perfecta esferulita de monetita en el centro de la figura.

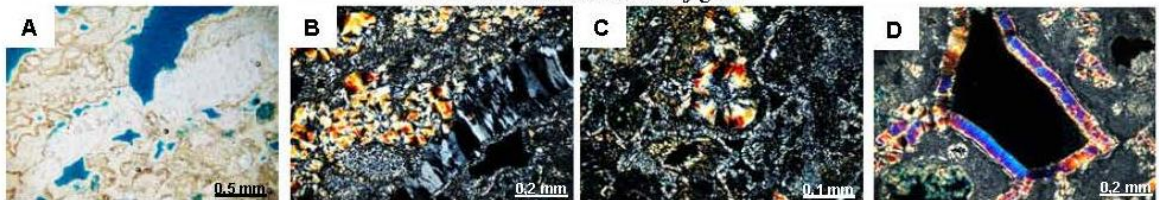


Figura 5. Fosfatos secundarios desarrollados sobre metabasitas de las isla Gran Roque. LR-1: (A) SN. Fosfato poroso, amorfo y esferulítico, cortado por una vetilla de cuarzo incoloro (los poros están teñidos de azul). (B) Detalle de la anterior, NX. Se observa el hábito esferulítico del fosfato y su birrefringencia baja con colores de 1er orden y el cuarzo columnar en la vetilla. (C) NX. Esferulita de variscita rodeado por delgadas cintas de fosfato microcristalino. LR-2: (D) NX. Poro revestido por fosfato fibroso y rosetas esferulíticas en fosfato microcristalino.

Referencias

- AGUERREVERE S. E. & LÓPEZ V. M. 1938. Geología de la isla Gran Roque y sus depósitos de fosfatos. *Boletín de Geología y Minas*, Caracas, 2(2-4): 151-180.
- GRANDE Sebastián, Walter MARESCH, D. MENDI, R. HURTADO, E. NAVARRO & F. URBANI. 2013. Los fosfatos de las tetas de María Guevara, isla de Margarita. *Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra*, UCV, Caracas, 45: 72-75 + 20 p. en carpeta 16 del DVD.
- URBANI F. 2005. Geología de la isla del Gran Roque, Parque Nacional Los Roques, Venezuela: Guía de excursión. *Geos* (UCV, Caracas), 37: 124 + 35 p. en CD.

PETROLOGÍA DE CUERPOS MÁFICOS INTRUSIVOS EN EL ESCUDO DE GUAYANA, VENEZUELA

(Petrology of intrusive mafic bodies in the Guiana Shield, Venezuela)

GRANDE Sebastián¹, IBAÑEZ MEJÍA Mauricio², URBANI Franco^{1,3}, GÓMEZ Ali^{1,3}, MENDI David¹, REÁTEGUI Walter^{1,3}, SZCZERBAN Eugenio⁴, TALUKDAR S., COLVÉE Pablo^{4*} & PEPPER Martin⁵

¹ Universidad Central de Venezuela, Departamento de Geología. ² Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology (MIT). ³ Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas.

⁴ CODESUR, Ministerio de Obras Públicas. ⁵ LaserChron Laboratory, University of Arizona.

Correo-e: sgrande52@gmail.com

En 2013 y 2014 se realizó un muestreo de cuerpos máficos intrusivos en el Escudo de Guayana, desde el río Guaníamo hasta el monte Roraima. En este trabajo se expone la petrografía de estos cuerpos, que se caracteriza por una amplia variedad mineralógica y textural, que comprende varios tipos de diabasa y algunos diques de basalto. Se seleccionó un conjunto de 29 para realizar el estudio petrográfico, que permitió clasificar y describir las diferentes litologías así como sus texturas y asociaciones minerales presentes. Otro conjunto de muestras fue enviado al MIT para su datación por el método U-Pb en baddeleyita (ZrO₂). Otras cinco secciones finas provienen de los trabajos de CODESUR en la zona del alto Ventuari-río Parú y San Juan de Manapiare (e.g.: TALUKDAR & COLVÉE 1974).

El objetivo de este trabajo es la caracterización de estos cuerpos máficos intrusivos en todas las provincias tectónicas del Escudo de Guayana, para luego establecer relaciones cronológicas con distintos eventos de magmatismo mafico intraplaca (Large Igneous Province) o de *rifting* continental que han afectado al Escudo en su evolución geológica.

Se colectaron muestras de seis grupos de cuerpos intrusivos, algunos se presentan aislados y otros como enjambres de diques subparalelos subverticales de espesores métricos a decamétricos y longitudes de hectométricas a decakilométricas, también ocurren en extensos mantos o *sills*, estos son:

Suite Avanavero: se extiende desde la parte norcentral del estado Amazonas hasta SE del estado Bolívar, consta de diques menores y diques y *sills* de gran extensión longitudinal y areal. Los cuerpos de la sierra de Lema y Piedra de la Virgen, constan de diabasa augítica algo anfibolitizada, de grano fino a medio, con poco o ningún ortopiroxeno. Los diques más grandes, como los diques de Kamoirán, Santa Elena y el manto de Nuria, constan de diabasas hipersténico-augíticas, sin o con escaso olivino serpentinizado. El ortopiroxeno es pigeonita invertida ofítica con texturas de exsolución muy bien desarrolladas en “espina de pescado” y en gotas “*blebs*” (Fig. 2A). Las diabasas poseen distintos grados de alteración del piroxeno a hornblenda y biotita, y de saussuritización de la plagioclasa, notándose que están mucho más alterados los diques del estado Amazonas.

Enjambre cuenca del río Ventuari mayormente diabasas augítico-hornbléndicas, con anfibolitización del clinopiroxeno y plagioclasa saussuritizada, algunas son algo porfídicas y con algunos fenocristales centimétricos de plagioclasa, rodeada por una matriz de diabasa ofítica, con algunos parches de mesostasis cuarzo-feldespática, otras desarrollaron poiquiloblastos de hornblenda englobando clinopiroxeno y plagioclasa (Fig. 2B).

Enjambres Guaníamo: Aquí se diferencian dos grupos por su rumbo, litología y textura. El de rumbo NW consta de diabasas augíticas con ortopiroxeno accesorio, donde el clinopiroxeno está levemente alterado a hornblenda y el ortopiroxeno es pigeonita invertida, con finas exsoluciones lamelares de clinopiroxeno (Fig. 2C). El de rumbo NE consta de diabasas augítico-olivínicas coroníticas, donde el olivino cumulativo aparece corroído y rodeado de una corona interna de ortopiroxeno incoloro y una externa, más delgada de anfíbol verdoso, seguida por una extensa simplectita vermicular de ortopiroxeno y anortita, que adquiere formas globulares que se adentran hacia la plagioclasa circundante (Figuras 2D,E); similares coronas se desarrollan alrededor de Ti-magnetita.

Enjambre Aro: es el más extenso de los estudiados, consta de diabasas augíticas con rumbo promedio N30W poco anfibolitizadas, algunas algo porfídicas, con fenocristales centimétricos de plagioclasa limpios, maclados según la ley periclino y parches de mesostasis granofírica (Fig. 2F).

Enjambre El Manteco: consta de diabasas augíticas y augítico-olivínicas de grano fino a medio, con olivino fresco o serpentinizado, con rumbo N15W a N-S, con clinopiroxeno y olivino ofíticos (Fig. 2G), y ocasionales basaltos hipocristalinos porfídicos, con matriz intersertal desvitrificada.

Diques paralelos a la Falla de Guri: por su rumbo N70E se diferencian de todos los anteriores. Incluyen diabasas augíticas de grano fino con escaso o nulo olivino serpentinizado, como los diques de Casa Verde (norte de Ciudad Piar) y de Sabaneta (oeste de Upata). El Dique Laguna (El Callao), es basalto porfídico olivínico, con numerosos pseudomorfos de olivino serpentinizado, alterados a su vez en los bordes a talco (Fig. 2H).

La **Familia I**, representada mayormente por diabasa augítica. Puede subdividirse en dos: La **Subfamilia I-A** consta de diques menores de diabasa augítica, incluyendo las diabasas de la **cuenca del río Ventuari**, el enjambre NW de **Guaniamo**, el enjambre **Aro** y las diabasas porfídicas de **El Manteco**. La **Subfamilia I-B** consta de los cuerpos más grandes, todos hipersténicos, con granulometría de media a pegmatítica, como los *sills* de Nuria y basal de Roraima (Fig. 2H) y los diques de Kamoirán y Santa Elena, correspondiente a la **Suite Avanavero**. Algunas edades de este grupo son las siguientes: 1.798±2 Ma por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar en un dique del enjambre de Guaniamo (ONSTOTT *et al.* 1984); por el método SIMS U-Pb en baddeleyita, 1.782±3 Ma en el *sill* Cotingo, 1.787±4 Ma en el *sill* Cipó, ambos en el estado de Roraima (SANTOS *et al.* 2003). Al sur de la frontera con el Brasil, REIS *et al.* (2013) obtuvieron edades U-Pb por el método ID-TIMS en baddeleyita de 1.795 ± 2 Ma y 1793 ± 2 Ma para los *sills* de Pedra Preta y Quarenta Ilhas, respectivamente. Esto permite asignarle una edad Paleoproterozoico tardío a la Suite Avanavero (entre 1.795-1.785 Ma), que indicaría también la edad mínima de sedimentación para el Supergrupo Roraima al cual intruyen. Dado este control geocronológico, en adición a los datos paleomagnéticos de BISPO-SANTOS *et al.* (2013), se puede inferir que la Suite Avanavero está relacionada a un evento magmático de gran volumen (*Large Igneous Province*) que afectó al Escudo de Guayana mientras que éste formaba parte del supercontinente Columbia.

La **Familia II** consta solo del enjambre **NE de Guaniamo** de diabasas coroníticas de grano fino a medio (Fig. 2C,D). Debido a sus texturas de posible origen metamórfico, diferentes a las demás familias estudiadas, es posible asumir que sea más antigua que la Suite Avanavero, probablemente del Paleoproterozoico temprano a medio, previo a la amalgamación del supercontinente Columbia. Alternativamente, es también posible que dichas texturas tengan un origen ígneo. TURNER & STÜWE (1992) en un trabajo, realizado en un gabro coronítico ofítico de Australia, muy similar al de este enjambre NE de Guaniamo, estudiaron la formación de coronas en ambientes de baja presión, sin desarrollo de fases de alta presión, como espinela y granate, por lo que es posible interpretar, que estas coronas se formaron a ≈ 3 km, generándose la corona interna de ortopiroxeno por reacción peritética entre el Mg-olivino y un líquido sobresaturado en sílice, en una etapa magmática tardía, según la reacción: $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2 \leftrightarrow 2\text{MgSiO}_3$, generándose luego por un proceso de difusión iónica *subsólido* post-magmático, la simplectita vermicular externa de ortopiroxeno y anortita. Si este fuese el caso, existe la posibilidad que este enjambre esté temporalmente asociado a las cercanas kimberlitas y lamprofiros de quebrada Grande, Guaniamo (CHANNER *et al.* 2001), cuya edad fue determinada por medio de isócronas de Rb-Sr en flogopita (KAMINSKY *et al.* 2004) como Neoproterozoico temprano.

La **Familia III** está representada por los **diques paralelos a la Falla de Guri**, de diabasa augítica y de basalto porfídico olivínico. Ésta posiblemente tendría una edad Mesozoica (entre Triásico Tardío a Jurásico Temprano, 205-195 Ma) y se relacionaría con la Gran Provincia Mágmatca del Atlántico Central –CAMP, formada por la disgregación de Pangea debido a la actividad de una pluma mantelar situada entre Gondwana y Laurasia.

La **Familia IV** comprende el enjambre **El Manteco** de diabasas augíticas y olivínicas no coroníticas, de grano fino, que igualmente se interpretan de edad mesozoica.

Referencias

- BISPO-SANTOS, F., D'AGRELLA-FILHO, M. S., TRINDADE, R. I. F., JANIKIAN, L., & REIS, N. J. (2013). Was there SAMBA in Columbia? Paleomagnetic evidence from 1790 Ma Avanavero mafic sills (northern Amazonian Craton). *Precambrian Research* 244
- CHANNER D. M. D., EGOROV A. & KAMINSKY F. 2001. Geology and structure of the Guaniamo diamondiferous kimberlite sheets, south-west Venezuela. *Rev. Brasileira de Geociencias*, 31 (4): 615-630.
- HACKLEY P., F. URBANI & C. GARRITY. 2005. *Geological shaded relief map of Venezuela 1:750000*. United States Geological Service Open File Report 2005-1038. <http://pubs.usgs.gov/of/2005/1038>.
- KAMINSKY, F. V., SABLUKOV, S. M., SABLUKOVA, L. I., & CHANNER, D. M. D. (2004). Neoproterozoic 'anomalous' kimberlites of Guaniamo, Venezuela: Mica kimberlites of 'isotopic transitional' type. *Lithos* 76(1-4): 565–590.
- ONSTOTT T. C., HARGRAVES R. B. & YORK D. 1984. Dating of Precambrian diabase dikes of Venezuela using paleomagnetic and ^{40}Ar - ^{39}Ar methods. *Anais II Symposium Amazonico, Manaus, Brazil, DNPMP*, 2: 513-518.
- REIS, N.J., TEIXEIRA, W., HAMILTON, M.A., BISPO-SANTOS, F., ALMEIDA, M.E., D'AGRELLA-FILHO, M.S., 2013. Avanavero Mafic Magmatism, a Late Paleoproterozoic LIP in the Guiana Shield, Amazonian Craton: U–Pb ID-TIMS baddeleyite, Geochemical and Paleomagnetic Evidence. *Lithos* 174: 175–195
- SANTOS J. O. S., POTTER P. E., REIS N. J., HARTMAN L. A., FLETCHER I. R. & MCNAUGHTON N. J. 2003. Age, Source and Regional Stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like Sequences in North South America, based on U-Pb Geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 115 (3): 331-348.
- TALUKDAR S. & COLVEE P. 1974. Geología y estratigrafía del área meseta El Viejo-cerro Danto, Territorio Federal Amazonas. *Bol. Soc. Venezolana Geol.* 9 (2): 21-41.
- TURNER S. & STÜWE K., 1992. Low-pressure corona textures between olivine and plagioclase in unmetamorphosed gabbros from Black Hill, Australia. *Min. Magazine* 56: 503-509.

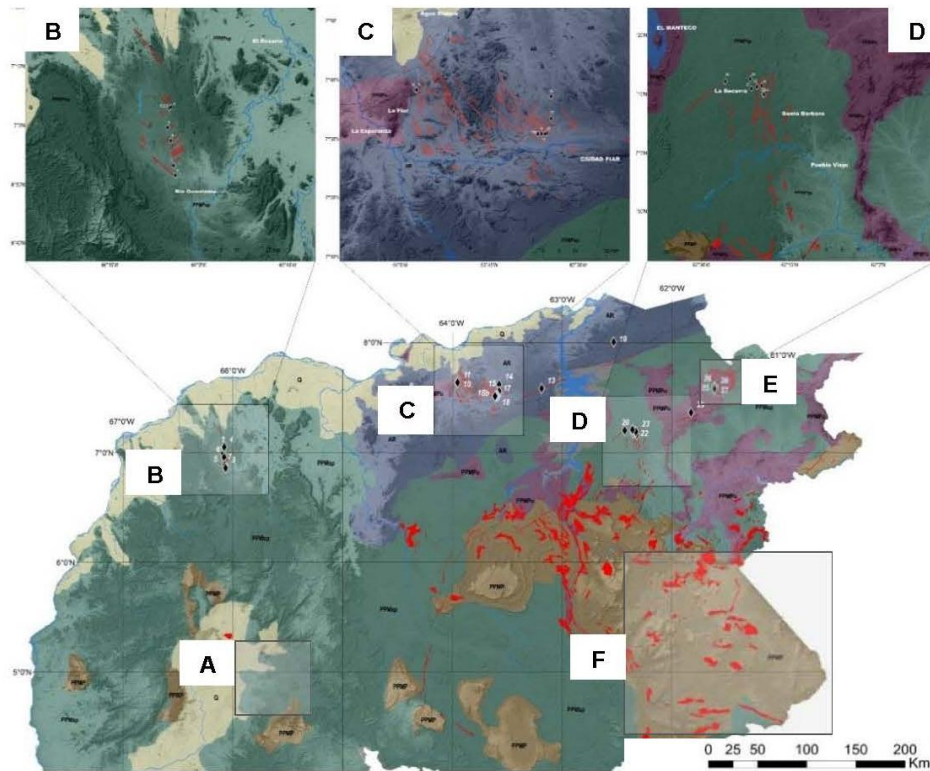


Fig. 1. Ubicación de las zonas de muestreo. Provincia de Cuchivero [A: Cuenca del río Ventuari. B: Guaniamo]. Provincia de Imataca [C: Río Aro]. Provincia de Pastora [D: El Manteco. E: Altiplanicie de Nuria]. Provincia de Roraima [F: Sierra de Lema, Gran Sabana y monte Roraima]. Mapa geológico base de HACKLEY et al. (2005).

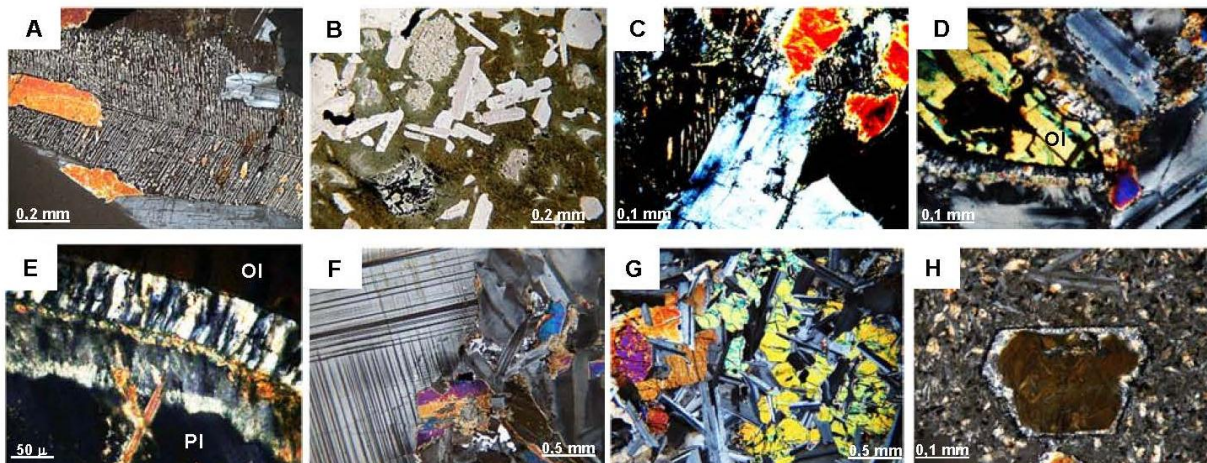


Fig. 2. A) Con polarizadores cruzados (NX). Sill en el Monte Roraima. Oikocrystal de ortopiroxeno - pigeonita invertida con textura "espina de pescado", con plagioclasa ofítica e inclusiones de clinopiroxeno. B) Sin polarizadores cruzados (SN). Dique cerca de San Juan de Manapiare. Diabasa hornbléndica. Hornblenda poiquilítica que engloba a augita relicta y listones de plagioclasa. C) NX. Enjambre NW río Guaniamo, Diabasa augítica anfibolitizada. Ortopiroxeno con finas lamelas de exsolución de clinopiroxeno. D) NX. Enjambre NE río Guaniamo. Olivino cumulativo, corona doble de ortopiroxeno y anfíbol, seguida por simplectita de ortopiroxeno y anortita en contacto con plagioclasa. E) NX. Otra vista de la anterior. Olivino con corona de ortopiroxeno y anfíbol y simplectita lobular hacia la plagioclasa. F) NX. Enjambre río Aro. Diabasa augítica porfídica. Fenocrystal de Plagioclasa en matriz de diabasa augítica, con parches de mesostasis cuarzo-feldespática y clinopiroxeno alterado en los bordes a hornblenda. G) NX. Enjambre El Manteco. Diabasa olivínica. Olivino y clinopiroxeno ofíticos. H) NX. Dique Laguna, El Callao. Basalto porfídico olivínico. Olivino serpentinizado con bordes alterados a talco.

