

## UNA NUEVA GEOCRONOLOGÍA DEL MACIZO EL BAÚL, ESTADO COJEDES, VENEZUELA

Patxi VISCARRET<sup>1</sup>, Franco URBANI<sup>2</sup> & James WRIGHT<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Universidad de Los Andes, Facultad de Ingeniería, Escuela de Ingeniería Geológica, Grupo de Investigación de Ciencias de la Tierra - TERRA, Mérida, Venezuela. Correo-e.: patxi@ula.ve <sup>2</sup>Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológica (FUNVISIS), Prolongación Calle Mara, El Llanito y Universidad Central de Venezuela (UCV), Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Venezuela. <sup>3</sup>The University of Georgia, Department of Geology, Athens, Georgia 30601, USA.

### RESUMEN

El macizo de El Baúl (estado Cojedes, Venezuela) ha sido muy estudiado desde 1858 hasta el presente, especialmente como un objetivo importante de investigaciones por parte de empresas petroleras, por ser un alto estructural que ha jugado un papel relevante en el desarrollo de las cuencas sedimentarias Barinas-Apure y del Oriente de Venezuela. Adicionalmente, las rocas ígneas y metamórficas han recibido atención para entender la evolución y relaciones de campo entre los cuerpos graníticos y su roca caja. Previamente el Granito de Mogote era considerado Pérmico por edades Rb/Sr y K/Ar, mientras que las rocas volcánicas de Guacamayas eran consideradas como Jurásico Temprano igualmente por edades K/Ar. Debido a la poca confiabilidad atribuida actualmente a estos métodos de datación, se realizó un trabajo donde se obtuvieron cinco nuevas edades U-Pb en zircón con el método SHRIMP-RG. En las unidades volcánicas de Guacamayas, se obtuvieron edades Pérmico Temprano para la Riolita de El Corcovado (286,4±2,8 Ma) y la Riolita de La Segoviera (283,3±2,5 Ma). Para los cuerpos granitoides se obtuvieron edades Pérmico Temprano para el Granito de Piñero (289,0±2,9 Ma) y el Granito de Mata Oscura (294,1±3,1 Ma), mientras que el Granito de Mogote sorpresivamente resultó del Cámbrico Tardío (493,8±5,2 Ma). Estas nuevas edades permiten interpretar que el macizo de El Baúl forma parte de un cinturón pericratónico Paleozoico de rocas ígneas y metamórficas, con características más afines a la geología de los Andes de Mérida, que al escudo de Guayana, comportándose como un alto estructural del basamento, pero no como un "arco" que va desde el cratón de Guayana hasta la península de Paraguaná, como se interpretó previamente.

*Palabras clave:* U-Pb, zircón, SHRIMP-RG, Las Guacamayas, El Barbasco, Mireles, Mata Oscura, Mogote.

### ABSTRACT

*A new geochronology of El Baúl massif, Cojedes state, Venezuela.* El Baúl massif (Cojedes State, Venezuela) has been studied since 1858, especially as an important

target for oil companies since it is a structural high that has played an important role in the evolution of the oil bearing Barinas-Apure and Eastern Venezuela sedimentary basins. In addition, igneous and metamorphic rocks have received attention to understand the evolution and relationships of the granitic bodies and their enveloping rock. Prior to this study the Mogote Granite was considered Permian based on Rb/Sr and K/Ar dates, while the Guacamayas volcanics were considered Early Jurassic for two K/Ar ages. Currently these ages obtained decades ago are not considered reliable, therefore new work was done to obtain new SHRIMP-RG U-Pb zircon ages. In the Guacamayas volcanic units Early Permian ages were obtained for the El Corcovado Rhyolite (286.4±2.8 Ma) and La Segoviera Rhyolite (283.3±2.5 Ma). For the granitoids units Early Permian ages were also obtained for Piñero Granite (289.0±2.9 Ma) and Mata Oscura Granite (294.1±3.1 Ma), whereas the Mogote Granite surprisingly resulted in a Late Cambrian age (493.8±5.2 Ma). These new ages show that the El Baúl massif is part of an igneous and metamorphic Paleozoic belt, with features more similar to the geology of the Mérida Andes than to the Guayana Shield, behaving as a basement structural high but not as an "arch" spreading from the Guyana Shield up to the Paraguaná peninsula, as previously thought.