**GEOLOGÍA DE LA REGIÓN TEREPAIMA - SARARE - SAN RAFAEL DE ONOTO,
ESTADOS PORTUGUESA, LARA, YARACUY Y COJEDES**
(Geology of the Terepaima – Sarare – San Rafael de Onoto region, Portuguesa, Lara,
Yaracuy and Cojedes states)

HERNÁNDEZ Rosbeidy & URBANI Franco

UCV, Fac. Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Lab. 330. Caracas & Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas. Correo-e: rosbeidy@gmail.com

El presente estudio presenta la integración de la cartografía geológica de la región comprendida entre los poblados de Terepaima, Sarare y San Rafael de Onoto entre los estados Lara, Yaracuy, Cojedes y Portuguesa. La finalidad es generar una base geológica actualizada con la cartografía geológica aunado a la información recopilada de trabajos previos y los aportes propios del trabajo, para obtener como resultado 16 mapas geológicos a escala 1:25.000 y un mapa general a escala 1:100.000; estos servirán de base para un estudio tectonoestratigráfico de orden regional.

La ubicación geográfica de la región de estudio es de interés, por encontrarse en la convergencia de la Cordillera de la Costa y los Andes de Mérida (Fig. 1), asociadas a dos provincias geomorfológicamente distintas, hacia el oeste de la región se encuentran las estribaciones noreste de los Andes de Mérida y hacia el este se encuentran las estribaciones suroccidentales de la Cordillera de la Costa; considerando de esta manera la evolución geológica que comprende unidades con edades paleozoicas hasta holocenas (Tabla 1) relacionadas directamente con la interacción de la placa Caribe con el borde norte de la placa Suramericana, la cual ha yuxtapuesto material genéticamente distinto, reacomodado y definido en el área de estudio como terrenos.

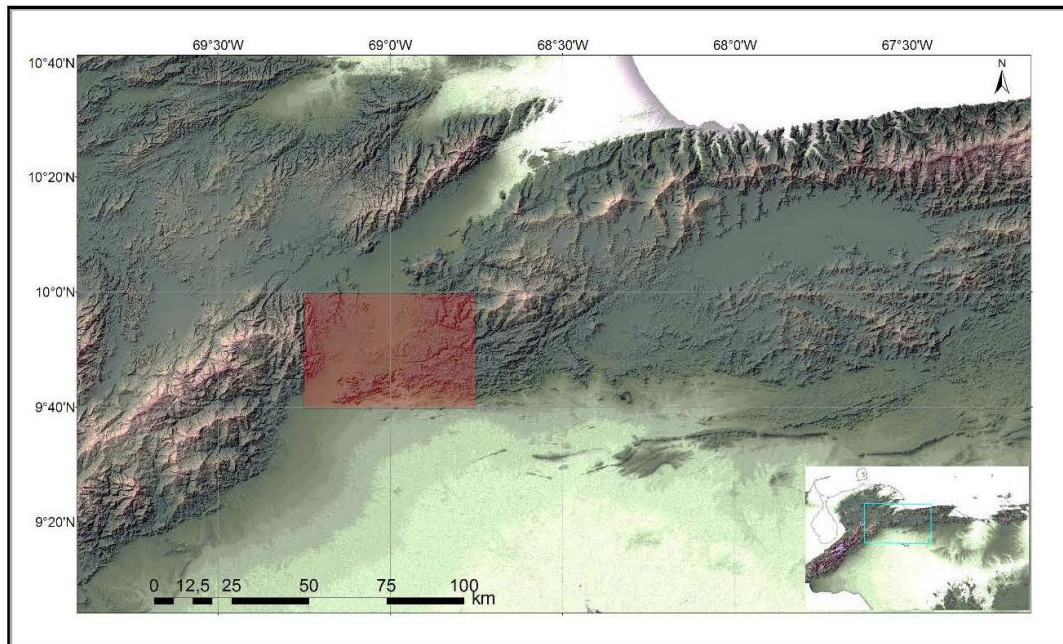


Figura 1. Ubicación del área de estudio determinada en el recuadro rojo.

Entre el Pérmico y el Jurásico durante la generación del proto-Caribe la secuencia sedimentaria depositada conformaría el protolito del Complejo Nirgua. En el Cretácico en cuencas oceánicas total o parcialmente anóxicas se depositarían los protolitos de los esquistos de Mamey, Aroa, Las Mercedes y Buena Vista. Así mismo en el Cretácico Temprano en un margen pasivo suramericano y en ambientes de plataforma poco profundas y con influencia de corrientes de turbidez se depositaría las formaciones Cojedes, Agua Blanca y Araure. Entre el Paleoceno y Eoceno el margen pasivo pasaría a ser un margen activo convergente por la interacción de ambas placas al norte de Suramérica, donde la placa Caribe va trasladando el arco de islas hacia el este, y consigo emplaza distintos terrenos que serán

apilados comenzando en la región norte del país con las napas de Lara, las cuales presentan afinidad al Terreno de Agua Blanca. La interacción entre las placas genera una cuenca ante país para inicios de Eoceno, donde las zonas expuestas por el adosamiento de los terrenos serán erosionadas y servirán como sedimentos para las secuencias Terciarias. En el Oligoceno y Mioceno el régimen tectónico en el norte del país cambia y la tectónica en el norte se ve afectada por otra actividad que produce el levantamiento de los Andes Venezolanos, plegando las unidades preexistentes.

La interacción de ambas placas al norte de sur América con su compleja imbricación permite distinguir unidades de características mineralógicas y genéticas diferentes, a su vez agrupados en los distintos terrenos, definidos en el área de estudio por el orden de emplazamiento desde el oeste hacia el este como los terrenos Agua Blanca, Los Cristales, Tacagua (Aroa), Nirgua y Caracas (Fig. 2). Los contactos entre dichos terrenos son tectónicos.

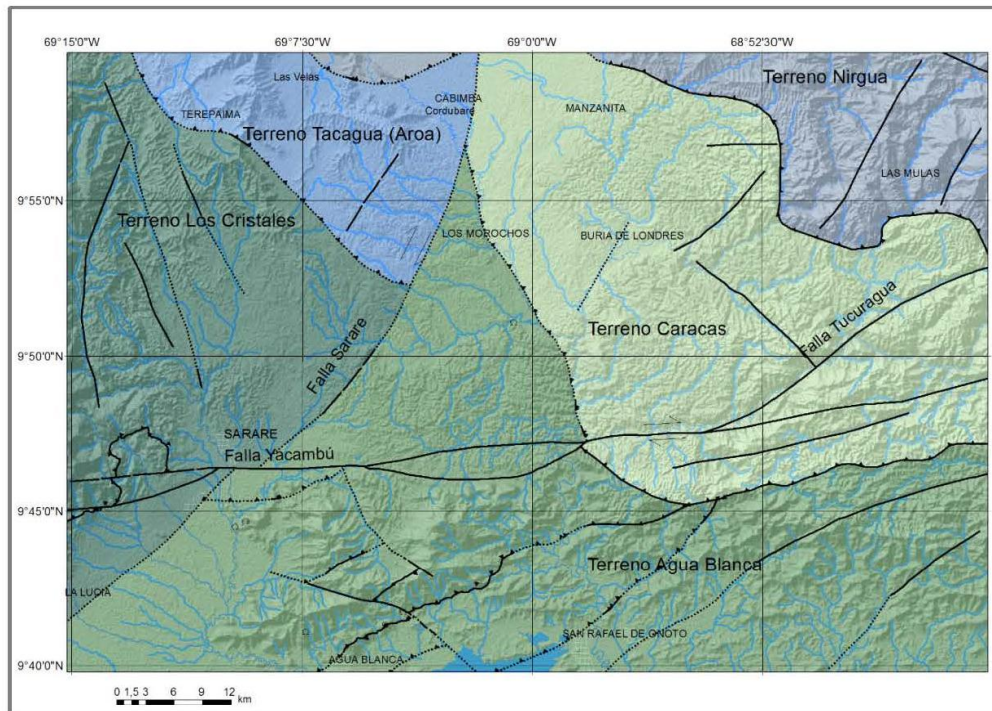


Figura 2. Configuración interpretada de los terrenos de la zona estudiada sin cobertura sedimentaria.

Las observaciones en el trabajo de campo y los análisis petrográficos, conllevaron a proponer una evaluación exhaustiva a futuro para el Esquisto de Mamey y el Complejo Nirgua, los cuales los autores previos los han descrito como unidades que presentan variaciones mineralógicas debido a una disminución drástica del material carbonático en algunas regiones del área de estudio, particularmente al este del paralelo de San Rafael de Onoto. Por lo tanto en este trabajo se propone dos unidades separadas tentativa e informalmente con respecto a las unidades *sensu stricto*. Una de ellas se define como Formación Cojedes II asociada al Terreno Agua Blanca, por su mayor afinidad con la Formación Cojedes, así como también dentro de la relación espacial en la región son colindantes entre sí, permitiendo definirla como una unidad litoestratigráfica. La segunda unidad informal se define como el Complejo Nirgua II asociada al Terreno Nirgua, la cual la marcada disminución del material carbonática observada con mayor claridad en el campo al norte de la zona de estudio.

Tabla 1. Unidades geológicas en la región de Terepaima – Sarare - San Rafael de Onoto.

Terreno	Unidad	Edad	Símbolo	Observaciones (*)
Cobertura Sedimentaria	Valle coluvio-aluvial	Holoceno	Q2B9	Sedimentos Cuaternarios
	Terraza aluvial	Pleistoceno superior	q4B10	
	Formación El Pegón	Plioceno	N2p	Gravas poco consolidadas, con lentes de arena amarilla
Agua Blanca	Formación Cojedes	Cretácico Temprano	K1c	Arenisca carbonática plegada, con bandas carbonáticas y siliciclasticas
	Formación Agua Blanca		K1ab	Caliza laminada, presencia de fósiles sin diferenciar.
	Formación Araure		K1a	Grauvaca feldespática
	Formación Cojedes II	Jurásico Tardío (Tithoniense)-Cretácico Temprano	J3K1c2	Caliza foliada, Grauvaca feldespática (metarenisca), filita cuarzo-plagioclásica-micácea. Filita.
Los Cristales	Esquisto de Buena Vista	Cretácico Temprano	K1bv	Grauvaca feldespática (metarenisca), filita cuarzo-plagioclásica-micácea.
	Esquisto de Mamey		K1m	-----
Caracas	Esquisto de Las Mercedes	Cretácico Tardío	K2m	Esquisto cuarzo-moscovítico-grafitoso con intercalaciones de mármol.
Tacagua (Aroa)	Esquisto de Aroa		K2a	Metarenisca cuarzo-plagioclásica levemente foliada.
Nirgua	Complejo Nirgua	Pérmico-Jurásico	PJn	Granofel plagioclásico-clorítico-moscovítico, cuarcita esquistosa, esquisto verde
	Complejo Nirgua II		PJn2	-----
Ultramáficas	Peridotita serpentizada de Cabimba	Jurásico-Cretácico Temprano	JKspcb	Esquisto talcoso, mármol actinolítico, cloritosita, granofel moscovítico-actinolítico.
	Esquisto Verde de Agua Viva		JKav	serpentinita
	Serpentinita		JKsp	

(*) Tipos litológicos estudiados petrográficamente en nuestro trabajo

ESTUDIO GEOLÓGICO-PETROGRÁFICO DE UNA REGIÓN UBICADA AL NORTE DE LA COSTA DANCO, PENÍNSULA ANTÁRTICA (Geologic and petrologic study of a region located in northern Danco Coast, Antarctic Peninsula)

HERNÁNDEZ Ana ^{1*} & GRANDE Sebastián ²

¹ Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas. Centro Oceanología y Estudios Antárticos*. Altos de Pipe, Miranda. *Actualmente suscrita al Centro de Ingeniería de Materiales y Nanotecnología. ² Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Departamento de Geología. Correos-e.: achemandez@ivic.gov.ve

La costa Danco está localizada al noroeste de la península Antártica y constituye un arco magnético de edad Mesozoico (FLEMING & THOMSON 1979). La amplia secuencia inicial de rocas volcánicas y diques asociados fue afectada posteriormente por intrusiones de cuerpos graníticos y gabroides (REX 1971; WEST 1974). Al norte de la costa Danco se encuentra punta Cierva (64°09'S and 60°57' W), una pequeña península de relieve pronunciado, dentro de la bahía Hughes, donde se ubica la estación científica argentina, Base Primavera (Fig. 1). Los estudios e investigaciones en la costa Danco (DI LENA 1959; CODIGNOTTO *et al.* 1974; SAUNDERS & TARNEY 1982, THOMSON & PANKHURST 1983, PARICA & REMESAL 2005; PARICA & REMESAL 2007) permiten describir en punta Cierva rocas del Grupo Volcánico Antarctic Peninsula (GVAP), cuya edad es de 130-117 Ma, y posteriores intrusiones de *stocks* graníticos asignados a la unidad conocida como "Formación Gerlache", con edad K-Ar de 110 Ma (PARICA 2007) y diques basálticos. El objetivo del presente trabajo es realizar el reconocimiento, clasificación y caracterización petrográfica de las rocas aflorantes en punta Cierva, para contribuir con los estudios geológicos de la costa Danco.

Un total de 28 muestras de roca fueron colectadas a lo largo de punta Cierva durante febrero de 2015 en el marco de la VIII Expedición Científica Venezolana a la Antártida (Fig. 1). Según sus características se seleccionó un conjunto de 10 muestras representativas, y con este material fueron elaboradas secciones finas para realizar el estudio petrográfico que permitió clasificar y describir las diferentes litologías, sus texturas y asociaciones minerales.

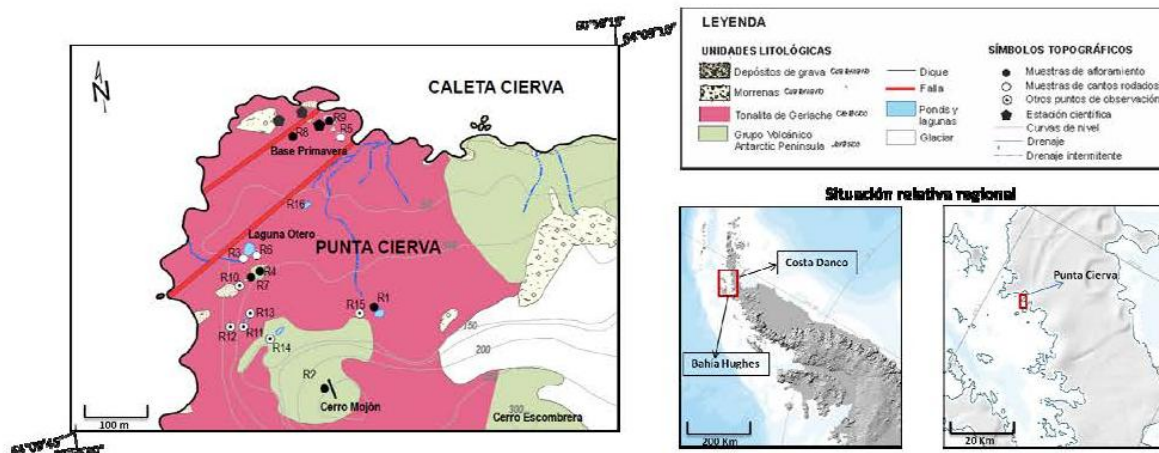


Fig. 1 Mapa geológico de la zona de estudio con los sitios de muestreo. Tomado y modificado de PARICA (2007).

Las mejores exposiciones se hallan en la zona costera cerca de la Base Primavera. Las rocas más antiguas corresponden al GVAP, constituido por lavas andesíticas y dacíticas, brechas y tobas. Las lavas varían de verde oscuro a gris oscuro, constan de fenocristales de plagioclasa y cuarzo, en una matriz parcialmente desvitrificada. La lava andesítica está formada por fenocristales de plagioclasa sericitizada y prehnitizada, biotita alterada a clorita y muscovita, y hornblenda corroída y alterada a epidoto y actinolita; la lava dacítica contiene numerosos pseudomorfo de cuarzo β con características bahías de resorción y vacuolas rellenas de vidrio desvitrificado, embebidos en una matriz vítrea (Fig. 3A). En algunas ocasiones se puede distinguir en las andesitas vetillas finas de epidoto cortadas a ángulo alto por otras vetillas similares. Las brechas andesíticas presentan tonalidades más claras, contienen fragmentos de plagioclasa, cuarzo volcánico, lava vítrea, lava dacítica, melanoandesita rica en hornblenda y biotita e incluso de una previa brecha andesítica (Fig. 3B). Las tobas ignimbriticas presentan laminación y se presentan en menor cantidad. Están constituidas por interstratificaciones de ceniza (grano grueso-zona no fluidal) y de ignimbrita (grano fino-zona fluidal), ambas desvitrificadas; en ésta última abunda la estilpnomelana acicular orientada subparalelamente (Figs. 3C-D), que está presente también en la zona fluidal, sin orientación y acompañada de

carbonato. La presencia de estilpnomelana en las tobas, la alteración de biotita a muscovita, la prehnitización de la plagioclasa, así como la alteración a epidoto y actinolita de la hornblenda sugieren que la secuencia volcánica pudo haber sufrido un metamorfismo de enterramiento, alcanzando una facies pre-esquistos verde.

El *stock* de tonalita de la "Formación Gerlache" es intrusivo en el GVAP y consiste texturalmente de dos facies: tonalita, hacia el sur; y granito granofirico, con abundantes xenolitos volcánicos, hacia el norte. La primera contiene hornblenda prismática hipidiomórfica, biotita cloritizada, plagioclasa sericitizada y zonada, feldespato potásico levemente peritítico y cuarzo xenomórfico (Figs. 3E, F). La roca granofirica contiene cristales de hornblenda y biotita muy alterados, plagioclasa zonada y muchos intercrecimientos micrográficos de cuarzo y feldespato alcalino (Fig. 3G). Esta litología contiene numerosos xenolitos decimétricos a métricos, con geometría bastante angular (Figs. 2A,B). Los xenolitos son de las rocas volcánicas encajantes: lavas dacítico-andesíticas, brechas andesíticas y tobas ignimbríticas (Fig. 2C).

En la costa norte se halló un canto rodado exótico, la anfibolita R5, litología muy diferente a las antes descritas. Exhibe cristales de hornblenda con hábito acicular-radiado en una matriz blanquecina de plagioclasa (posible hornfel hornbléndico), con inclusiones euhedrales de circón en el anfíbol. Podría tratarse de una roca máfica no expuesta en la zona, metamorfizada por contacto, ya que carece de foliación y presenta una textura granoblástica decusada (Fig. H). Se observó un dique basáltico de 1,2 m de espesor con rumbo N15W, intrusivo en la brecha andesítica (Fig. 2D).