*Keywords:* U-Pb, zircon, SHRIMP-RG, Las Guacamayas, El Barbasco, Mireles, Mata Oscura, Piñero, Mogote.

### INTRODUCCIÓN

El macizo del Baúl se encuentra ubicado en la parte suroeste del estado Cojedes, a 60 km al sur de la población de El Pao (Fig. 1), en la parte nor-central de Venezuela y al noroeste del Escudo Guayanés. Corresponde a una zona montañosa con topografía escarpada, cuyas elevaciones siguen una orientación noroeste - sureste y cubre un área de cerca de 720 km<sup>2</sup>. En el subsuelo y superficie, El Baúl surge como un alto geomorfológico-estructural entre las cuencas sedimentarias Barinas-Apure y Oriental de Venezuela.

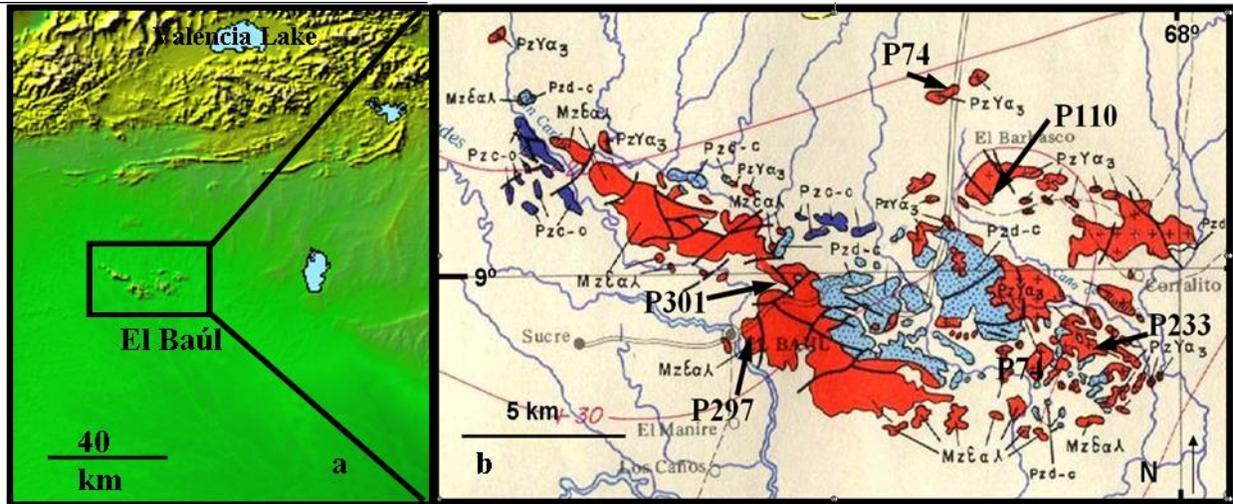


Fig. 1. Ubicación relativa (GARRITY *et al.* 2004) y mapa geológico (BELLIZZIA *et al.* 1976) del macizo El Baúl. Las flechas indican la ubicación de las muestras que se analizaron geocronológicamente. Abreviaturas: Pzc-o y Pzd-c: metasedimentarias (Mireles y El Barbascos, respectivamente); PzYa3: granitoides y Mzεαλ: volcánicas.

La región de El Baúl ha sido estudiada geológicamente por numerosos autores desde 1858, por su curiosidad geomorfológica de estar rodeado de llanuras, por su geología distinta a la de la Cordillera de la Costa cercana, así como por su importancia para el conocimiento de los sistemas petroleros, dado que es el límite entre dos grandes cuencas petrolíferas y también por su interés como fuente de recursos minerales. Una retrospectiva exhaustiva de 77 publicaciones e informes previos que tratan sobre el macizo, puede consultarse en VISCARRET & URBANI (2011), remitiéndose al lector a consultar este trabajo, en caso de necesitar detalles o bibliografía adicional sobre el macizo.

Por debajo de las espesas secuencias sedimentarias de los llanos venezolanos y colombianos existe un basamento de rocas paleozoicas-precámbricas, tanto sedimentarias como ígneo-metamórficas, formando un cinturón pericratónico que ha sido estudiado por SMITH (1980) y FEO-CODECIDO *et al.* (1984) (Fig. 2) a partir de núcleos de exploración petrolera. En el subsuelo de Venezuela oriental aparecen las formaciones Hato Viejo y Carrizal datadas como Cámbrico por su contenido fosilífero; así mismo, hay algunas edades radiométricas (K-Ar y Rb/Sr) disponibles de rocas ígneo-metamórficas, las cuales son paleozoicas desde Anzoátegui hasta Apure, mientras que son neoproterozoicas bajo la subcuenca de Maturín, en el llamado bloque Piarra (FEO-CODECIDO *et al.* 1984).

La geóloga Cecilia MARTÍN (1961) publica el trabajo más detallado e importante de la región, con la cartografía de todo el macizo a escala 1: 40.000, identificando diversas unidades reunidas en los siguientes grupos de rocas: graníticas (Granito Alcalino de El Baúl), volcánicas (Grupo Volcánico de Guaca-

mayas) y metasedimentarias (Grupo El Barbascos). MACDONALD & OPDIKE (1974) determinan edades por los métodos de K-Ar y Rb-Sr, que hoy día no se consideran adecuados para representar la edad de la cristalización de estas rocas. En consecuencia, el objetivo fundamental de este trabajo es el obtener nuevas edades de las rocas ígneas del macizo de El Baúl, con la aplicación de la tecnología SHRIMP-RG de geocronología U-Pb en cristales de zircón, para afinar la historia geológica de esta zona pericratónica de Venezuela.

## ASPECTOS GEOLÓGICOS

La nomenclatura de las unidades y subunidades de esta región originalmente propuesta por MARTÍN (1961), fue actualizada por URBANI (2008) y VISCARRET (2009), siguiendo las recomendaciones de la NACSN (2005). Un resumen de las características de los tres grupos de rocas aflorantes se presenta a continuación:

### Rocas metasedimentarias

MARTÍN (1961) incluyó a todas las rocas metasedimentarias en su Grupo El Barbascos, integrado de base a tope por las formaciones Mireles, Cerrajón y Cañaote. Debido a las diferencias de metamorfismo y deformación, URBANI (2008) y VISCARRET (2009) separan a la Filita de Mireles del resto de las unidades, a saber:

La *Filita de Mireles* (FM) aflora en la parte noroccidental del macizo, posee una litología de filita y matalimolita, donde se han encontrado trilobites deformados del Cámbrico-Ordovícico. Esta unidad ha sufrido un metamorfismo en la facies del esquisto verde (subfacies clorita), presentando estructuras penetrativas