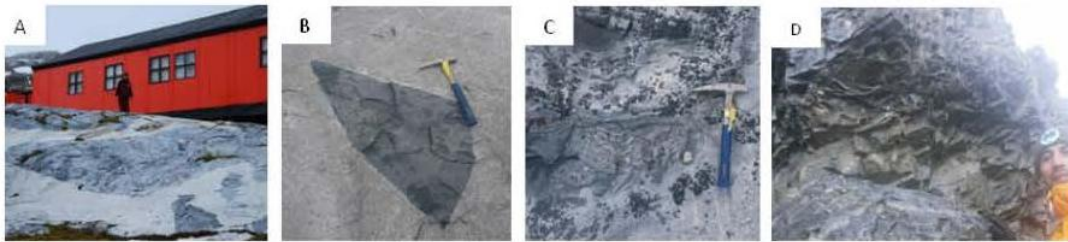


Fig. 2. (A) Intrusión granítica mostrando proceso de stoping con numerosos xenolitos angulares de rocas volcánicas. (B) Detalle de xenolito de la roca volcánica encajante, nótese su forma angular y la zona de reacción blanquecina compuesta por feldespato y cuarzo. (C) Xenolito de secuencia piroclástica: abajo, toba ignimbrítica laminada; arriba, brecha andesítica. (D) Dique basáltico métrico cortando la brecha andesítica.

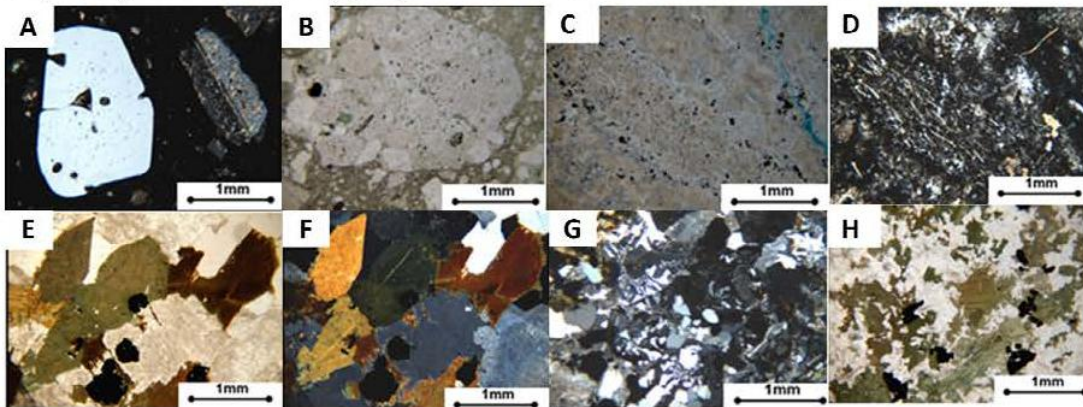


Fig. 3. Fotomicrografías. A) BP-R6, NX. Dacita. Pseudomorfo de cuarzo β mostrando bahías de resorción y vacuolas de vidrio, a la derecha plagioclasa maclada y sericitizada, en una matriz vítrea. B) BP-R3, SN. Brecha andesítica. En el centro se observa fragmento, una previa brecha andesítica desvitrificada, y fragmentos de cristales de plagioclasa y cuarzo, todos en matriz vítrea. C) BP-R9, NX. Toba laminada. Se observa una capa central (WNW-ESE), de aspecto fluidal y de grano más fino, de posible ignimbrita desvitrificada con abundante estilpnomelana subparalela, rodeada a ambos lados por toba de ceniza. (D) Misma anterior, NX E) BP-R1, sin polarizadores cruzados (SN). Tonalita. Hornblenda hipidiomórfica, biotita, plagioclasa sericitizada con algo de cuarzo, feldespato alcalino y magnetita. F) Misma anterior, (NX). Nótese la zonación en la plagioclasa, mostrando un borde albitico limpio y feldespato alcalino levemente peritítico. G) BP-R8, NX. Granito granofirico hornblendo-biotítico. Abundantes intercrecimientos micrográficos de cuarzo y feldespato alcalino. H) BP-R5, SN. Anfibolita con textura granoblástica decusada. Hornblenda acicular con bordes esqueléticos.

El área de estudio comprende dos unidades litológicas fundamentales: el **GVAP**, descrito por PANKHURST (1982), de edad Jurásico Tardío a Cretácico Temprano, que aflora en otras partes a lo largo de la península Antártica, compuesto por lavas dacítico-andesíticas, brechas andesíticas y tobas ignimbríticas laminadas, con diques máficos a intermedios, intrusivos en la secuencia volcánica. Esta secuencia posteriormente fue intrusionada por un *stock* de tonalita, con una facies marginal de granito granofírico -no reportado previamente-, que constituye la "Formación Gerlache", de edad Cretácico Medio, también descrita por PANKHURST (1982) -que en este trabajo se propone formalmente denominarla, más apropiadamente, como **Tonalita de Gerlache (TG)**. La roca granofírica pudiera ser una facies superior o tardía del plutón tonalítico, que incluyó asimilación y contaminación magmática por su roca caja volcánica, de la cual contiene numerosos xenolitos, debido a que su emplazamiento se debió a un proceso de *stoping*. Según MEHNERT (1968) y BARKER (1970) los intercrecimientos granofíricos son producto de una rápida cristalización en magmas graníticos ricos en volátiles. El alto contenido en volátiles de esta última fracción del magma se evidencia por la abundancia de minerales hidratados primarios y su alteración deutérica. La abundancia de xenolitos volcánicos es muy significativa en el área norte, donde aflora la roca granofírica, sin embargo no fue posible en el campo ubicar el contacto entre ambas facies del cuerpo intrusivo. Las rocas plutónicas, en comparación con otras áreas cercanas, abarcan la mayor proporción de los afloramientos en punta Cierva (Fig. 1). Ambas asociaciones ígneas, volcánica y plutónica, son calco-alcalinas, características de arcos volcánicos maduros.

La presencia de estilpnomelana en las rocas tobáceas, la prehnitización parcial de la plagioclasa y del vidrio, y las alteraciones de los minerales máficos en las lavas y brechas evidencian que las rocas volcánicas de esta región pudieron haber sufrido un metamorfismo de enterramiento de muy bajo grado -no evidente en el campo, pero sí en la petrografía- antes de ser intrusionadas por los granitoides, pues éstos no muestran metamorfismo alguno. Debido a la similitud mineralógica entre el plutón y la roca caja (ambas litologías intermedias a félsicas) no se observa metamorfismo de contacto en los xenolitos volcánicos, solo evidencias de cierta asimilación parcial en los más grandes, en forma de una zona de reacción centimétrica, blanquecina, rica en feldespato alcalino y cuarzo (Fig. 2B). Es posible determinar al menos tres fases de alteración hidrotermal: una epidotización, en varios episodios, que afectó a la secuencia volcánica; una deutérica, en las rocas plutónicas, con cloritización de minerales máficos y sericitización de la plagioclasa; y una final de inyección de vetas de calcita, asociada a la carbonatación de los constituyentes minerales formados durante la última fase de deformación de la zona.

La anfibolita granoblástica hallada es una litología nunca antes descrita en la zona, su textura y mineralogía parecen indicar que se trata de una roca de contacto máfica, sin embargo se desconoce la proveniencia de su protolito y su relación con los plutones tonalíticos presentes, incluso podría proceder de un xenolito de una roca más profunda acarreada tanto por la GVAP o la TG.

Referencias

- BARKER P. F. 1970. Plate tectonics of the Scotia Sea region, *Nature*, 228: 1293–1296
- CODIGNOTTO J. O., LLORENTE R. A., MENDÍA J. E., OLIVERO E. & SPIKERMANN J. P. 1977. Geología del Cabo Spring y de las Islas Leopardo, Pingüino y César. *Contrib. Instituto Antártico Argentino* 216. Buenos Aires.
- DI LENA J. P. 1959. Contribución al conocimiento geológico de Cabo Primavera-Costa de Danco, Península Antártica. *Instituto Antártico Argentino, Contribución N° 11*. Buenos Aires.
- FLEMINGE A. & THOMSON J. W. 1979. *British Antarctic Territory, Geol. Map 1:500,000*. Ser. BAS 500G, Sheet 2, ed. 1.
- MEHNERT K. R. 1968. *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*, Amsterdam. Elsevier, Amsterdam, 393 p.
- PANKHURST R. J. 1982. Rb-Sr Geochronology of Graham Land, Antarctica. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 139: 701-712.
- PARICA C. A. & REMESAL M. B. 2005. Geología del área de la Base Primavera-Refugio Cobbett, Bahía Hughes, Antártida. *Vº Simposio Argentino y Iº Internacional sobre Investigaciones Antárticas*. Edición electrónica. CD
- PARICA C. A. & REMESAL M. B. 2007. Geology of Danco Coast at Cierva Cove. Antarctica. *20th Colloquium on Latin American Earth Sciences*. Abstracts. Kiel: 89-90.
- SAUNDERS A. D. & TARNEY J. 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. *Geological Society London, Special Publication* 16: 59-76.
- THOMSON M. R. A. & PANKHURST R. J. 1983. Age of post-Gondwanian calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula region. In: OLIVER R. L., JAMES P. R. & JAGO J. B. eds. *Antarctic Earth Science*. Canberra: Australian Academy of Science; Cambridge: Cambridge University Press: 328–333
- REX D. C. 1972. K-Ar age Determinations on Volcanic and Associated Rocks from the Antarctic Peninsula and Dronning Maud Land. In: ADIE R. J. ed., *Antarctic Geology and Geophysics*. Univ. of Oslo. 133-136.
- WEST S. M. 1974. The Geology of the Danco Coast, Graham Land. *British Antarctic Survey Sci. Rep.*, 84.

La ejecución de este estudio se dio gracias al apoyo del Ministerio del Poder Popular para Educación Universitaria, Ciencia y Tecnología.

ANÁLISIS GEOMECÁNICO Y ESTABILIDAD DE LOS ESTRIBOS EN LA PRESA SOBRE EL RÍO CUIRA DEL SISTEMA TUY IV, EN EL SECTOR EL DINERO, MUNICIPIO ACEVEDO, ESTADO MIRANDA, VENEZUELA (Geomechanical analysis and abutments dam stability on the Cuira river of Tuy IV system, at the sector “El Dinero”, at the Acevedo municipality, Miranda state, Venezuela)

MANUEL Vicente

Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Geofísica y Minas. Departamento de Minas. Laboratorio de Mecánica de Rocas. : vicentemanuel21@gmail.com

Para la elaboración del proyecto de la presa sobre el río Cuira se llevó a cabo el estudio geomecánico de los estribos de la presa, para analizar el comportamiento y estabilidad del macizo rocoso antes, durante y después de su construcción y de esta manera proporcionar información inédita y actualizada de la zona. La metodología empleada para lograr los objetivos planteados se ejecutó en las siguientes etapas, estudios de campo, análisis de laboratorio y de elementos finitos con los cuales se obtuvieron los parámetros geomecánicos como la resistencia a la compresión simple y triaxial, tracción, cohesión y ángulo de fricción, generando a partir de estos últimos los criterios de resistencia a ser aplicados para la determinación de los posibles movimientos que surjan debido a la fuerza que actúan en la zona de presa, además se realizaron los análisis de estabilización de las laderas y distintas clasificaciones geomecánicas para caracterizar tanto la roca como el macizo rocoso. Se obtuvieron valores aceptables a la resistencia a la compresión y de estabilización en la roca, de igual manera se determinó que las deformaciones y los movimientos que puedan producirse en los estribos son despreciables con respecto al peso de la presa.

Se ensayó un total de 77 muestras recopiladas en la zona de estudio, donde se tomó en cuenta la longitud, profundidad del núcleo, características mineralógicas y discontinuidades las cuales se caracterizaron según las normas de cada tipo de ensayo realizado, compresión uniaxial y triaxial (ASTM D7012-10), ensayo de corte directo (ASTM 5607-08) y brasilero (ASTM D5731-08). También se llevó a cabo la recopilación de la data geológica estructural de los frentes de los taludes como medición de rumbos y buzamientos de las discontinuidades, clasificación de las familias, estado de fracturamiento, presencia de agua y de relleno en las discontinuidades, al igual que su longitud, así mismo se dividieron los estribos con respecto al norte en vista a aguas abajo, en estribo izquierdo y estribo derecho (SUAREZ, 1989), para una mejor distribución y ordenamiento en la búsqueda de datos, además analizar todas aquellas discontinuidades que pudieran afectar los frentes de los taludes tanto cinemática como mecánica y su respectiva caracterización geomecánica mediante las distintas clasificaciones RMR (Bieniawski, 1989), SMR (Romana, 2012), GSI (HOEK *et al.*, 1980), y DMR (Romana, 2003). Se analizaron los distintos esfuerzos por medio del estudio de elementos finitos, tanto laterales como verticales del macizo rocoso así como también el movimiento relativo que este pudiera sufrir ya sea horizontal o vertical, con el macizo intacto y con la colocación de la presa, de igual manera las líneas de esfuerzos, su dirección de aplicación y su deformación.

Los resultados obtenidos a través de los ensayos de permeabilidad y absorción indican que la roca del área es impermeable y no posee la posibilidad de absorber agua. En las petrografías realizadas se observa una roca metaigneá, con minerales característicos como la serpentina, el crisotilo, la prehnita y la actinolita, clasificándola dentro las facies metamórfica de prehnita-pumpellita y esquistos verdes, asociándolas a un metamorfismo de bajo grado coincidiendo con URBANI *et al.* (1991).

Los valores de cohesión y fricción obtenidos por medio del ensayo de corte directo utilizando el criterio de Mohr-Coulomb fueron de 2 MPa y 34° para el estribo derecho, y 4 MPa y 32° para el izquierdo, indicando una alta resistencia de la roca al corte. Podemos asociar este resultado con la rugosidad de la roca la cual se obtuvo por medio del JRC (BARTON *et al.*, 1977), los cuales fueron de 14 y 15 para el estribo derecho e izquierdo respectivamente. Esto indica que es muy poco probable que puedan ceder los bloques de roca en los frentes de los taludes por los valores de cohesión obtenidos. Los valores promedio de resistencia a la compresión uniaxial y triaxial fueron de 50 MPa y 80 MPa para el estribo izquierdo y 66 MPa y 120 MPa para el derecho respectivamente clasificando la roca como R4 (Roca dura) y R5 (Roca muy dura) (ISRM, 1979), las deformaciones fueron mayores en el estribo derecho, pero con una distribución muy dispersa, contrario a los obtenidos en el izquierdo que tuvieron mayor precisión en los resultados, mientras sus módulos elásticos al 50 % con valores promedios de entre 10 GPa y 9 GPa para el estribo izquierdo y derecho respectivamente (DEER *et al.*, 1966), con un comportamiento de roca basáltica para el estribo derecho y de esquistos de foliación gruesa para el izquierdo según (DEER *et al.*, 1966) (Figura 1). Los gráficos Esfuerzo vs Deformación nos demuestran las roturas violentas de la roca al momento de fracturar las cuales no

indican una roca de alta rigidez y un comportamiento cuasi-elástico. Así mismo se obtuvieron valores de tracción promedios de -7 MPa para el izquierdo y -13 MPa para el estribo derecho.

Por otra parte los análisis cinemáticos realizados en los taludes indicaron la existencia de discontinuidades inestables, sin embargo los análisis mecánicos mostraron la imposibilidad de que esto pueda ocurrir, obteniendo factores de seguridad por encima de 1 en la totalidad de los frentes, Según (BROCH, 1974), muchas rocas muestran una disminución significativa en su resistencia a medida que aumenta su contenido de humedad. Es más típico aun, que muchas rocas sufran pérdidas de resistencia de un 30 a un 100 % como resultado del deterioro químico del cemento o de la arcilla cementante. De acuerdo a (BRACE *et al.*, 1968), en el caso de los macizos rocosos fracturados, se puede suponer que en las discontinuidades las presiones de agua aumentarán y se disiparán más rápidamente que en los poros de los bloques de roca intacta. De esta manera se observó que el agua podría influir de manera perjudicial en las discontinuidades de los taludes logrando una caída de rocas, además se localizaron las principales familias de diaclasas para cada estribo donde se observó que no afectan la estabilidad de los mismos ni por rumbo ni por buzamiento (Figura 2 y Figura 3).

Mediante las distintas clasificaciones geomecánicas se logró caracterizar la calidad de la roca y describir la características del macizo, los valores para el estribo izquierdo de RMR, conseguidos fueron 69 (clase II) con calidad Buena, un GSI de 64 (macizo fracturado) y un DMR de 68, y para el estribo derecho, de RMR obtenido fue de 61 (clase III) con calidad Media, un GSI de 56 (macizo muy fracturado) y un DMR de 59. Indicando así que los macizos poseen una calidad apta para funcionar como fundación para la presa, sin embargo se ven afectados por la fracturación de los frentes. Las deformaciones y esfuerzos máximo obtenidos empleando el estudio de elementos finitos fueron 4 mm en vertical y 2 mm en horizontal, los cuales no representan mayor problema en el macizo inclusive sometidos a los esfuerzos que pueda ejercer presa con una altura de 120 m debido a la buena respuesta del mismo a esfuerzos compresivos (Figura 4).

Debido a la buena calidad de roca que posee el área donde se construirá la presa, se infiere que no debería de producirse deformaciones abruptas en los estribos más que los normales debido al peso de la presa, sin embargo el particular problema que posee es el fracturamiento que es en mayor grado y puede llegar a ocasionar grandes problemas. Por tal motivo es de vital importancia escavar hasta roca sana y realizar trabajos de sostenimientos temporales a lo largo de los taludes para evitar caídas de rocas durante los trabajos de excavación, y posteriormente utilizar como sostenimiento a largo plazo la fundación de la presa.

Bibliografía

- BARTON N. & CHOUBEY V. 1977. The shear strength of rock joints in theory and practice. *Springer-Verlag*, 1-54.
- BIENIAWSKI, Z. T. 1989. *Engineering Rock Mass Classifications*. New York: Wiley.
- BRACE, W. F., & MARTIN, R. J. 1968. A test of the law of effective stress for crystalline rocks of low. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, p. 415-426.
- BROCH, E. 1974. The influence of water on some rock properties. *Proc. 3rd ISRM Congress*, Denver. A: 33-38.
- DEER, D. U., & MILLER, R. P. 1966. Engineering classification and index properties. *Tech Report Air Force Weapons Lab*, 65-116.
- HOEK, E., & BROWN, E. T. 1980. Empirical strength criterion for rock masses. *Journal of Geotechnical Engineering*, 106:1013-1035.
- ISRM. 1979. Suggested methods for determining the uniaxial compressive strength and deformability of rock materials. *International Journal of Rock Mechanics*, 16.
- ROMANA, M. 2003. DMR (Dam Mass Rating). An adaptation of RMR geomechanics classification for use in dam foundation. *Inst. Cong. on Rock*. South Africa.
- ROMANA, M. 2012. Taludes escavados en roca. *2º Simposio Suramericano de Excavaciones en Rocas*. Costa Rica.
- SUAREZ, L. M. 1989. *Ingeniería de presas obras de toma, descarga y desviación*. Caracas, Venezuela: Ed. Vega.
- URBANI, F., CHIRINOS, A., & MARQUINA, M. 1991. Geología del área de Guatopo - El Guapo, Estados Miranda y Guárico. Parte 2: Formación Las Hermanas y Complejo de Apa. *Revista de la Facultad de Ingeniería*, 6(1), 5-52.