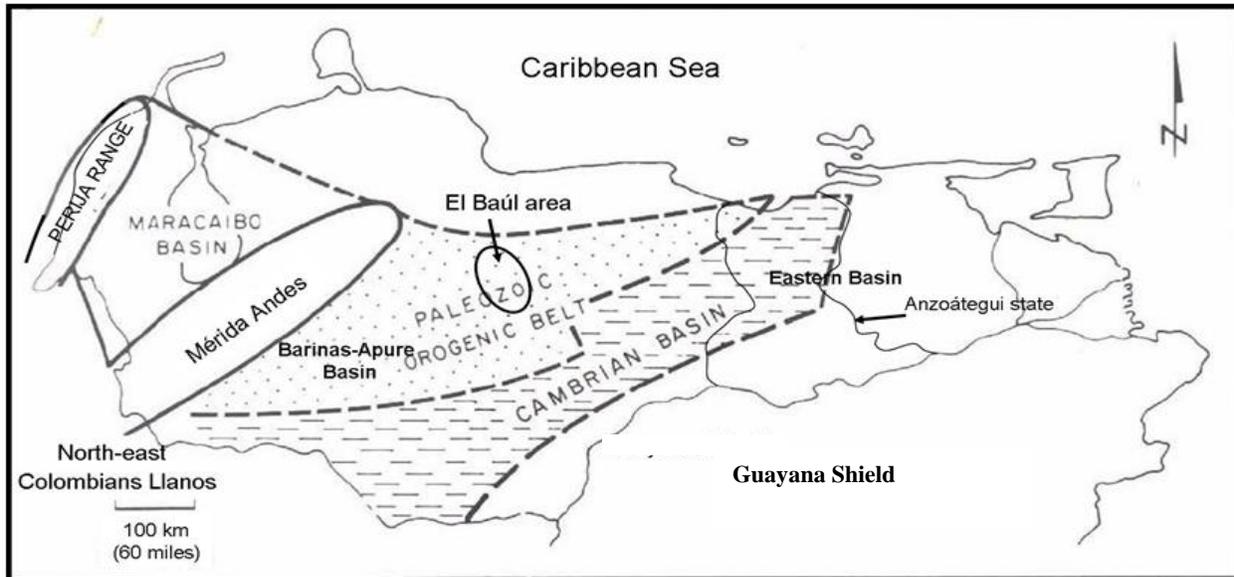


Fig. 2. El macizo de El Baúl localizado al norte del Escudo de Guayana, entre las cuencas sedimentarias Apure-Barinas y la Oriental de Venezuela (FEO-CODECIDO et al. 1984).

con plegamiento no muy frecuente, pero que en algunos casos llega ser isoclinal.

La *Asociación Metasedimentaria El Barbasco* (AMEB) no presenta fósiles y está subdividida en: La Metapelita de Cerrajón expuesta en la región central y constituida por intercalaciones de metapelita y cuarcita; la Cuarcita de Cañaote que aflora en la parte suroeste, formada de cuarcita de grano medio a grueso. La Asociación ha sufrido un metamorfismo en facies pre-esquistoso verde hasta la facies del esquistoso verde (subfacies clorita) pero a diferencia de Mireles, no presenta estructuras penetrativas. Los contactos entre las subunidades de El Barbasco son transicionales. Por la diferencia en el grado metamórfico y deformación, se interpreta que la AMEB es más joven que la FM.

#### Rocas volcánicas

Integran a la Súper-Asociación Guacamayas (SAG) y se subdivide en:

*Asociación Riolítica Teresén*, cuya litología comprende flujos de lava riolítica intercalados con ceniza, aglomerado y arenisca epiclástica. Las relaciones de campo y características litológicas permiten separar tres episodios volcánicos, que han sido cartografiados separadamente como las unidades de riolita de Corcovado, Tirado y La Bandola.

*Asociación Latítica El Peñón*, compuesta por una secuencia de lava latítica porfídica y flujos de toba vítrea que culminan en una acumulación de toba y aglomerado. Se divide en Cuarzo-Latita de El Oso y Riolita de La Segoviera.

MARTÍN (1961) indica que esta unidad tiene un espesor mínimo de 450 m. Los contactos de las volcánicas con los demás grupos de rocas son principal-

mente de falla, pero también hay contactos efusivos o depositacionales sobre las rocas de la AMEB, mientras que algunos diques riolíticos intrusionan las metasedimentarias.

#### Rocas graníticas

Están constituidas por los plutones de Mata Oscura, Piñero y Mogote y otras litologías minoritarias.

El *Granito de Mogote* aflora en la parte noreste del macizo y fue considerado como la parte externa del batolito (MARTÍN 1961), es rosado grisáceo porfídico a pegmatítico con fenocristales de feldespato potásico de hasta 12 cm. Por aflorar en cuerpos aislados se desconocen sus relaciones con las otras unidades del macizo. En el cerro Carrizalito, MARTÍN (1961) describe contactos intrusivos entre los granitos de Mata Oscura y Mogote, pero no pudo ser corroborado ya que el acceso les fue negado a los autores de este estudio. Una muestra de granito presenta un cristal de plagioclasa que incluye agujas de sillimanita, que puede interpretarse como una restita de una roca afectada por metamorfismo de alto grado, reliquia de un proceso de fusión parcial.

El *Granito de Mata Oscura* ocurre en la parte central del macizo, es equigranular de grano medio a grueso, de color salmón a gris verdoso y representa la unidad mayoritaria. Presenta relaciones intrusivas en la Cuarcita de Cañaote.

El *Granito de Piñero* es el menor de los tres plutones, es de grano fino a medio y de color rosado salmón y fue considerado por MARTÍN (1961) como el más joven. Posee contactos intrusivos en la Metapelita de Cerrajón.

También hay cuerpos menores tardíos de sienita, aplita, monzonita, diorita y diabasa:

La *sienita* posee una granulometría que varía de grano medio a pegmatítico. Aparece en cuerpos aislados y en contacto de falla con el Granito de Mata Oscura, también con relaciones intrusivas en la Cuarcita de Cañote. El cuerpo mayor se encuentra en el cerro Ave María.

Los diques de *aplita* son persistentes, de color blanco y presentan espesores centimétricos y longitudes de hasta 10 m, intrusionan a los plutones de Mata Oscura y Piñero, a la FM y a la AMEB.

Los diques o apófisis de *diorita*, *monzonita* y *diabasa* son oscuros, densos y con textura porfídica, tienen espesores centimétricos a decimétricos y de extensiones máximas decamétricas, siendo intrusivos en los granitos de Mata Oscura y Piñero.

MARTÍN (1961) con base a sus estudios petrográficos y de campo, indica la existencia de un metamorfismo de contacto en las rocas de la AMEB, producido por las intrusiones graníticas. Las asociaciones mineralógicas que señala la autora para este tipo de metamorfismo, no han sido confirmadas en los trabajos posteriores (REYES 2008, VISCARRET 2009). Esto puede explicarse tanto por la escasez de afloramientos y la fuerte meteorización, como también por los trabajos de campo de corta duración realizados por los últimos autores, comparados con la muy larga campaña de campo de MARTÍN (1961).

Para los granitoides de El Baúl, la misma autora interpretó que el magmatismo ocurrió en un tiempo no orogénico y a profundidades someras, permitiendo segregación en la cámara magmática y su posterior emplazamiento en las rocas de la AMEB; mientras que postula que las rocas volcánicas de la SAG son post-orogénicas, fisurales y parcialmente subacuáticas.

En cuanto a la geocronología previa, del Granito de Mogote se dispone de dos edades del Pennsylvaniano al Pérmico Temprano (270±10 Ma K/Ar y 287±10 Ma Rb/Sr) (FEO-CODECIDO 1963), pero el autor no especifica si la edad Rb-Sr es una edad modelo con una sola muestra o si corresponde a una isocrona. Adicionalmente, MACDONALD & OPDIKE (1974) determinaron edades del Jurásico Temprano en muestras de la Riolita de La Segoviera (192±3,8 Ma y 195±3,9 Ma K/Ar).

Con base a estas edades GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) interpretaron que: 1) La unidad más antigua es la metasedimentaria ordovícica, datada con trilobites (Mireles); 2) luego al final de la orogenia Apalachiana (~360 - 270 Ma), los granitoides fueron emplazados en los metasedimentos como un acontecimiento post-orogénico, 3) para en el Jurásico, tener lugar un evento volcánico con cuerpos intrusivos y efusivos.

Hoy día se conoce que los métodos K/Ar y Rb/Sr usados hace tres décadas, no son confiables ya que el contenido isotópico es susceptible a cambios por efectos posteriores a la cristalización, como eventos termales,

tectonismo, cizalla y cataclasis, los cuales han sido documentados por VISCARRET (2009) en el análisis petrográfico y observaciones de campo. De ahí la importancia de obtener una geocronología moderna, para mejorar los modelos de evolución y petrogenéticos.

## MATERIALES Y MÉTODOS ANALÍTICOS

Siete muestras (Fig. 1) de 10-15 kg fueron recolectadas en las siguientes unidades: a) Rocas volcánicas: en la Riolita de El Corcovado (muestra P297) y la Riolita de La Segoviera (P301) la extracción y la datación de los cristales de zircón fueron exitosas. En La Riolita de La Bandola (P298) y la Latita Cuarcífera de El Oso (P299) ningún cristal de zircón fue extraído. b) Rocas graníticas: en el Granito de Piñero (P233), Granito de Mata Oscura (P110) y el Granito de Mogote (P74) la extracción de granos de zircón y la datación de edad fue exitosa.