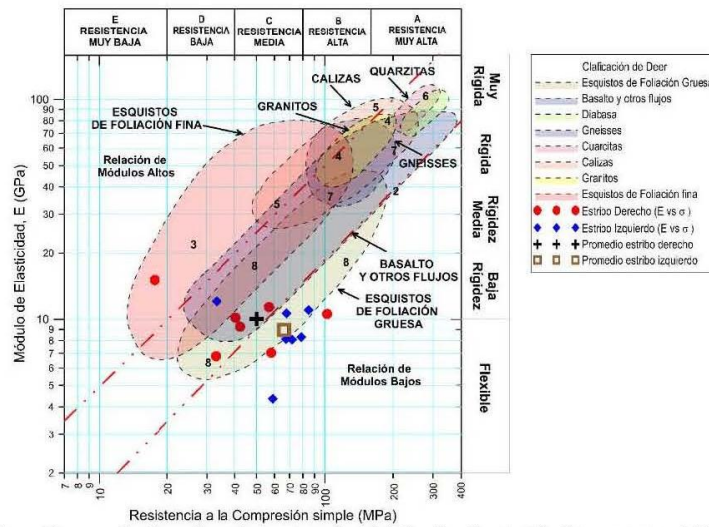


Figura 1. Clasificación según la relación entre el módulo de elasticidad tangente al 50% y la resistencia uniaxial

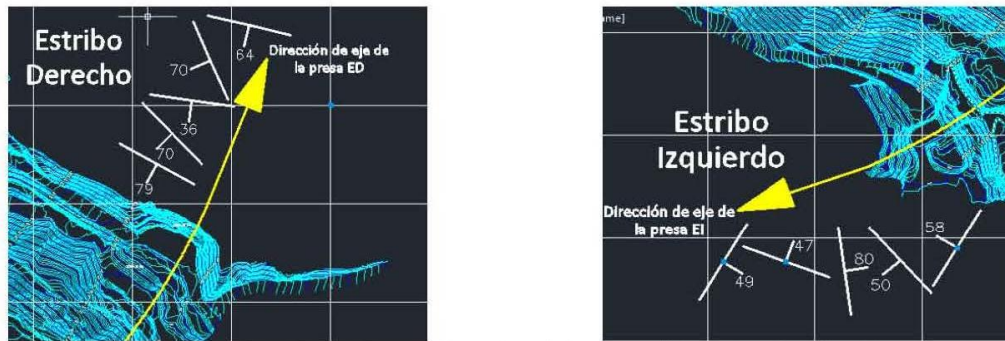


Figura 2. Izquierda: familias de diaclasas y dirección de la presa del estribo derecho. Derecha: familias de diaclasas y dirección de la presa del estribo izquierdo

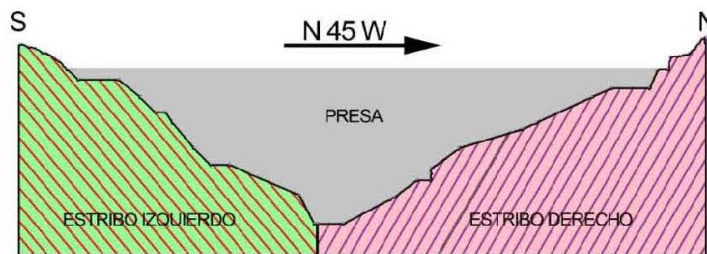


Figura 3. Perfil del eje de presa y representación de los buzamientos de las familias más vulnerables en los estribos (vista desde aguas arriba).

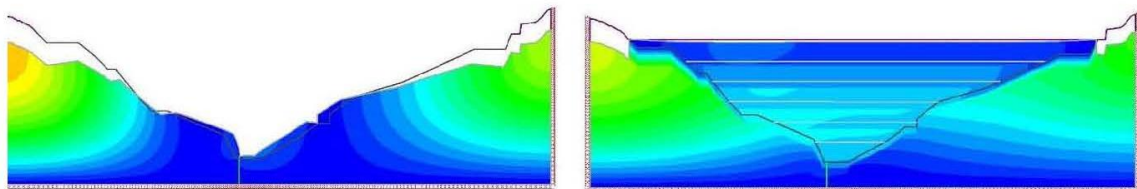


Figura 4. Izquierda: deformaciones en la etapa inicial. Derecha: deformaciones en la etapa final (con toda la presa fundada).

ACTUALIZACION DE LA CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE LA PENÍNSULA PARAGUANÁ, VENEZUELA

(Update geological mapping of Paraguaná península, Venezuela)

MENDI David ¹, URBANI Franco ^{1,2} & PARRONDO Samuel ²

¹UCV, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Lab. 330. Caracas Venezuela. E-mail: davidmendi@gmail.com

²FUNVISIS, Caracas Venezuela.

A partir de los trabajos de cartografía geológica en la península de Paraguaná (NO de Venezuela) de MENDI & RODRÍGUEZ (2005) y MENDI *et al.* (2013a, b) donde se recopiló, integró y actualizó la cartografía geológica existente, y se adaptaron las unidades ígneo-metamórficas a la clasificación de unidades litodémicas y unificó las unidades sedimentarias-geomorfológicas; se realiza la actualización de dichos mapas en un Sistema de Información Geográfico (SIG).

El objeto de este trabajo es presentar en un SIG de los mapas geológicos de la península de Paraguaná. Se realizaron 32 mapas a escala 1:25.000 de toda la península, 1 mapa a 1:12.500 de la Mesa de Cocodite” (MENDI *et al.*, 2013a, b) en el centro de la península.

Las unidades cartografiadas por MENDI & RODRÍGUEZ (2005), MENDI *et al.* (2013a, b) y este trabajo, se presentan a continuación:

Unidades sedimentarias

Cuaternario–Holoceno

Planicie de desborde

Qh1 Aluvión fluvial

Planicie litoral marina

Qh2 Dunas Qh3 Albúferas

Qh4 Marismas Qh5 Cordones–Playas (II)

Cuaternario–Pleistoceno

Planicie de explayamiento

Qp1 Explayamiento terminal

Piedemonte

Qp2 Abanico de explayamiento

Qp3 Rampa coluvial

Qp4 Rampa de explayamiento

Qp5 Rampa de expla. mod. disectada (III)

Planicie litoral marina

Qp6 Cordones–Playas (VI)

Qp7 Terraza (X)

Qp8 Terraza moderadamente disectada (X)

Qpea Conglomerado El Alto

Terciario

Formación Paraguaná (Plioceno Temprano)

Planicie litoral marina

Thp1 Arrecife (VI)

Bajos de ablación

Thp2 Sup. de ablación marina de calizas

Thp3a Relieve de cuesta de calizas (IV)

Thp3b Relieve de cuesta de calizas (VI)

Thp4a Bajos de ablación de calizas (IV)

Thp4b Bajos de ablación de calizas (VI)

Thp5 Bajos de ablación de margas

Thp6 Relieve de cuesta de calizas

Thp7 Relieve de cuesta de margas

Thp8 Rampa de denudación de margas

Thp9 Rampa de denudación de lutitas

Thp10 Rampa de den. de margas

Thp11 Rampa de denu. de lutitas

Altiplanicie

Thp12 Altiplanicie de calizas

Colinas

Thp13 Colinas de calizas

Thp14 Colinas bajas de calizas

Formación Cantaure (Mioceno Temprano)

Tmca Relieve de cuesta

Unidades ígneo-metamórficas

Unidades de litosfera oceánica. Cretácico

Ksa Basalto de Santa Ana

Ksa2 Basalto porfídico

Ksa1 Basalto afanítico

Ka Diabasa de Arajó

Kc Gabro de Capuana

Kc5 Gabro saunitizado

Kc4 Gabro pegmatítico gnéisico

Kc3 Gabro pegmatítico

Kc2 Leucogabro

Kc1 Gabro oliv. –pirox. de Siraba

Ker Ultramáficas de El Rodeo

Ker1 Dunita

Ker2 Ultramáficas con alteración

Unidades de corteza continental

Jurásico Tardío

Jpn Filita de Pueblo Nuevo

Jpnc Meta-psamitas

Pérmico

Pea Metagranodiorita de El Amparo

Pre-Pérmico?

Pre-PeM Metasedimentarias de Miralejos

(Nuevo)

Neoproterozoico

PtsM Gneis de Los Morales (Nuevo)

MENDI *et al.* (2013a, b) presentan las características y edades las *Unidades de corteza continental*, **Gneis de Los Morales** presentan un intervalo de edad entre 1.050-750 Ma, donde la mayor población se encuentra entre 950-900 Ma, la cual representa el máximo grado metamórfico. La **Metagranodiorita de El Amparo** (Pérmico 271,3±6,5 Ma en zircones). Los zircones detríticos de una metarenisca de la **Filita de Pueblo Nuevo** tienen un intervalo de edades entre 2.760-235 Ma (Arqueano-Triásico Tardío), y el metaconglomerado polimíctico los

zircones detríticos tienen un intervalo de edad entre 2.700-176 Ma, presentando el mayor pico de ocurrencia *ca.* 176 Ma (Jurásico Temprano), mientras que el resto de la población tienen edades Pérmico (278 Ma), Pensilvánico Temprano (320 Ma), Cámbrico Temprano (533 Ma), Neo-Mesoproterozoico (940-1.288 Ma), Paleoproterozoico y Arqueano.

La **Zona Máfica-Ultramáfica** (*Unidades de litosfera oceánica*) (MENDI, 2009) de Paraguaná está formada por un complejo ofiolítico que contiene desde rocas máficas (diabasa, basalto, gabroides) hasta rocas ultramáficas (harzburgita, dunita). Estas unidades pertenecen a una parte desmembrada de corteza oceánica-manto superior de edad Cretácico Temp (121 Ma en zircones, BAQUERO *et al.*, 2013), donde buena parte de ella está aflorando: basalto-diabasa (Sta. Ana-Arajó), cuerpos gabroides (Siraba-Capuana), peridotita serpentinizada (El Rodeo), incluyendo la cromitita de morfología podiforme (FRANCO & TORREALBA 1987). Esta unidad es un depósito hipotermal (EVANS, 1980) y según COX & SINGER (1986) la cromitita debió cristalizar a profundidades cercanas a 10 km aprox., lo que coincide con lo expuesto por MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972) quienes afirman que estas rocas se formaron a nivel del manto superior a partir de una harzburgita-lherzolita a 1.200°C y 10-20 kbar de presión.

Existen **diques porfídicos** que intrusionan a la Metagranodiorita de El Amparo y la Filita de Pueblo Nuevo, con zircones heredados que dan un intervalo entre 1.200-750, 279-236, 145 Ma, y los más jóvenes 58 Ma (Paleoceno) (MENDI *et al.*, 2013 a, b).

Las edades pérmicas obtenidas en el granitoide pueden estar relacionado al margen activo durante la formación de Pangea. La Filita de Pueblo Nuevo es de protolito sedimentario, presentando un amplio intervalo de edades determinadas en los zircones detríticos, evidenciando que el aporte de material fue de rocas de edades Meso-Neoproterozoico hasta el Jurásico (176 Ma), esta última edad reportada también en amonites (MACDONALD 1968), muy probablemente fue depositada en un margen pasivo (de la apertura de Pangea) con aporte pelítico-psamítico. Todas estas unidades debieron ser exhumadas en el Paleoceno-Eoceno por la tectónica transpresiva del Caribe, ocasionando actividad magmática la cual generó los diques porfídicos hornbléndicos que cortan a todas las unidades. Luego de los diversos procesos dinámicos expuestos anteriormente, en la Península se presentaron las condiciones favorables para la sedimentación de la Fm. Cantaure durante un período transgresivo ocurrido a principios del Mioceno, en un ambiente que puede abarcar desde la zona litoral hasta el límite entre la plataforma interna y externa (REY 1996). Durante el Plioceno Temp. se deposita la Fm. Paraguaná, REY (1996) indica que el ambiente que varía desde la zona litoral, con bahías asociadas, hasta la plataforma somera, observándose un incremento en profundidad subiendo en sección. En cuanto al Conglomerado El Alto, REY (1996) indica que el tipo de ambiente pudo haber sido de tipo playero de alta energía.

Referencias

- BAQUERO M., S. GRANDE, V. VALENCIA, F. URBANI & D. MENDI. 2013. *Petrografía y geocronología del magmatismo Eoceno temprano del basamento del Campo Gas Perla*. Nota Técnica, No. NTE-1677-2013, Intevep, p. 24 + Anexos.
- COX D. & SINGER D. 1986. Mineral deposit models. *U.S. geological Survey Bulletin*. (USA). 1693: 34-44.
- EVANS A. 1980. *An introduction to ore geology*. Londres: Blackwell scientific publications, 231 p.
- FRANCO A & TORREALBA N. 1987. Rocas ultramáficas de Paraguaná y mineralizaciones asociadas. MEM. 38 p.
- MACDONALD W. 1968. Estratigrafía, Estructuras y Metamorfismo de las Rocas del Jurásico Superior, Península de Paraguaná, Venezuela. *Bol. Geol.* (Caracas). 9(18):441-458.
- MARTÍN-BELLIZZIA C. & ITURRALDE DE AROZENA J. 1972. Complejo ultramáfico zonado de Tausabana-El Rodeo, gabro zonado de Siraba-Capuana y Complejo subvolcánico estratificado de Santa Ana. *Mem VI Conf. Geol. Caribe* (Porlamar):337-355.
- MENDI D. 2009. Recursos minerales en la Zona Máfica-Ultramáfica de Paraguaná, estado Falcón. *Geos* (Caracas) 38:25-28. + CD 24 p., carpeta 013.
- MENDI D., M. BAQUERO, E. PAIVA-OLIVEIRA, F. URBANI, J. PINTO, S. GRANDE & V. VALENCIA. 2013a. *Petrography and U-Pb zircon geochronology of igneous-metamorphic units in the Mesa de Cocodite, Paraguaná Peninsula, Venezuela*. AGU Meeting of the Americas, Abstract + Poster, Cancún, Mexico.
- MENDI D., M. BAQUERO, E. PAIVA-OLIVEIRA, F. URBANI, J. PINTO, S. GRANDE & V. VALENCIA. 2013b. *Petrografía y geocronología U-Pb en zircones de las unidades ígneo-metamórficas en la Mesa de Cocodite, Paraguaná Peninsula, Venezuela*. V Simposio Venezolano de las Geociencias de las Rocas Ígneas y Metamórficas, Noviembre 28, UCV, Caracas, Rev. Venezolana de Ciencias de la Tierra, 45: 99-102.
- MENDI D. & RODRÍGUEZ E. 2005. Integración geológica de la península de Paraguaná, estado Falcón. *Geos* (Caracas) 38:93-94. + CD 185 p., carpeta 43.
- REY O. 1996. Estratigrafía de la Península de Paraguaná, Venezuela. *Revista de la Facultad de Ingeniería, UCV.*, 11(1):35-45.

ESTUDIO PETROLÓGICO DE LAS UNIDADES PRECÁMBRICAS AFLORANTES EN LA ZONA COMPRENDIDA ENTRE LA QUEBRADA LA PORTUGUESA Y EL RÍO LA PEDREGOSA, MUNICIPIOS CAMPO ELÍAS Y LIBERTADOR, MÉRIDA-VENEZUELA (Petrographic study of the outcropping Precambrian unit at area between La Portuguesa stream and La Pedregosa river, Campo Elías and Libertador municipalities, Mérida-Venezuela)

MORENO Sol¹, GARCÍA Raúl², FERNÁNDEZ Enrique³

^{1,2,3}Universidad de Los Andes. Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería Geológica.
Correo-e.: soldjmoreno@gmail.com

La zona de estudio se encuentra ubicada en el Macizo de Los Conejos de la Sierra de La Culata, en un área de 45 km², cercana al cerro Las Iglesias, donde KÜNDIG (1938) definió por primera vez al Grupo Iglesias, caracterizando sus rocas más típicas como ortogneises biotíticos, gneises migmatíticos: aplíticos, augen gneises biotíticos, gneises biotítico-granatíferos y micaesquistos granatíferos. Mucho más tarde, en 1960, Bass y Shagam son los primeros en asignar el nombre de Sierra Nevada, a las "rocas más antiguas que se conocen en los Andes merideños", compuestas por gneises, esquistos y rocas graníticas. Posteriormente, SCHUBERT (1968) define al Grupo Iglesias en la región Barinitas-Santo Domingo, constituidas por gneis granatífero y biotíticos, esquistos biotítico granatífero y sillimanítico, gneis granítico, esquistos micáceo y cuarcita. Seguidamente, SHAGAM (1969) incluye las rocas del basamento en el Complejo Iglesias, debido a la presencia de abundantes rocas migmatíticas, asimismo designa la Facies Sierra Nevada, con 7Km de espesor y la caracteriza como: paragneises macizos de grano grueso y esquistos. KOVISARS en 1972, emplea el nombre Sierra Nevada, con rango de Formación, dividiéndola en miembro superior e inferior, en base a la presencia o ausencia de anfibolitas en la columna estratigráfica, división no aplicable a escala regional. Por su parte, GRAUCH (1975) señala extensas zonas de rocas metamórficas del grado de la anfibolita en las rocas que Shagam denominó como Facies Sierra Nevada y a la cual este autor le da también el rango de Formación Sierra Nevada, compuesta en un 90% de su volumen por gneises y esquistos de grano medio a grueso intercalados, en un 5% por esquistos estaurolíticos, el resto por anfibolitas y gneises anfibólicos, y otros tipos menores de rocas. BELLIZZIA & PIMENTEL (1994) incluyen a estas rocas en el Terreno Mérida, como una unidad litodémica y con el rango de Asociación Sierra Nevada. Recientemente, IZARRA (2013) mediante su análisis petrográfico de las unidades ígneo-metamórficas del flanco norte del Macizo de Los Conejos, determina que las rocas allí aflorantes de la Asociación Sierra Nevada corresponden a esquistos micáceos, gneises cuarzo-feldespató-biotíticos y ortogneises cuarzo-feldespató-biotítico-sillimaníticos. MAVO *et al.* (2013) a través del análisis petrográfico de las unidades metamórficas aflorantes en el flanco norte del Pico Bonpland, determinaron una serie de grupos litológicos: esquistos y gneises cuarzo-feldespató-micáceos y anfibolitas, pertenecientes también a la Asociación Sierra Nevada.

La historia anteriormente expuesta, muestra cómo ha evolucionado a través de los años, la designación de la actual Asociación Sierra Nevada como unidad litodémica, haciendo énfasis en los tipos litológicos definidos por cada autor, en diferentes lugares de Los Andes merideños, donde aflora la mencionada unidad. En el caso del presente estudio, también se determinaron los tipos de rocas pertenecientes a la Asociación Sierra Nevada que afloran en la zona, mediante un levantamiento geológico de superficie, con la recolección sistemática en campo de 55 muestras de mano y el posterior análisis petrográfico de 16 secciones finas. Las muestras fueron recolectadas a través del levantamiento de secciones pertenecientes a los principales ríos (La Pedregosa y Montalbán) y quebradas (La Portuguesa y Carvajal) de la zona, asimismo, fueron recolectadas muestras en otros puntos de interés. Por otra parte, la identificación de las distintas unidades geológicas y la definición de sus contactos, permitió determinar que las rocas de la Asociación Sierra Nevada (Precámbrico) ocupan un 55% del área total de estudio, y se encuentran en contacto discordante con rocas de la secuencia Cretácica, como lo son las Formaciones Río Negro y Apón (sin diferenciar) y la Formación Aguardiente (Cretáceo Inferior), también se encuentra en contacto por falla con la Formación Capacho (Cretáceo Medio), con la Formación La Quinta (Jurásico) y con la Formación Mucujún (Mioceno). Además, en la zona afloran unidades Paleozoicas, como la Formación Sabaneta (Carbonífero) y la Formación Palmarito (Con fauna Pérmica), ambas metamorfizadas en la Zona de los Esquistos Verdes y en contacto por falla con las formaciones antes mencionadas. Por último, se tiene un abanico fluvial de grandes dimensiones de edad Cuaternario. La presencia de estas unidades geológicas de distintas edades de la columna estratigráfica y su relación por contactos estructurales, pone en evidencia las características dinámicas y complejas de la tectónica y evolución de Los Andes venezolanos, que aún se encuentran en constante cambio por la influencia activa de la Falla de Boconó. Cabe destacar, que el área de estudio ha sido sometida a un régimen de esfuerzos compresivos,

determinado por la presencia de estructuras geológicas como un corrimiento de la Formación La Quinta sobre la Formación Capacho y fallas inversas acompañadas de cizallamiento, que han generado rocas altamente tectonizadas.