La extracción de los cristales de zircón fue realizada en el Laboratorio de Estudios Orogénicos de la Universidad de Georgia (Athens, EE.UU.), usando técnicas estándar que abarcan la trituración, concentración con mesa vibratoria, separador isodinámico Frantz y líquidos pesados, para finalmente seleccionar los granos individuales a mano bajo un microscopio binocular, evitando los granos con inclusiones y otras imperfecciones.

La parte analítica de la geocronología U-Pb fue realizada con un equipo de microsonda iónica sensible de alta resolución con geometría inversa (Sensitive High Resolution Ion Microprobe - Reverse Geometry, SHRIMP-RG), ubicada en la Universidad de Stanford, EE.UU. Allí los granos se montaron en discos de epoxi de 2,5 cm de diámetro incluyendo granos del zircón estándar CZ3 (CARSON *et al.*, 2004); el disco se rebaja y pule con una suspensión de diamantes de 6  $\mu$  y 1  $\mu$ , para exponer las zonas internas de los granos y luego se cubre con Au (~10 nm) de alta pureza (GEYH & SCHLEICHER 1990). Para caracterizar las estructuras internas de los granos de zircón se utilizaron imágenes de microscopio electrónico de barrido (MEB), que también fueron usadas para ubicar el as iónico.

Para el análisis en el equipo SHRIMP-RG se siguieron los métodos descritos por WILLIAMS (1998), usando un haz de oxígeno ionizado de aproximadamente 4 nA, que excava hoyos de 25 a 35  $\mu$ m de diámetro y 1  $\mu$ m de profundidad. El material resultante entra en el espectrómetro de masas y se obtiene la información isotópica U-Pb (KROGH 1982). Las proporciones y la abundancia absoluta de los isótopos de U, Th y Pb fueron determinadas en relación con el zircón estándar CZ3 (COMPSTON *et al.*, 1984, 1992). El zircón CZ3 se utiliza como un estándar geocronológico debido a su homogeneidad en términos de U y Pb (PIDGEON 1994) y su análisis permite verificar la exactitud de la calibración analítica. Para la

reducción de datos y el cálculo de error se siguieron los procedimientos descritos en RODDICK (1997) y STERN (1997). Las zonas analizadas de los granos de zircón son expresadas en el nivel  $1\sigma$ , pero las edades calculadas usando el programa Isoplot-3 (LUDWIG 2003) expresa la edad como la edad de media ponderada en el nivel  $2\sigma$ .

## LA NUEVA GEOCRONOLOGÍA

### Riolita de El Corcovado

Con base a las imágenes MEB, se observa que la muestra P297 (Fig. 3) presenta una población homogénea de cristales de zircón cortos y prismáticos, entre 60 y 110  $\mu\text{m}$  de longitud, anhedrales a subhedrales con caras piramidales. Hay zonas con sobrecrecimientos incipientes que aparecen cerca del borde de los granos. Doce cristales de zircón de esta muestra fueron analizados (Tabla 1) y la información isotópica fue expresada sobre un gráfico concordia Terra-Wasserburg (Fig. 4). La mayor parte de los puntos de datos son concordantes y son compatibles con una edad de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $286,4\pm 2,8$  Ma.

### Riolita de Segoviera

En la muestra P301 (Fig. 5) los cristales de zircón son morfológicamente similares a la muestra anterior y están en el intervalo de 70 y 110  $\mu\text{m}$  de longitud. En la Tabla 2 se observan los resultados de los ocho cristales de zircón analizados y la información isotópica fue graficada en el diagrama Terra-Wasserburg de la figura 4. Los puntos son concordantes y dan una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $283,3\pm 2,5$  Ma. De esta manera, las dos unidades volcánicas son de edad Pérmico Temprano.

### Granitos de Piñero y Mata Oscura

En las muestras P233 (Granito de Piñero, Fig. 6) y P110 (Granito de Mata Oscura, Fig. 7), los cristales de zircón poseen poblaciones homogéneas de granos prismáticos euhedrales con zonación oscilatoria bien desarrollada, en algunos casos con un núcleo irregular mal definido de zircón heredado. los granos miden de 80 a 200  $\mu\text{m}$  de longitud. Algunos granos de zircón del Granito de Mata Oscura tienen zonas metamíticas.