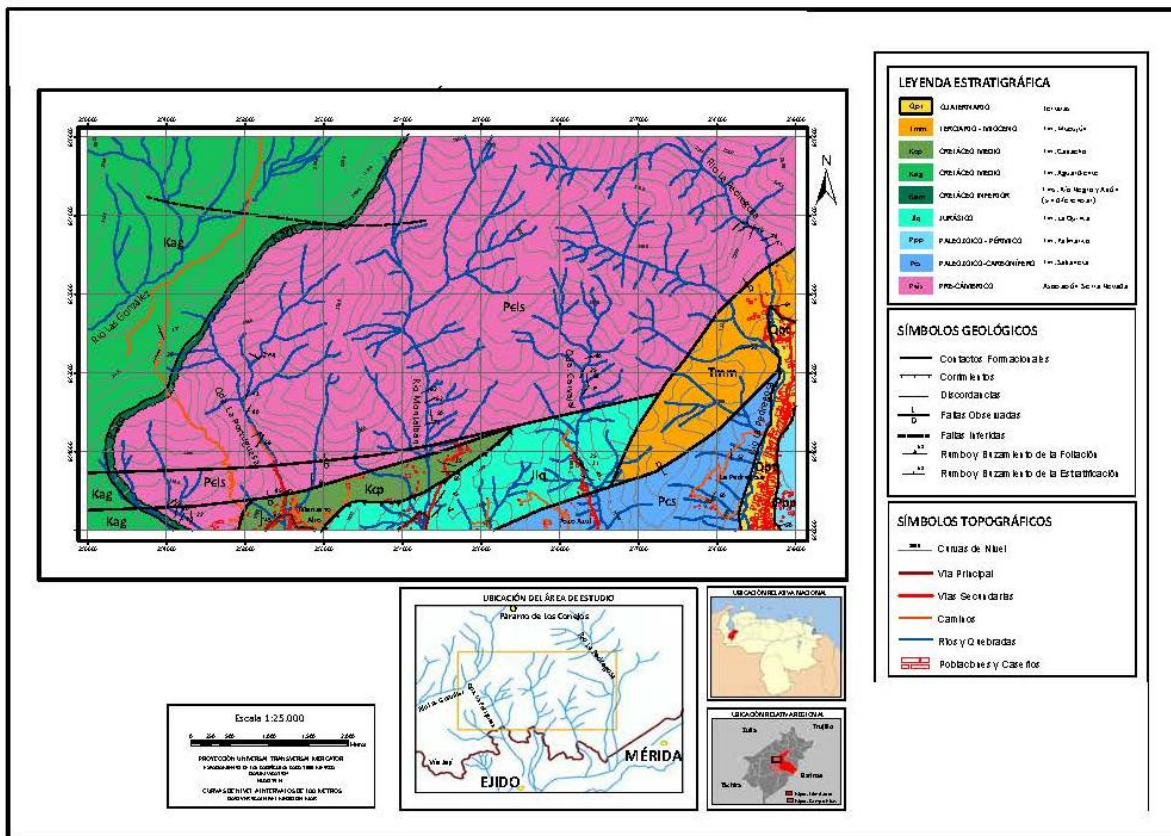


Figura 1. Mapa Geológico del área de estudio. El mapa en versión legible a escala 1:25.000 puede solicitarse a los autores.

La revisión de trabajos previos en adición a la información recabada en campo y a la fotointerpretación, permitieron generar un mapa geológico del área de estudio a escala 1:25.000 (Fig. 1). Otra fase del estudio, lo constituye el análisis petrográfico de las muestras en el laboratorio, el cual consistió en determinar la mineralogía modal, la fábrica, las texturas, las microestructuras, las deformaciones y las paragénesis minerales, para de esta manera realizar una descripción y clasificación petrográfica de las muestras, además de, conocer las facies metamórficas y relación presión/temperatura que alcanzaron las rocas pertenecientes a la Asociación Sierra Nevada en esta zona. Los nombres de las rocas fueron asignados según la clasificación sistemática de la Sub-Comisión de las Rocas Metamórficas (SCMR), determinándose algunos grupos litológicos, donde el tipo de rocas predominantes en la zona de estudio son los gneises y los esquistos. Asimismo, más del 55% de las muestras petrográficas analizadas son gneises, de los cuales se tienen varios tipos como: Gneises cuarzo-feldespáticos-micáceos y en menor proporción un Gneis anfibólico-plagioclásico-epidótico (Fig. 2.c). En el caso de los esquistos se tienen también distintas clases en base a la proporción mineral, como: Esquistos cuarzo-feldespáticos-micáceos, Esquisto cuarzo feldespático epidótico clorítico y Esquistos cuarzo-feldespático-micáceo-granatífero.

Las características petrográficas generales de estos gneises y esquistos analizados, corresponden a texturas predominantemente granolepidoblásticas (Fig. 2.b), con algunas bandas granoblásticas; la fábrica es en su mayoría es xenoblástica, dónde los cuarzos presentan bordes irregulares, algunos con bordes suturados, otros con una clara elongación y poligonización, evidenciando la acción de procesos de deformación, recuperación y recristalización metamórfica. En cuanto a los cristales de feldespatos, están constituidos principalmente por ortosa y oligoclasa, se presentan por lo general en pórfidoblastos (hasta de 6mm), xenomorfos, sigmoidales, prismáticos o redondeados, algunos con numerosas inclusiones, además, gran parte de estos feldespatos poseen alteración a sericita, lo que sugiere la existencia de procesos de retrogradación metamórfica. Por su parte, las micas son subhidiomorfas,

generalmente se encuentran alineadas aportándole esquistosidad a la roca, algunas bordean los porfidoblastos de feldespatos, otras presentan formas fusiformes (“Mica Fish”), o elongadas con colas largas, o formando estructuras del tipo “shearband boudins”, la presencia de estas microestructuras indican una clara influencia de la tectónica en la zona de estudio. Otras microestructuras significativas observadas en las secciones delgadas son las sombras de presión, sombras de deformación, venas minerales, arcos poligonales y esquistosidades internas en porfidoblastos, las cuales contribuyen al establecimiento del orden de los eventos de blástesis y deformación. Los minerales accesorios de estas rocas corresponden a circones, epidoto, clinozoisita, esfena, apatito, calcita, piritita, hematita y magnetita.

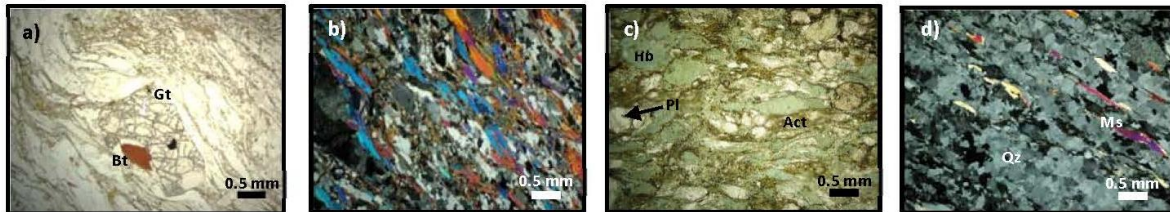


Fig. 2. a) Textura porfidoblástica, granate con inclusión de biotita. b) Textura granolepidoblástica en Esquisto cuarzo-feldespático-micáceo-granatífero. c) Gneis anfibólico-plagioclásico-epidótico d) Gneis cuarzo-feldespático-micáceo.

Respecto al establecimiento de las facies metamórficas, se empleó el criterio de clasificación planteado por WINKLER (1967) mediante la determinación de las asociaciones minerales, resultando que la mayoría de las rocas del área de estudio, se encuentran en la facies de los Esquistos Verdes, Sub-facies del Granate y Sub-facies de la Biotita del metamorfismo regional y sus protolitos corresponden a intercalaciones de rocas sedimentarias pelíticas e ígneas félsicas. Por otra parte, se tienen en mínima proporción rocas que pertenecen a la facies de la anfibolita-epidótica, provenientes de protolitos máficos. La aparente ausencia de la sillimanita en las rocas de esta zona quizás se deba a que la distribución de este mineral depende de la composición global de la roca y que ésta se restrinja a una o más unidades ricas en aluminio, tal como lo señala GRAUCH (1975), además el área de estudio se encuentra fuera del Dominio de la Sillimanita, definida también por dicho autor.

Aunque aún no está muy clara la historia metamórfica de la Asociación Sierra Nevada, es evidente que ha sufrido más de un evento metamórfico regional, de los cuales el metamorfismo Permo-Triásico fue el responsable del desarrollo de una secuencia progradada de formación de minerales característica, como lo indica GRAUCH (1975).

Bibliografía

- BASS, M., & SHAGAM, R. 1960. Edades Rb/Sr. de las Rocas Cristalinas de los andes merideños, Venezuela. *Memorias Tercer Congreso Geológico Venezolano*. Caracas, *Bol. De Geología*, tomo I. p. 377.
- BELLIZZIA, A., & PIMENTEL, N. 1994. Terreno Mérida: Un Cinturón Alóctono Herciniano en la Cordillera de Los Andes de Venezuela. *Memoria del V Simposio Bolivariano*; p. 271-290.
- GRAUCH, R. 1975. Geología de la Sierra Nevada al Sur de Mucuchíes, Andes Venezolanos: Una región metamórfica de Aluminio-silicatos. *Boletín de Geología* 12 (23). p. 339-442.
- IZARRA, Y., & VISCARRET, P. 2013. Geología de las unidades ígneo-metamórficas aflorantes en el flanco norte del Macizo Los Conejos, con énfasis en los cuerpos graníticos. Mérida-Venezuela. *Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra*, 45: 77-79.
- KOVISARS, L. 1972. Geología de la parte Norte-Central de Los Andes Venezolanos. *Memorias Cuarto Congreso Geológico Venezolano*. II: 817- 860.
- KÜNDIG, F. 1938. Las rocas pre-Cretáceas de Los Andes Centrales de Venezuela, con algunas observaciones sobre su tectónica. *Boletín de Geología y Minería* 2(2-4): 21-43.
- MAVO, G., PAYARES, N., & VISCARRET, P. 2013. Elementos petrológicos de las unidades metamórficas aflorantes en el Flanco Norte del Pico Bonpland, Estado Mérida. *Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra*, 45: 92-94.
- SCHUBERT, C. 1968. Geología de la región de Barinitas-Santo Domingo, Andes Venezolanos surorientales. Caracas: *Boletín de Geología* 9 (19): 182-261.
- SHAGAM, R. 1969. Geología de Los Andes merideños, Venezuela. Caracas: *Congreso Geológico Venezolano IV*. Resúmenes.
- WINKLER, H. 1967. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Second Edition. New York- Berlin: Springer- Verlag.

GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE LA FORMACIÓN MATATERE (REGIÓN CAÑO NEGRO), VENEZUELA (Geochemistry and geochronology of Matatere Formation (Caño Negro region), Venezuela)

NEVADO, Fernando^{1,2}; GALINDO, Carmen^{3,5}; GARCIA-ROMERO, Emilia^{4,5} & URBANI, Franco^{1,2}

¹Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. ²Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas. ³Universidad Complutense de Madrid, Departamento de Petrología y Geoquímica, ⁴Universidad Complutense de Madrid, Departamento de Cristalografía y Mineralogía. ⁵Instituto de Geociencias (IGEO) (UCM-CSIC); Correo-e: fernando.nevado@gmail.com

Aunque en los últimos años la zona septentrional de los estados Lara y Yaracuy ha sido ampliamente estudiada por el grupo FUNVISIS-UCV, aún no se cuenta con suficiente número de datos geocronológicos de los diferentes eventos que configuran la distribución de las unidades del sector, estableciéndose sólo una cronología relativa, por lo que se ha tratado de datar algunas rocas de las Napas de Lara y la Cordillera de la Costa para definir mejor el modelo planteado para esta zona. Es por ello que se planteó abordar, una geocronología restringida a unas pocas rocas de la Formación Matatere III, en la región de Caño Negro, el cual sería un dato importante que nos permitiría establecer la edad en la que estos cuerpos fueron emplazados en la franja noroccidental de Venezuela.

El uso de la sistemática Rb-Sr en la datación de rocas sedimentarias detríticas ha sido utilizado en muy diversos contextos. Con frecuencia el análisis Rb-Sr de rocas totales o fracciones gruesas (2-20 μm) proporcionan una buena correlación lineal, obteniendo isócronas Rb-Sr que han sido interpretadas por diversos autores como expresión de la edad de la fuente de los sedimentos (GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1974; EVANS, 1989; GRAHAM & ADAMS, 1990; EVANS, 1996). Por otro lado, la utilización de las fracciones $<2\mu\text{m}$ del grupo de la arcilla puede, ocasionalmente, poner de manifiesto el efecto de procesos térmicos sobreimpuestos a la sedimentación (metamorfismo, diagénesis) como consecuencia de la neoformación de minerales del grupo de la arcilla (GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1974; EVANS, 1986). La datación de la fracción $<2\mu\text{m}$ se debe a la presencia frecuente de illitas y otros minerales potásicos, esencialmente micas, heredadas, por lo que de existir neoformación mineral post-sedimentaria, ésta es la fracción más plausible para su posible datación. La utilización de ambas estrategias de análisis permite componer un escenario de la evolución de la cuenca.

Por otro lado los análisis isotópicos Rb-Sr, no solo se aplican a la determinación geocronológica, sino que permiten caracterizar los materiales a través de los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a la edad de formación de los sedimentos. Esta información se ve complementada por la sistemática del Nd (ϵNd y edades modelo), que permite determinar la naturaleza del protolito y la edad de incorporación del Nd a la corteza.

En vista de esto se realizaron campañas de campo en las que se recolectaron un total de 18 muestras de rocas de la Formación Matatere III en afloramientos ubicados en las quebradas Sanchón y El Bolo, en la región de Caño Negro, estado Lara, de las que fueron seleccionadas 6 muestras, para ser analizadas con las sistemáticas Rb-Sr y Sm-Nd, y tres análisis Rb-Sr en concentrados de illita ($<2\mu\text{m}$). Las medidas se realizaron en un Espectrómetro de Masas de Ionización Térmica (TIMS) IsotopX-Phoenix, en el CAI de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid.

Las concentraciones de Rb y Sr de las rocas totales se obtuvieron por Fluorescencia de rayos X en el CAI de Difracción de la UCM; en el caso de las illitas, las concentraciones de Rb y Sr, así como la composición isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, se determinaron por Dilución Isotópica mediante la utilización de un *spike* enriquecido en ^{85}Rb y ^{88}Sr . La preconcentración y separación de la fracción de Rb, Sr y Tierras Raras (REE) se realiza en columnas cromatográficas de intercambio catiónico.

Los análisis isotópicos de Sm-Nd se realizaron en dos de las muestras: una más pelítica (LA-237R3) y otra con una mayor impronta detrítica (LA-233R). Las concentraciones de Sm y Nd, así como las relaciones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se obtuvieron por Dilución Isotópica, adicionando a dichas muestras en el comienzo del proceso analítico un *spike mixto* $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$. La determinación de las edades modelo (TDM) se han determinado utilizando los valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$ consignados en Isoplot /Ex de LUDWIG (2000). Los errores analíticos referidos a 2σ son del 1% en la relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y 0.01% en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Los valores de los standards son: NBS-987= 0.710250 ± 0.000010 (n=5) y La Jolla= 0.511849 ± 0.000008 (n=6)

La proyección de los datos de rocas totales (Tabla 1) en un diagrama isócrona mediante el programa ISOPLOT de LUDWIG (2000), muestra una importante dispersión, proporcionando una edad de 107 ± 25 Ma y un valor muy alto de la MSWD = 68 (Fig. 1A), lo que indica falta de homogeneidad isotópica inicial. No obstante proporciona una edad claramente anterior a la edad de sedimentación. Si se eliminan los dos puntos más claramente discordantes (La-230B y La-237R3), se obtiene una edad errónea de 99 ± 14 Ma, con un valor de la MSWD=3.9 (Fig. 1B),

significativamente menor y próximo al de una isócrona s.s., lo que apunta a un evento de ajuste isotópico anterior a la edad de sedimentación (Eoceno inferior-medio). Con la fracción $<2\ \mu\text{m}$ de las muestras La-230A, La-233A y LA-237R3 (Tabla 2 y Fig. 1C), de nuevo se pone de manifiesto su inhomogeneidad. Con dos de ellas (excluida la La-230A) se puede construir una recta de regresión que proporciona una edad de $83.9\pm 4.2\ \text{Ma}$, coincidente dentro del error con la obtenida a partir de las rocas, claramente más antigua que la edad de sedimentación.

La información geoquímica proporcionada por ambas sistemáticas a la edad de sedimentación ($\approx 40\ \text{Ma}$), con valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{40}$ moderadamente bajos, entre 0.7069 y 0.7110, y ϵNd_{40} entre -2.3 y -6.6. Si bien es evidente que se trata de valores típicos de sedimentación procedentes de basamentos continentales, los valores más bajos (0.70769 y ϵNd -2.3) apuntan a una componente juvenil importante en la composición isotópica del Sr en el área fuente de los sedimentos.

Por otro lado las edades obtenidas en de roca total ($99\pm 14\ \text{Ma}$), y fracción $<2\ \mu\text{m}$ ($83.4\pm 4.2\ \text{Ma}$), sugieren que: 1) La fracción lutítica (illita predominante) y las rocas totales (que reflejan a su vez el componente illítico principalmente) no experimentaron re-ajustes isotópicos significativos durante o con posterioridad a la sedimentación, a pesar de la T alcanzada durante la diagénesis, por lo que excluimos que la Formación Matatere III de Caño Negro haya experimentado metamorfismo. 2) La coincidencia de las edades (80 a 100 Ma) con la de la colisión oblicua de la placa Caribe contra la placa suramericana y de la ofiolita de Siquisique (ca. 100 Ma) apuntan a un área fuente inicial ubicada en el cinturón colisional (Cretácico-Eoceno) y con presencia importante de rocas ígneas juveniles responsables de la composición poco radiogénica del Sr. La formación de la illita habría tenido lugar, según este modelo, en cuencas sinorogénicas donde se alcanzaría un reajuste isotópico (Ca 100 Ma); con posterioridad estas rocas serían erosionadas (canibalización) para re-sedimentarse como la Formación Matatere. Las edades de ca. 100 Ma se reconocen en el patrón de circones detríticos de la misma Formación (NOGUERA et al., 2011; URBANI, 2014) confirmando la existencia de un evento ígneo importante en torno de esa edad.

Por otro lado mediante los datos obtenidos por la sistemática Sm-Nd, se procedió al análisis de dos rocas (roca total), una con una mayor impronta arenítica (LA-233R) y otra con un carácter más lutítico (LA-237R3). Los datos de dicho estudio se reflejan en la Tabla 3. A partir de la información obtenida, se realizó el cálculo de la edad modelo (TDM, edad respecto al manto empobrecido o “depleted mantle”) y el valor de ϵNd para cada muestra, a la edad de sedimentación ($\approx 40\ \text{Ma}$). Ambas muestras presentan un margen de diferencia en estos valores, sin embargo, las edades modelos son claramente de edad mesoproterozoica (Grenvilliano), 1.06 y 1.2 Ga.

Las edades modelos TDM Nd, obtenidas son 1.06 y 1.20 Ga para las dos muestras, indican que el Nd tiene su origen último en un evento de acreción continental al final del Mesoproterozoico, coincidente con la orogénesis Grenville. También el trabajo realizado por NOGUERA et al., 2011 y URBANI, 2014 en circones en la Formación Matatere, señalan picos en 1200-800 Ma que coinciden las edades Grenville-Putumayo y señalan que el patrón de picos de edades de estos circones tienen gran parecido con las unidades del margen pasivo del norte de Venezuela. Estos terrenos fueron emplazados en el continente por el mismo evento que generó la cuenca de deposición de la Formación Matatere, siendo muy probable que estos sean parte del basamento de la cuenca, y principal fuente de aporte del Nd identificado en este trabajo.

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{40}$ bajos en comparación con sedimentos procedentes de basamento continental, señalan una componente juvenil en el área fuente del sedimento. El hecho de que las errócronas obtenidas (roca total y fracción $<2\ \mu\text{m}$), superiores a la edad de sedimentación de la Formación Matatere, señala que los componentes potásicos, principalmente la illita, no experimentaron re-ajuste isotópico durante la etapa de sedimentación, por lo que las edades obtenidas serían asociadas al área fuente de los sedimentos. La coincidencia de las edades Rb-Sr dentro del error, de 80 a 100 Ma, con las edades de la colisión de la placa Caribe con la placa Suramericana y de la ofiolita de Siquisique, apuntan a un área fuente inicial ubicada en el cinturón colisional y con presencia de rocas juveniles de baja composición radiogénica de Sr. Las edades modelos de Nd de 1.06 y 1.20, estarían asociando el origen del Nd al evento orogénico Grenville. La presencia de grupos de circones detríticos en la Formación Matatere con edades comprendidas entre los 1000 y 1500 Ma, son asociados a terrenos circundantes a la región de estudio que presentan edades de formación asociadas al orógeno Putumayo-Grenville. Estas unidades de edad Grenville ubicadas en la región septentrional de los estados Lara y Yaracuy, fueron emplazados en continente junto con las Napas de Lara, asociados a la subducción oblicua de la placa Caribe con la placa Sudamericana, por lo que serían parte del basamento de la cuenca en el momento de la deposición de la Formación Matatere siendo la principal fuente de aporte del Nd en origen a las rocas de la cuenca.

Bibliografía

EVANS, J.A. 1989. Short paper: a note on Rh-Sr whole-rock ages from cleaved mudrocks in the Welsh basin. *J. Geological Soc.* London, 146: 901-904.

- EVANS, J.A. 1996. Dating the transition of smectite to illite in Paleozoic mudrocks using the Rb-Sr whole-rock technique. *J. Geological Soc.* London, 153: 101-108.
- GEBAUER, D. & GRÜRUNENFELDEMER, M. 1974. Rh-Sr whole-rock dating of late diagenetic to anchizone metamorphism, Paleozoic sediments in southern France (Montagne Noire). *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 47: 113-130.
- GRAHAM J. & ADAMS, C. J. 1990. Rh-Sr and K–Ag geochronology of turbidites and metavolcanics at Red Rocks, Wellington, New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics*. New Zealand, 33,193-200.
- LUDWING, K. R., 2000. Isoplot/Ex: a Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication n° 1a.
- NOGUERA, M., J. E. WRIGHT, F. URBANI & J. PINDELL. 2011. U-Pb geochronology of detrital zircons from the Venezuelan passive margin: Implications for an Early Cretaceous Proto-Orinoco river system and proto-Caribbean ocean basin paleogeography. *Geological Acta*, 9(3-4): 265-272.
- URBANI F. 2014. Geología de la región septentrional de los estados Lara y Yaracuy. Edic. Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, Caracas, Venezuela. http://www.acading.org.ve/info/comunicacion/criterioopinion/sillon_XXVI/Urbani-2014-Norte-Lara-Yaracuy-v2.pdf

Tabla 1. Datos de relaciones isotópicas de roca total de las muestras analizadas

Muestras	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{40\text{Ma}}$
La-230A	67.2	93.6	0.7179	2.0776	0.709568	0.708388
La-230B	17.0	136.4	0.1246	0.3606	0.707617	0.707413
La-233A	56.9	153.8	0.3700	1.0704	0.708065	0.707457
La-233B	10.5	180.1	0.0583	0.1687	0.706924	0.706828
La-236	20.6	175.1	0.1176	0.3404	0.707061	0.706867
La-237R3	70.6	75.0	0.9413	2.7244	0.711093	0.709545

Tabla 2. Datos de relaciones isotópicas de la fracción <math>< 2 \mu\text{m}</math> de las muestras más pelíticas.

Muestras	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{40\text{Ma}}$
La-230A	66.906	86.301	0.7753	2.2437	0.710696	0.709422
La-233A	54.778	182.961	0.2994	0.8664	0.709304	0.708812
La-237R3	59.328	65.982	0.8992	2.6024	0.711375	0.709896

Tabla 3. Datos obtenidos por la sistemática para las rocas La-233B y La-237R3.

Muestra	Sm ppm	Nd ppm	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ga)	ϵNd_0	$\epsilon\text{Nd}(t)^1$	ϵNdTDM	T
La-233B	1.898	8.381	0.2265	0.1369	0.512522	1.06	-2.26	-1.96	5.87	40.00
La-237R3	3.144	15.994	0.1966	0.1188	0.512301	1.20	-6.57	-6.17	5.41	40.00

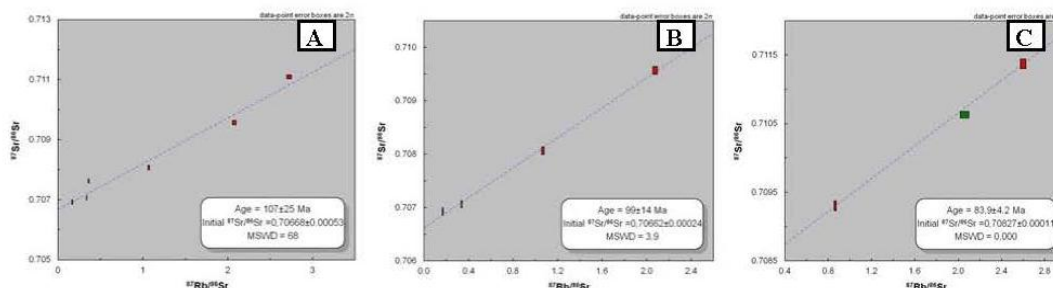


Fig. 1A, B y C. Rectas de regresión realizadas en roca total y en la fracción <math>< 2 \mu\text{m}</math>.

**CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE LA FORMACIÓN MATATERE EN LA
REGIÓN DE CAÑO NEGRO, ESTADO LARA, VENEZUELA**
**(Mineralogical characterization of Matatere Formation in Caño Negro region,
Lara state, Venezuela)**

NEVADO, Fernando^{1,2}; GALINDO, Carmen^{3,5}; GARCIA-ROMERO Emilia^{4,5} & URBANI, Franco^{1,2}

¹Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. ²Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas. ³Universidad Complutense de Madrid, Departamento de Petrología y Geoquímica. ⁴Universidad Complutense de Madrid, Departamento de Cristalografía y Mineralogía. ⁵Instituto de Geociencias (IGEO) (UCM-CSIC). Correo-e: fernando.nevado@gmail.com

En los últimos años se han realizado numerosos estudios en la región septentrional de los estados Lara y Yaracuy. Es a partir de trabajos efectuados en la zona que se han podido cartografiar y estudiar con más detalles las unidades geológicas que forman las conocidas Napas de Lara y la Cordillera de la Costa aflorantes en la región. Entre esas unidades se encuentra la Formación Matatere, la cual ha sido estudiada y cartografiada en detalle por el grupo de trabajo FUNVISIS-UCV, y reinterpretada por URBANI (2014). Sin embargo, todavía hay incógnitas alrededor de esta unidad en cuanto a los procesos de formación, nivel diagenético o metamórfico al que llegó y cómo fue su evolución tectónica a partir del emplazamiento de las Napas de Lara en continente, ya que presenta aspectos diferentes en las regiones donde aflora la unidad. Uno de estos casos se presenta en la región de Caño Negro, donde se observan rocas con características texturales muy diferentes a las observadas en la sección tipo, que estarían directamente relacionadas con la composición mineralógica de la roca.

En vista de esto se realizaron campañas de campo en las que se recolectaron un total de 18 muestras de rocas de la Formación Matatere III en afloramientos ubicados en las quebradas Sanchón y El Bolo, en la región de Caño Negro, estado Lara, de las que fueron seleccionadas 6 muestras, para ser procesadas y estudiadas con microscopía óptica, microscopía electrónica de barrido y en difracción de rayos X para, de esta manera, poder definir la relación mineral que existe en las rocas

Se realizó un estudio petrográfico como diagnóstico principal de los componentes de las rocas y la relación que existían entre ellos. Para la realización de esta etapa fue necesario el uso de microscopio de luz transmitida en primera instancia y microscopía electrónica de barrido (MEB) para corroborar los datos obtenidos con el microscopio óptico. Para la realización de la MEB se ha utilizado un equipo JEOL JSM-6330F (microscopio electrónico de emisión de campo). Se ha trabajado con 10 kV y una distancia focal de 15 mm y con SEL. La caracterización mineralógica de las muestras se realizó mediante difracción de rayos X (DRX) según el "método del polvo policristalino desorientado". Por su parte la fracción fina (<20 y <2 μm) fue caracterizada mediante la preparación de agregados orientados: secados al aire (AO), solvatados con etilenglicol (AO+EG) y con tratamiento térmico a 550°C durante dos horas (AO+TT). Para esta etapa las muestras fueron sometidas a molienda, cuarteo y separación de fracciones: una para la preparación de agregados orientados y otra pequeña fracción para el análisis mineralógico de roca total. Los análisis de difracción de rayos X se realizaron con un difractómetro Siemens D500 del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la UCM, empleando la radiación Cu K α y monocromador de grafito.

Se llevó a cabo el estudio petrográfico de láminas delgadas de todas las muestras seleccionadas excepto de la muestra La-237-R3, por presentar un tamaño de grano demasiado fino para el poder de resolución de la técnica. En cada muestra se identificaron los componentes mayoritarios, siendo en todos los casos cuarzo, plagioclasa, fragmentos de micas y fragmentos de rocas. La clasificación de las rocas (PETTIJON *et al.*, 1972) fue de grauvaca feldespática las muestras La-230A, La-233A y La-236; y grauvaca lítica las muestras La-230B y La-233R. Un alineamiento preferencial de los componentes del esqueleto y la matriz es un aspecto constante en todas las muestras. También es evidente un alineamiento de los minerales de la arcilla que componen los niveles lutíticos que se intercalaban con los niveles arenosos y coincidente con la estratificación de las muestras. Los granos de cuarzo presentan cemento sintaxial bien desarrollado, interdigitado con elementos de la matriz, compuesto por minerales de la arcilla de hábito fibroso y clorita. Los granos de plagioclasa se presentan muy alterados, siendo habitual observar granos disgregados y completamente cubiertos por minerales de la arcilla pertenecientes a la matriz, siendo en la mayoría de los casos, imposible identificar el tipo de plagioclasa presente. Los fragmentos de mica y roca se observan fracturados y disgregados en partículas <30 μm . Los cementos carbonáticos se encuentran reemplazando a los granos de cuarzo, a la matriz diagenética y las escasas plagioclasas presentes. La matriz diagenética es originada por transformación de los componentes de la roca y por neoformación de minerales.

En los difractogramas de polvo total se observa una clara similitud composicional con lo observado en la microscopía óptica: cuarzo, plagioclasa, calcita y filosilicatos. El estudio de los difractogramas de los agregados orientados de las fracciones de <2 y <20 μm permitió comprobar la presencia, en estas rocas, de esmectita, illita y clorita. La esmectita presenta reflexiones en su mayoría anchas y de poca intensidad, lo que indica que las proporciones de esmectita son bajas, la cual, además en las muestras La-230B, La-236 y La-237R3 aparece únicamente en las fracciones más finas (<2 μm), lo que corroboraría su origen neoformado. En la muestra La-233R no se identifica esmectita en ninguna de las dos fracciones. En las muestras sometidas a tratamiento térmico se pudieron observar reflexiones de poca intensidad alrededor de los 24 Å y 12 Å, las cuales corresponden a un interestratificado ordenado clorita/illita, $R=1$, como se ha podido corroborar por comparación con la simulación realizada con ayuda del software NEWMOD (REYNOLDS, 1985). Las reflexiones de la clorita presentan diferente intensidad, siendo las reflexiones impares (001) y (003) de menor intensidad que las pares (002) y (004). Sin embargo los difractogramas de las muestras tratadas térmicamente presentan una relación inversa con las de las muestras sin tratamiento, teniendo mayor intensidad el pico (002) en las muestras sin tratamiento pero desapareciendo cuando fueron sometidas a tratamiento térmico y produciéndose un efecto inverso en el pico (001).

Mediante el uso de microscopía electrónica de barrido pudimos observar las relaciones texturales de los granos del esqueleto con la matriz. El análisis elemental permitió su identificación. Se estudiaron dos muestras (La-233A y la La-236), debido a que eran las que presentaban mayor grado de cloritización según las observaciones previas realizadas con microscopio óptico. Los granos de cuarzo fueron identificados fácilmente, ya que era el principal constituyente del esqueleto de la roca. Sus tamaños varían entre 1 μm y 2 mm, con un tamaño promedio que no supera las 10 μm . Son muy redondeados, cementados por recrecimientos de cuarzo y con una porosidad intercrystalina prácticamente nula. Estos granos de cuarzo están directamente relacionados con cristales que componen la matriz, los cuales los rodean formando anillos alrededor de los mismos y, en algunos casos, interdigitados con el cemento sintaxial del cuarzo. Este es un aspecto que resalta en la muestras La-236, ya que el tamaño de los granos de cuarzo es mayor que en la muestra La-233A. Se lograron identificar cristales de feldespato en ambas muestras, a pesar de no ser muy abundantes y siempre en relación con la matriz. Debido a la poca abundancia y a la muy cercana relación con los componentes de la matriz, la técnica no permitió diferenciar el tipo de feldespato presente. Aparecen cristales de composición carbonática, los cuales presentaban dos morfologías principales, pequeños cristales prismáticos menores a 0,3 μm , creciendo sobre los granos de cuarzo y cristales euédricos de entre 10 y 20 μm , creciendo entre los granos de cuarzo y en fracturas. La matriz está compuesta por minerales de hábito laminar, compuestos por clorita, illita y esmectita, esta última aparece en menor cantidad que las dos primeras y siempre aparece con los bordes de las láminas principales rizadas y, en ocasiones, con textura “corn-flakes”. Los componentes de las muestras presentan, muy frecuentemente, una orientación preferencial, caracterizada por un bandeado en una dirección de los elementos laminares que componen la matriz alternándose con los granos de cuarzo.

La presión-solución es un efecto producido por la acción de la presión litostática sobre los puntos de contacto de los granos de un sedimento arenoso, aumentando la solubilidad en estos puntos, generando una disolución preferente de los granos en dichos contactos (SANDOVAL 2000). Como consecuencia de esta disolución, se aporta sílice a las aguas intersticiales llegando a saturarlas lo que genera su precipitación como crecimiento sintaxial en las zonas de menor presión, lo cual reduce la porosidad intersticial.

La compactación de los niveles lutíticos también aporta fluidos al medio cargados con sílice y cationes, producto de la transformación de minerales de la arcilla (fundamentalmente esmectita \rightarrow interestratificados illita-esmectita \rightarrow illita), según FÜCHTBAUER (1967) y BOLES & FRANK (1979).

La matriz está constituida por minerales de la arcilla (illita, clorita y esmectita, esta última en menor cantidad). La compactación deforma y fractura los fragmentos de roca y micas, que fueron disgregados en partículas y conforman la matriz circundante a los granos deformados y a los componentes deformantes pertenecientes al esqueleto. El aporte de fluidos procede de la compactación de las lutitas cargados en cationes y con valores de pH y Eh diferentes a las que existen en la roca, unidos a cambios en la temperatura y presión, creando un cambio en las condiciones del medio. Estos fluidos favorecieron la alteración de los componentes del esqueleto en la roca, principalmente los granos de plagioclasas y los fragmentos de mica y roca. Sin embargo los componentes del esqueleto que favorecen la formación de matriz por transformación y neoformación no representan más del 10% de la roca y debido a la cantidad de matriz, se asume que los procesos endógenos no son el único origen de la fracción $<30\mu\text{m}$. Probablemente una gran parte de la matriz tenga un origen detrítico y no solamente por procesos diagenéticos ocurridos en la cuenca.

Los cementos carbonáticos se presentan rellenando los poros y reemplazando a los granos de cuarzo. DAPPLES (1979) plantea que el reemplazamiento de cuarzo por calcita se atribuye a una relación inversa entre sus solubilidades con el cambio del pH ya que la calcita disminuye su solubilidad y el cuarzo es menos estable a medida

que disminuye el pH. Al igual que el cuarzo, la clorita es menos estable en ambientes básicos. Este aspecto indica que los cementos de calcita se desarrollaron en un medio básico en una etapa posterior a la generación de los cementos sintaxiales de cuarzo y clorita.

Las rocas de la Formación Matatere III que afloran en la zona de Caño Negro, están compuestas principalmente por cuarzo, plagioclasa, fragmentos de mica y fragmentos de roca volcánica, metamórfica y de chert. Las muestras presenta una orientación bien definida, tanto en los niveles arenosos como en los niveles lutíticos intercalados, generada por la compresión que sufrió este cuerpo al ser emplazado en continente debido a la interacción de la placa Caribe con la placa Sudamericana. Los cementos sintaxiales de cuarzo y plagioclasa pudieron ser formados por saturación de sílice en las aguas intersticiales provenientes de la compactación de las lutitas intercaladas. La matriz de las rocas presenta dos orígenes diferentes, una matriz menos abundante generada en la cuenca por procesos de alteración, y otra de procedencia detritica, la cual es más abundante en las muestras. La matriz está compuesta por illita, clorita y esmectita en menor cantidad. La disgregación de fragmentos de mica y fragmentos de rocas produjo las partículas de illita que conforman la matriz, la cual no llevo a recristalizar ni a transformarse, conservando su composición isotópica heredada. La clorita se formó en la cuenca a partir de la transformación de esmectitas en un estadio de la diagénesis coincidente con la generación del cemento sintaxial de cuarzo, debido a la interdigitación de cristales de esta composición con el recrecimiento de los granos de cuarzo.

Bibliografía

- BOLES, J. R. & FRANKS, S. G. 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Jour. Sedim. Petrol.* 49: 55-70.
- DAPPLES, E. C. 1979. *Diagenesis of sandstones* en Larsen & Chilingar edit. Development in Sedimentology.
- FÜCHTBAUER, H. 1974. *Sedimentary petrology. Part II: Sediments and sedimentary rocks*. Schweizerbart'sche Verlagbuchandlung, 464p.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R. 1973. *Sand and sandstones*. Springer-Verlag, New York-Heidelberg-Berlin; 618 p.
- REYNOLDS, R. C. J. 1985. NEWMOD: A computer program for the calculation of one-dimensional diffraction patterns of mixed-layer clays. R. C. Reynolds, 8 Brook Rd., Hanover, NH, USA.
- SANDOVAL M. 2000. *Diagénesis de Arenisca*. Caracas. Consejo de desarrollo científico y humanístico. UCV, 414 p.
- URBANI F. 2014. Geología de la región septentrional de los estados Lara y Yaracuy. Edic. Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, Caracas, Venezuela. http://www.acading.org.ve/info/comunicacion/criterioopinion/sillon_XXVI/Urbani-2014-Norte-Lara-Yaracuy-v2.pdf

**EVALUACIÓN GEOLÓGICA A ESCALA 1:5000 DE LAS ÁREAS DE RELLENO ARTIFICIAL, EN LAS COLINAS METAMÓRFICAS DEL SURESTE DE CARACAS
(Geological evaluation at a scale 1: 5000 of the artificial padding areas in the metamorphic hills of southeast Caracas)**

OSORIO Ileana, SINGER André & OROPEZA Javier

Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas. Correo-e: iosorio@funvisis.gob.ve

En el marco del proyecto de Microzonificación Sísmica de Caracas, se realiza la evaluación geológica de los rellenos artificiales en las colinas urbanizadas del sureste de la ciudad, ubicadas entre las coordenadas UTM E 728.000 – 740.000 y N 1.155.000 – 1.161.000, por considerarlo un insumo necesario para la caracterización de las condiciones geológicas y geotécnicas del terreno, con fines de planificación en aspectos de microzonificación sísmica y prevención de riesgos.

La carencia llamativa de información documentada de naturaleza geológica sobre este tema de investigación, es un reflejo del desarrollo todavía embrionario de la geología urbana en el país. Éste hecho es particularmente grave en las ciudades caracterizadas por presiones excesivas de desarrollo inmobiliario sobre los suelos urbanos; este mismo hecho incide en la vulnerabilidad creciente de los espacios periurbanos construidos en colinas mediante modificaciones de gran envergadura de la topografía original, que ocultan la existencia de vicios de subsuelo relacionados con materiales de calidad defectuosa utilizados como terrenos de fundación (quebradas rellenadas artificialmente, botes no confinados en laderas, etc.).

La evaluación geológica de las áreas de relleno artificial en las colinas del sureste de Caracas, se fundamentó principalmente en la evaluación cartográfica detallada de las modificaciones topográficas ejecutadas en dichas colinas desde el año 1936, en vista de que las zonas de relleno, por su extensión y espesor, adquieren la importancia de una verdadera formación geológica, cuya evaluación es necesaria para la prevención de siniestros geotécnicos consecutivos, al desconocimiento de la ubicación de los referidos materiales como terrenos de fundación en los documentos de urbanismo (planes de desarrollo urbano local (PDUL), ordenanzas de urbanismo, etc.).

La metodología general utilizada para el desarrollo de esta investigación, consistió en la recopilación de documentos históricos de contenido geológico-geotécnico que facilitó la evaluación cartográfica de movimientos de tierra en las colinas del sureste de la Ciudad Capital, a través de la elaboración de seis mapas base de topografía modificada a escala 1:5000 y un mapa de topografía modificada y ubicación de perforaciones geotécnicas a escala 1:10000 (Fig.1). Estos mapas fueron confeccionados mediante la superposición en mesa de luz de las bases topográficas a escala 1:5000 de 1957 (misión Bitucotex) y del año 1984, y la interpretación estereoscópica secuencial de fotografías áreas de la zona.

El área de estudio se encuentra ubicada en una de las principales depresiones de la Cordillera de la Costa. Esta unidad de relieve es bastante compleja por su litología, así como por los procesos de deformación sufridos por las rocas incluidas en el mismo hasta una época muy reciente.

En base a los criterios de URBANI & RODRÍGUEZ (2004), se ubicó el área de estudio sobre 2 unidades litológicas incluidas en la Napa Caracas (Paleozoico-Mesozoico) – Asociación Metasedimentaria Caracas (Jurásico Tardío a Cretácico Medio), que corresponden a los esquistos Las Mercedes y Las Brisas.

El esquisto Las Mercedes (Mesozoico) fue descrito por AGUERREVERE & ZULOAGA (1937, 1938) como un esquisto principalmente calcáreo, con zonas micáceas. Posteriormente, WEHRMANN (1972), con revisión de GONZÁLEZ *ET AL.* (1980), amplían la descripción de la unidad refiriéndose a un esquisto cuarzo-moscovítico-calcítico-grafitoso con intercalaciones de mármol grafitoso en forma de lentes. Cuando las rocas alcanzan gruesos espesores, se les denominan “Mármol de Los Colorados”. Los granos de estas rocas son finos a medio, con un color característico gris parduzco.

Por su parte, el esquisto las Brisas (Jurásico-Cretácico) fue descrito por AGUERREVERE & ZULOAGA (1937), quienes mencionan un metaconglomerado arcósico, con cantos rodados derivados del Gneis de Sebastopol. Posteriormente, WEHRMANN (1972) señala que dicha unidad está constituida en un 90% de esquisto cuarzo-feldespático-moscovítico; el 10 % restante lo constituyen, en orden de abundancia, esquisto cuarzo-feldespático, epidótico o clorítico, mármol, cuarcita y metaconglomerado.

Una vez distinguidas las unidades litológicas que conforman el área de estudio, se realizó una comparación del espesor relativo de los suelos residuales para cada unidad, teniendo que el espesor en las colinas del sur de Caracas obedece principalmente a dos variables correspondientes a las condiciones litológicas de las rocas del subsuelo y a su evolución geomorfológica. En este sentido, y en base al estudio realizado por el IERU (1979), de la cartografía regional de los mantos residuales en las colinas rocosas del Área Metropolitana de Caracas, se subdividieron los

espesores de suelos residuales en mantos residuales gruesos, para el caso del esquistos Las Brisas, y mantos residuales delgados, para el esquistos Las Mercedes. Por otra parte, se identificaron dos tipos de composición textural para los suelos residuales, una limo-arcillosa de color anaranjado (esquistos Las Mercedes) y la otra limo-arenosos micáceos de color amarillo pálido (esquistos Las Brisas). Finalmente, en campo se pudo apreciar que en las laderas desprovistas de vegetación boscosa, el comportamiento de estos suelos es muy conflictivo al generar tanto flujos como cárcavas y deslizamientos. Dicho comportamiento, se agudiza en las áreas modificadas topográficamente, especialmente en aquellas constituidas por rellenos no confinados. En base a esto, se prosigue a documentar cartográficamente la extensión y correspondiente geometría de los rellenos artificiales en las colinas urbanizadas de la ciudad de Caracas, en vista de la carencia de referida información sobre materiales de comportamiento potencialmente conflictivo, tanto bajo cargas estáticas como dinámicas y tomando en consideración la ubicación de la región de Caracas en una zona de amenaza sísmica significativa.

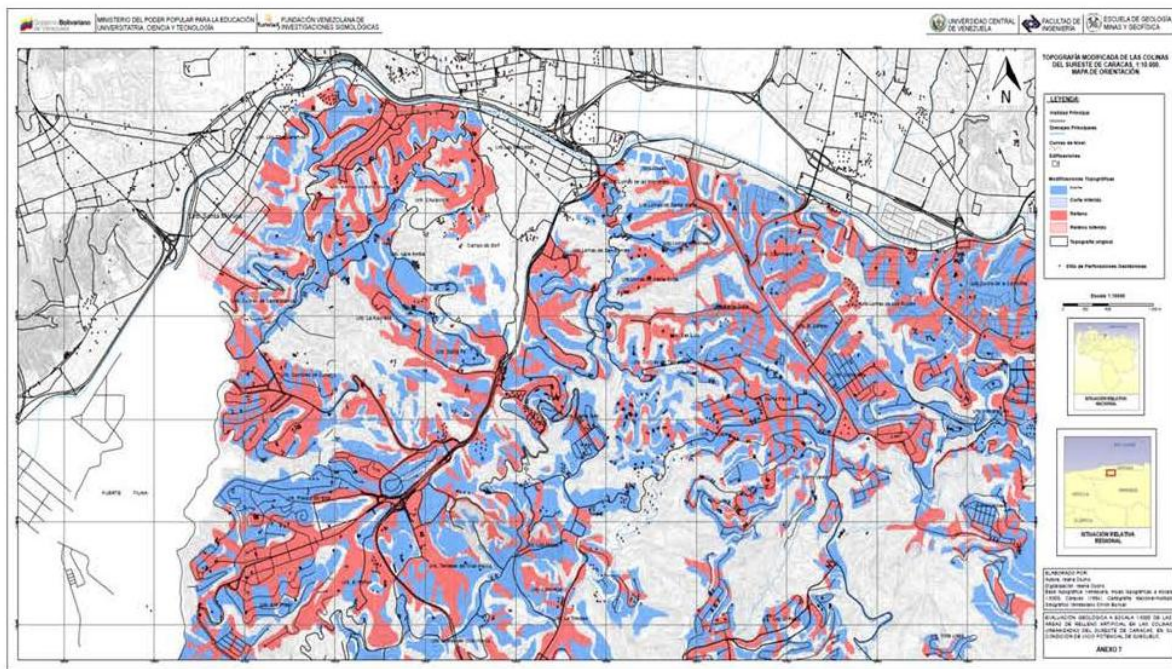


Figura 1. Mapa de topografía modificada, a escala original 1:10.000. El mapa a escala real y legible puede solicitarlo a la autora.

Posterior a la elaboración de la cartografía, se procedió a la cuantificación de las modificaciones topográficas en las colinas urbanizadas al sureste de Caracas, la cual arrojó un total de área modificada de 20,86 Km² (10,06 Km² correspondiente a las áreas de relleno y 10,8 Km² a las zonas de corte), dentro de un universo de 53,21 Km² de área de estudio, es decir aproximadamente un 40% de la superficie de colinas (Fig.2). Dicha cuantificación, junto a la información de la base de datos de perforaciones geotécnicas que dispone FUNVISIS, de la cual tomamos un espesor promedio de los rellenos igual a 6 m, nos permitió calcular el volumen total de material acumulado bajo la forma de rellenos artificiales, dando un volumen estimado de los cuerpos de relleno de 60.000.000 m³. Dicho volumen, nos da una idea de la magnitud del impacto geotécnico representado por la formación de estos materiales acumulados, con compactación y confinamiento a menudo deficiente. Este escenario geotécnico explica además la magnitud de los costos económicos importados por los servicios públicos o dolientes particulares, a la hora de tener que subsanar situaciones de siniestros geotécnicos de gran impacto social, por medio de obras dispendiosas de estabilización de taludes viales colapsados, realce de fundaciones de edificaciones, excavación y reparación de tuberías de acueductos y cloacas, entre otras calamidades recurrentes asociadas a este patrón de urbanismo.

Los resultados obtenidos en la investigación, reafirman que la valorización adecuada de la cultura geológica basada en la reconstitución geomorfológica y correspondiente interpretación del paisaje urbano, permite reconocer y cartografiar de manera análoga a cualquier formación geológica a los cuerpos de rellenos artificiales ubicados en las colinas del sur de Caracas, con sus respectivas características litológicas, espesor, edad y estabilidad en superficie, de manera que es posible suministrar un mapa de los mismos con un nivel de detalle acorde con los documentos básicos

utilizados a tal efecto, como lo ilustra el mapa sinóptico en escala 1:10.000 (Fig.1) producido en esta investigación, el cual adquiere las características de un mapa preventivo de orientación geotécnica para cualquier tipo de usuario interesado en el conocimiento local o metropolitano de las calidades del subsuelo, para fines particulares o de interés público.

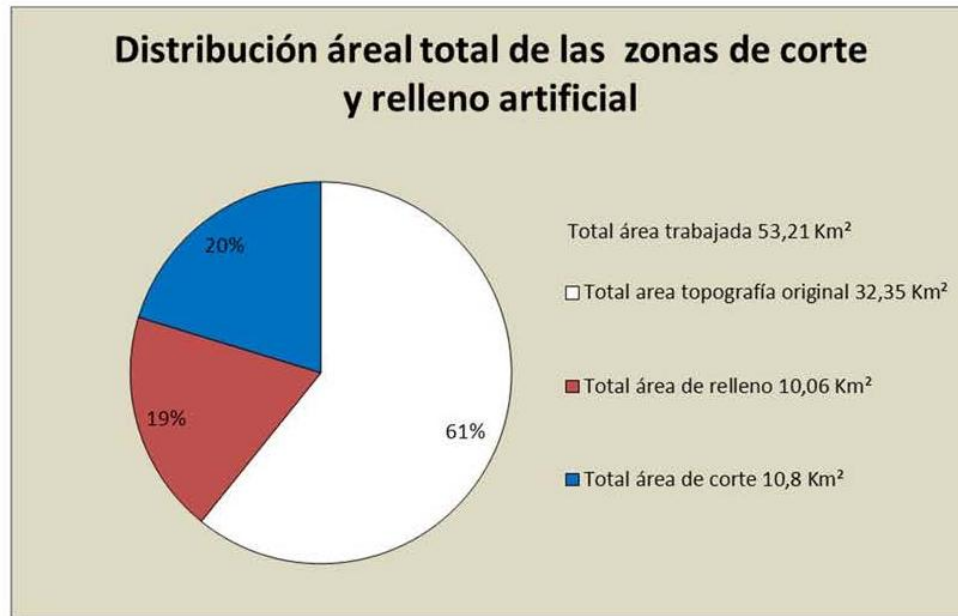


Figura 2. Distribución de las zonas de corte y relleno artificial en las colinas de Caracas.

Bibliografía

- AGUERREVERE, S. & G. ZULOAGA, 1937-a. *Observaciones geológicas en la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Bol. Geol. y Min.*, Caracas, 1(2-4): 3-22.
- AGUERREVERE, S. & G. ZULOAGA, 1938-a. *Nomenclatura de las formaciones de la parte central de la Cordillera de la Costa. Bol. Geol. y Min.*, Caracas, 2(2-4): 281-284.
- DAS, B. (2001) *Fundamentos de la ingeniería geotécnica*. Cengage Learning Latin Am. Thomson Learning. California State University, Sacramento. 594p.
- IERU- Instituto de Estudios Regionales y Urbanos (1979) *Estudio de Espacios Abiertos de la Región Capital*. IERU, USB. Caracas, Vegetación Vol. 1.
- SALCEDO D., SANCIO R. (1989) *Guía simplificada para la identificación y prevención de problemas geotécnicos en desarrollos urbanos*. Caracas. LAGOVEN, filial de PDVSA.
- URBANI F. & RODRÍGUEZ J. et al (2004) *Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa, Venezuela*. Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, FUNVISIS. Caracas. 146p.
- WHERMANN, M. (1972) *Geología de la región de Guatire - Colonia Tovar. Bol. Geol.*, Caracas, Public. Esp. 5, 4: 2093-2121

**U–PB PETROCHRONOLOGY OF ECLOGITE–AMPHIBOLITE ROCKS FROM
PUERTO CABELLO, VENEZUELA: RAPID EXHUMATION FOLLOWING LATE
EOCENE, PROTO-CARIBBEAN (ATLANTIC)? SUBDUCTION**
(Petrocronología U-Pb de eclogitas-anfibolitas de Puerto Cabello, Venezuela: Rápida exhumación después de
la subducción del proto-Caribe (Atlántico?) del Eoceno tardío)

VIETE Daniel R. ^{1,2,*}, HACKER Bradley R. ², KYLANDER-CLARK Andrew R. C. ², VIETE Herwart
A. ³, SEWARD Gareth G. E. ², ALLEN Mark B. ¹ & URBANI Franco ³

¹ Department of Earth Sciences, Durham University, Durham, UK. ² Department of Earth Science, University of
California Santa Barbara, USA. ³ Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela,
Caracas, Venezuela. *daniel.viete@durham.ac.uk, daniel.viete@gmail.com

Metabasic rocks of the Cordillera de la Costa, north-central Venezuela crop out as lenses of eclogite, eclogite–amphibolite, blueschist–amphibolite and garnet amphibolite within a metasedimentary mélange matrix. New U–Pb petrochronology performed on the metabasic rocks from Puerto Cabello has yielded some surprising results.

Zircons that are cogenetic with eclogite assemblages give a late Eocene (c. 35 Ma) U–Pb age for the high-pressure/low-temperature (HP/LT) metamorphism at Puerto Cabello. Titanite grains from the metabasic rocks of Puerto Cabello give early Oligocene (c. 33 Ma) U–Pb ages. The titanite grains overgrow rutile, and are associated with breakdown of omphacite to albite+Na–Ca amphibole symplectites and overprinting of the HP/LT assemblage by garnet amphibolite assemblages. The c. 33 Ma titanite ages from the metabasic rocks coincide with the earliest amphibolite-facies metamorphism recorded in metasedimentary rocks of the mélange matrix (33.0 ± 0.5 Ma: zircon U–Pb of VIETE *et al.*, 2015), suggesting the mélange at Puerto Cabello was assembled at or prior to c. 33 Ma. This is consistent with HP/LT estimates of ~2 GPa and > 600 °C (SISSON *et al.* 1997) for peak metamorphism of the Puerto Cabello metasediments, which has been presented as evidence that the mélange was assembled in a subduction setting (MORGAN 1970; SISSON *et al.* 1997).

The HP/LT rocks from Puerto Cabello have been viewed as genetically analogous to HP/LT rocks from Isla Margarita (e.g. BELLIZIA & DENG 1990; AVÉ LALLEMANT 1997). However, the P–T conditions (SISSON *et al.* 1997), fluid histories (SORENSEN *et al.*, 2005) and cooling histories (SISSON *et al.*, 2005) for the metabasic rocks from Puerto Cabello and Isla Margarita differ. The HP/LT metamorphism in Isla Margarita is Cretaceous in age (STÖCKHERT *et al.* 1995; MARESCH *et al.* 2009) and Caribbean in origin (Maresch *et al.*, 2009). Blueschists from the Villa de Cura klippe share geochemical signatures with the island arc volcanics of Bonaire, suggesting that they also have origins in the Caribbean Plate (BEETS *et al.* 1984). Unlike the HP/LT rocks of Isla Margarita and the Villa de Cura klippe (and all other peri-Caribbean HP/LT rocks), the Puerto Cabello eclogites did not form during the Cretaceous. They may not have origins in the Caribbean Plate and were not necessarily emplaced as an allochthonous unit following collision of the rolling-back Caribbean Arc with the South American passive margin.

Plate motion histories for North and South America require 100s of km of Paleogene N–S convergence (e.g. PINDELL *et al.*, 1988; MÜLLER *et al.*, 1999). Flysch deposits of Venezuela and Trinidad (including turbidites and olistostromes) attest to the presence of significant tectonic relief in northern South America during the Paleocene–Eocene (e.g. PINDELL *et al.* 2005, 2006). These observations provide circumstantial support for plate tectonic models involving southward subduction of Proto-Caribbean (Atlantic) lithosphere beneath South America during the Paleocene–Eocene (e.g. PINDELL *et al.* 2005, 2006). We believe the Cordillera de la Costa is autochthonous and that its HP/LT rocks formed during this Proto-Caribbean subduction beneath South America (Fig. 1). Eocene–Oligocene collision between the rolling-back Caribbean trench and the Proto-Caribbean trench terminated subduction in the region (PINDELL *et al.* 2006; Fig. 1), switching the Caribbean–South American margin to the transpressional setting that persists today.

Zr thermobarometry was performed on rutile (HP/LT assemblage) and titanite (amphibolite-facies overprint) in the Puerto Cabello metabasic rocks, using the calibrations of FERRY & WATSON (2007), TOMKINS *et al.* (2007) and HAYDEN *et al.* (2008). The thermobarometry reveals 0.7–1.5 GPa of near-isothermal exhumation, at T = 515–560 °C, over a duration of only 2 Myr following the HP/LT metamorphism. This translates to an average exhumation rate of 10–35 mm yr⁻¹. Rapid (plate-tectonic-rate) exhumation of the Puerto Cabello HP/LT complex may have been achieved by isostatic adjustment after trench-trench collision and descent of the Proto-Caribbean lithosphere into the

mantle (Fig. 1), or by rapid unroofing during the early Oligocene N-S directed extension that produced the Falcón and Bonaire Basins (BAQUERO *et al.* 2009).

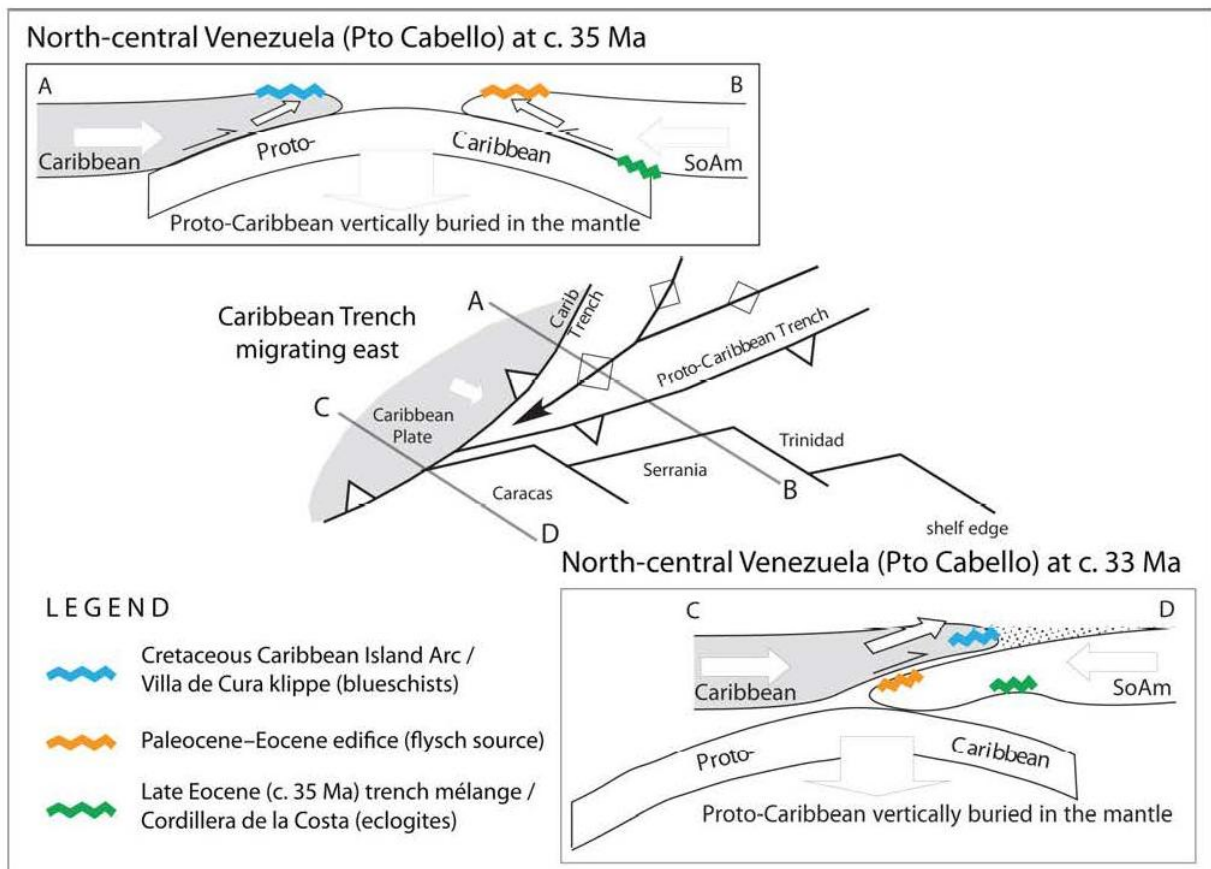


Fig. 1. Tectonic model for formation of the Puerto Cabello eclogites—within an autochthonous Cordillera de la Costa—by Proto-Caribbean subduction and subsequent trench–trench collision. Note emplacement of the allochthonous Villa de Cura klippe onto South America. Figure modified after PINDELL *et al.* (2006, Fig. 17, p. 331).

References

- AVÉ LALLEMANT H. G. 1997. Transpression, displacement partitioning, and exhumation in the eastern Caribbean/Southamerican plate boundary zone. *Tectonics* 16, 272–289.
- BAQUERO M., ACOSTA J., KASSABJI E., ZAMORA J., SOUSA J. C., RODRÍGUEZ J., GROBAS J., MELO L. & SCHNEIDER F. 2009. Polyphase development of the Falcón Basin in northwestern Venezuela: implications for oil generation. In: JAMES K. H., LORENTE M. A. & PINDELL J. L. (Eds.) *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. Geological Society of London Special Publications* 328, 587–612. The Geological Society, London.
- BEETS D. J., MARESCH W. V., KLAVER G. TH., MOTTANA A., BOCCHIO R., BEUNK F. F. & MONEN H. P. 1984. Magmatic rock series and high-pressure metamorphism as constraints on the tectonic history of the southern Caribbean. *Geological Society of America Special Memoirs* 162, 95–130.
- BELLIZZIA A. & DENG G. 1990. The Caribbean Mountain System, northern South America: a summary. In: DENG G. & CASE J.E. (Eds.) *The Caribbean Region*. Geological Society of America, Boulder.
- FERRY J. M. & WATSON E. B. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy & Petrology* 154, 429–437.
- HAYDEN L. A., WATSON E. B. & WARK D.A. 2008. A thermobarometer for sphene (titanite). *Contributions to Mineralogy & Petrology* 155, 529–540.
- MARESCH W.V., KLUGE R., BAUMANN A., PINDELL J.L., KRÜCKHANS-LUEDER G. & STANEK K. 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 London Special Publications* 328, 705–741. The Geological Society, London.
- MORGAN B.A., 1970. Petrology and mineralogy of eclogite and garnet amphibolite from Puerto Cabello, Venezuela. *Journal of Petrology* 11, 101–145.
- MÜLLER R.D., ROYER J.-Y., CANDE S.C., ROEST W.R. & MASCHENKOV S. 1999. New constraints on the Late Cretaceous–Tertiary plate tectonic evolution of the Caribbean. In: MANN P. (Ed.) *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World* 4, 303–341. Elsevier, Amsterdam.
- PINDELL J. L., CANDE S. C., PITMAN III W. C., ROWLEY D. B., DEWEY J. F., LABRECQUE J. & HAXBY W. 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics* 155, 121–138.
- PINDELL J., LORCAN K., MARESCH W. V., STANEK K.-P., DRAPER G. & HIGGS R., 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc–continent interactions: tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: AVÉ LALLEMANT H. G. & SISSON V. B. (Eds.) *Caribbean–South American Plate interactions, Venezuela. Geological Society of America Special Papers* 394, 7–52. Geological Society of America, Boulder.
- PINDELL J., LORCAN K., STANEK K.-P., MARESCH W. V. & DRAPER G., 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta* 4, 303–341.
- 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. In: Avé Lallemant, H.G. & Sisson, V.B. (Eds.) *Caribbean–South American Plate interactions, Venezuela. Geological Society of America Special Papers* 394, 91–117. Geological Society of America, Boulder.
- SISSON V. B., ERTAN I. E. & AVE LALLEMANT H. G. 1997. High-pressure (~2000 MPa) kyanite- and glaucophane-bearing pelitic schist and eclogite from Cordillera de la Costa belt, Venezuela. *Journal of Petrology* 38, 65–83.
- SORENSEN S. S., SISSON V. B. & AVE LALLEMANT H. G., 2005. Geochemical evidence for possible trench provenance and fluid-rock histories, Cordillera de la Costa eclogite belt, Venezuela. In: AVE LALLEMANT H. G. & SISSON V. B. (Eds.) *Caribbean–South American Plate interactions, Venezuela. Geological Society of America Special Papers* 394, 173–192. Geological Society of America, Boulder.
- STÖCKHERT B., MARESCH W. V., BRIX M., KAISER C., TOETZ A., KLUGE R. & KRÜCKHANS-LUEDER G. 1995. Crustal history of Margarita Island (Venezuela) in detail: constraint on the Caribbean plate-tectonic scenario. *Geology* 23, 787–790.
- TOMKINS H. S., POWELL R. & ELLIS D. J. 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *Journal of Metamorphic Geology* 25, 703–713.
- VIETE D. R., KYLANDER-CLARK A. R. C. & HACKER B. R. 2015. Single-shot laser ablation split stream (SS-LASS) petrochronology deciphers multiple, short-duration metamorphic events. *Chemical Geology* 415, 70–86.

**NEW Ar-Ar AGE DETERMINATIONS FROM LAS BRISAS, AROA AND MAMEY
METASEDIMENTARY UNITS, NORTH-CENTRAL VENEZUELA**
(Nuevas determinaciones de edades Ar-Ar de unidades metasedimentarias de Las Brisas, Aroa y Mamey,
Venezuela norcentral)

Diego VILLAGÓMEZ¹, James PINDELL¹, Franco URBANI², Herbert FOURNIER³
& Alejandro BELTRÁN¹

¹Tectonic Analysis Ltd., U.K. ²Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica and
Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas. ³Queen's University, Canada.

The Cordillera de la Costa (CdIC) mountain system in Northern Venezuela contains several Mesozoic metasedimentary units. The *Las Brisas* Schist of Late Jurassic age crops out in the central part of the Cordillera and has quartz muscovite schists with few inliers of dolomitic marble. This unit has always been interpreted as deposited in a passive margin of Northern South America plate. At the westernmost extension of the CdIC, west of the Boconó fault, the *Aroa* and *Mamey* schist units crop out at the Serranía de Aroa. Poor paleontological evidence suggests that the *Mamey* Schist is of Late Jurassic to Early Cretaceous age and the protolith is mainly psammitic. The *Aroa* Schist includes rare volcanic inliers enveloped by quartz-muscovite-calcite graphite bearing schist that was deposited in anoxic waters probably in Late Cretaceous times in the arc-ward side of the westernmost extension of the proto-Caribbean sea (URBANI 2015). All three units display a metamorphic mineral assemblage of greenschist facies, chlorite zone. The metamorphism age of these units have never been properly constrained, previous Ar-Ar results by FOLAND *et al.* (1992) and SPEED & FOLAND (1992) in fine grained white micas and whole-rock fractions from Las Mercedes, Las Brisas and Antimano units yielded meaningless dates due to contamination and mixing phases, except for a white-mica plateau age of 32.9 ± 0.6 Ma from Las Mercedes Schist (91-2) that might indicate a crystallization or a cooling age.

Muscovite crystals were picked for Ar-Ar geochronology performed by DV at the geochronological facilities of the Earth and Environmental Sciences Section of the University of Geneva from the following units and rocks. *Las Brisas Schist* sample is a quartz-muscovite-albite schist collected at Cueva del Indio creek, SE of Caracas. Two muscovite grain-size fractions were picked: euhedral crystals with $150 \mu\text{m} < \varnothing < 250 \mu\text{m}$ in diameter (subsample A) and a smaller grain-size fraction ranging $32 \mu\text{m} < \varnothing < 150 \mu\text{m}$ (subsample B). The *Aroa Schist* sample was collected at the Aroa River, Yaracuy state, this is a coarse grained quartz-muscovite-calcite-graphite bearing schist, muscovite is euhedral ranging $250 \mu\text{m} < \varnothing < 400 \mu\text{m}$ in diameter. *Mamey Schist* sample is a medium grained quartz-muscovite-albite-chlorite metasandstone collected in Northern Yaracuy state, two grain-size fractions were picked: subsample A is composed of euhedral micas ($\varnothing > 250 \mu\text{m}$) and subsample B is composed by muscovite crystals of $125 \mu\text{m} < \varnothing < 250 \mu\text{m}$.

The samples of *Las Brisas Schist* yield contrasting results a plateau date of 51.0 ± 0.8 Ma (64,5% of ³⁹Ar released, MSWD = 1.2, black steps in Fig. 1) (subsample A) and an integrated date of 110.1 ± 1.3 Ma (subsample B, Fig. 2).

The euhedral muscovite crystals from the *Aroa Schist* yields an integrated date of 41.9 ± 0.3 Ma (Fig. 3). The results from the samples of the *Mamey Schist* yield an integrated date of 389.4 ± 1.3 Ma (Fig. 4) for subsample A and an integrated date of 284.5 ± 1.0 Ma (Fig. 5) for subsample B. It is acknowledge that during the experiments of the micas from Aroa and Mamey the presence of hydrocarbon gases caused ionization interferences into the mass spectrometer (R. Spikings, 2014, pers. comm. to DV). Therefore, any interpretation for these results are subjected to this important constraint.

The Ar results from Las Brisas are interpreted as: the age of crystallization of the large mica (subsample A) during the greenschist metamorphism (chlorite zone) in the Early Eocene and, related to the presence of excess argon in the small mica of subsample B, which is suggested by old dates from ca. 300 Ma that monotonically decrease to 90 Ma in the low-temperature steps of its age spectrum and therefore meaningless. Our proposed greenschist metamorphic age for *Las Brisas Schist* at ca. 51 Ma (Early Eocene – Ypresian) suggests at least two different hypotheses: 1) If the unit is short traveled and emplaced in a para-autochthonous tectonic setting then the metamorphic event could have been due to a limited nappe piling event occurred at the North-Central part of South American Plate triggered by the north-south convergence between the North and South American Plates. This convergence stage started around 65 Ma (PINDELL *et al.* 2005), while the Caribbean Arc was still in a far western position. 2) Contrary if the unit is allochthonous and far traveled from a western source like other adjacent terranes in the CdIC, then, the greenschist

metamorphism could have occurred by the stacking of units at the leading edge of the Caribbean plate somewhere in a geographic position of today's Guajira.

Our youngest date for the mica from the *Aroa Schist* sample of ca. 42 Ma (mid Eocene – Bartonian) might represent: 1) the ionization in the mass spectrometer and therefore a meaningless date, or 2) an age related to the greenschist metamorphism which fits with the beginning of the Lara Nappes piling event (PINDELL *et al.* 2005).

The results obtained from the *Mamey Schist* of ca. 285 Ma and ca. 389 Ma might be related to: 1) the ionization in the mass spectrometer, 2) the presence of excess argon in the micas as the dates are older than the age of deposition for the unit, or 3) Paleozoic protholith micas that might have survived a relative short-lived low grade metamorphic event. Options 1 and 2 are geologically meaningless.

References

- FOLAND K. A., R. SPEED & J. WEBER. 1992. Geochronological studies of the hinterland of the Caribbean mountain orogeny of Venezuela and Trinidad. *Geological Society of America, Abstracts with programs*, 24(7): 149.
- PINDELL, J. L., KENNAN, L., MARESCH, W. V., STANECK, K. P., DRAPER, G., HIGGS, R. (2005). Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: H. G. AVÉ-LALLEMANT & V. B. SISSON (eds.), 2005. *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela*. Geological Society of America Special Paper, 394: 7-52.
- SPEED R. & FOLAND. 1992. *Tectonics of the Venezuelan Coastal Cordillera: Constrains from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates of schists near Caracas*. Unpublished. 17 p.
- URBANI F. 2015. Terrane Distribution in North-Central Venezuela. In: M. SCHMITZ, F. AUDEMARD & F. URBANI, eds. *The Northeastern Limit of the South American Plate - Lithospheric Structures from the Surface to the Mantle*. Caracas: Edit. Fac. Ingeniería, UCV, p. 79-102.

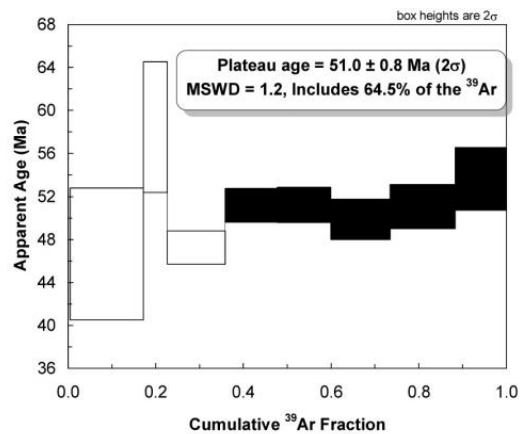


Fig. 1. **Las Brisas-A.** Muscovite-plagioclase-quartz schist. Fraction $150\ \mu\text{m} < \emptyset < 250\ \mu\text{m}$.

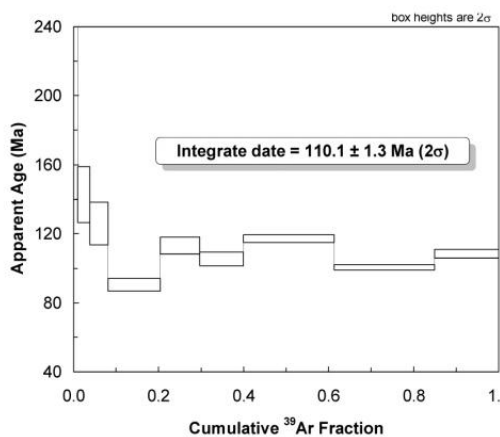


Fig. 2. **Las Brisas-B.** Muscovite-plagioclase-quartz schist. Fraction $32\ \mu\text{m} < \emptyset < 150\ \mu\text{m}$.

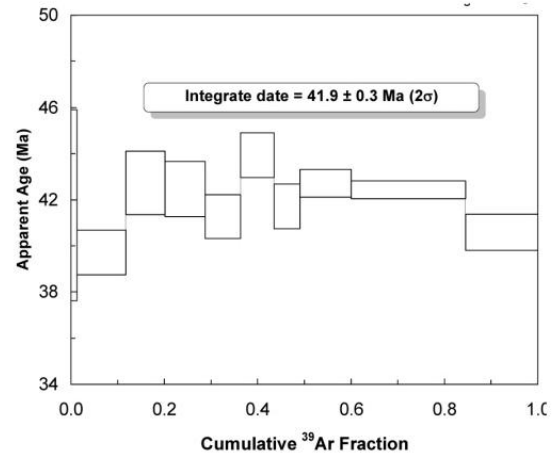


Fig. 3. **Aroa.** Quartz-muscovite-graphite-bearing schist. Fraction $250\ \mu\text{m} < \emptyset < 400\ \mu\text{m}$.

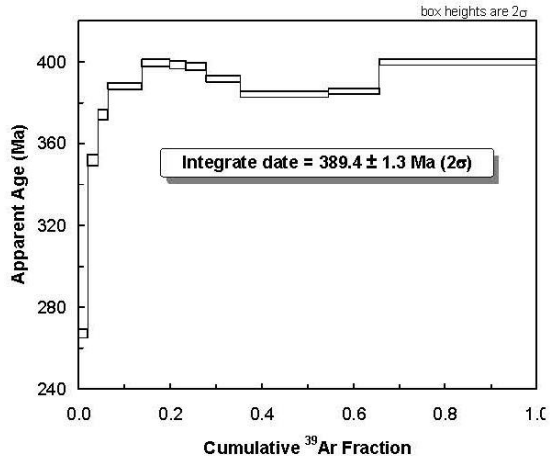


Fig. 4. **Mamey** metasandstone. Subsample A.
Fraction $\varnothing < 400 \mu\text{m}$.

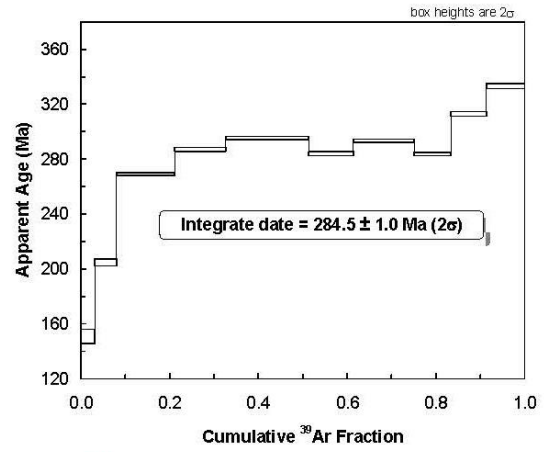


Fig. 54. **Mamey** metasandstone. Subsample B.
Fraction $125 \mu\text{m} < \varnothing < 400 \mu\text{m}$.