Doce cristales de zircón fueron analizados de cada muestra (Tablas 3 y 4) y la información fue graficada en diagramas concordia (Fig. 8). La mayor parte de los granos analizados presentan composición isotópica concordante, aportando una edad de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $289\pm 2,9$  Ma para el Granito de Piñero y  $294,1\pm 3,1$  Ma para el Granito de Mata Oscura. Por lo tanto ambas unidades son Pérmico Temprano, al igual que las unidades volcánicas.

### Granito de Mogote

La muestra P74 posee una población homogénea de granos de zircón prismáticos euhedrales, cuyo tamaño varía de 200 a 300  $\mu\text{m}$  de longitud, exhibiendo zonación

oscilatoria (Fig. 9). En algunos casos poseen un núcleo irregular sin una definición clara de ser un zircón heredado. La composición isotópica (Tabla 5) presenta resultados concordantes, resultando en una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $493,8\pm 5,2$  Ma (Fig. 10) correspondiendo al Cámbrico Tardío. La misma muestra también fue analizada por SHRIMP-II (fig. 11) resultando en una edad de  $498,6\pm 2,3$  Ma.

Con base en las imágenes de MEB, se visualiza que los granos de zircón de las muestras de granitoides, en su mayoría tienen zonación oscilatoria y caras piramidales, lo que permite interpretar que estas nuevas edades determinadas en las partes externas de los cristales, verdaderamente corresponden a las edades de cristalización de los plutones. Algunos granos de zircón presentan un núcleo probablemente heredado de algún ciclo anterior, pero por las limitaciones analíticas esto no ha sido investigado.

## DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

En este estudio fueron obtenidas cinco edades U-Pb SHRIMP-RG en cristales de zircón, las cuales difieren y son sistemáticamente más antiguas que las edades K-Ar y Rb-Sr conocidas previamente. Las nuevas edades permiten colocar a las unidades del macizo en un nuevo marco de eventos orogénicos (Fig. 11) (Tabla 6). El Granito de Mogote cristalizó durante la orogénesis Tacónica, mientras que los granitos de Mata Oscura y Piñero y las rocas volcánicas, lo hicieron al final de la orogénesis Apalachiana.

Al norte del Escudo de Guayana y bajo las cuencas sedimentarias de Barinas-Apure y de Guárico-Monagas, se han investigado las rocas del basamento a partir de núcleos de exploratorios, habiéndose identificado rocas metasedimentarias y graníticas que forman un cinturón Paleozoico (SMITH 1980, FEO-CODECIDO *et al.* 1984), del cual se ha sugerido que es el producto de un episodio tectónico compresivo (SMITH 1980, FEO-CODECIDO *et al.* 1984, BARTOK 1993, AUDEMARD 1991, DUERTO *et al.* 2007). Una parte de este cinturón se formó en el borde norte de Gondwana, como producto de la colisión continental con Laurentia, durante el Paleozoico Temprano (ciclo Tacónico), seguido de un nuevo pulso de actividad magmática en el Paleozoico Tardío, relacionado con la sutura de Pangea (ciclo Apalachiano). Este cinturón Paleozoico del norte de Suramérica también está bien documentado en la Cordillera Central y en el flanco Oriental del Macizo de Santander de Colombia (IRVING 1975), e incluye rocas ígneas y metamórficas con dataciones radiométricas en el intervalo de 433 a 277 Ma de edad (FEO-CODECIDO *et al.* 1984).

Con la nueva información petrológica, geoquímica y geocronológica de las unidades de El Baúl se confirma que el macizo forma parte integrante del citado cinturón de basamento Paleozoico, con características

mayormente afines a aquellas petrográficas, litológicas (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980) y edades (BURKLEY 1976, TEGGIN 1984) de las unidades del Bloque Caparo de los Andes de Mérida (MARECHAL 1983, BELLIZZIA & PIMENTEL 1984).

En el pasado el Granito de Mogote por su edad Rb-Sr Pérmico se había correlacionado con la Metagranodiorita de El Amparo, en la península de

Paraguana (FEO-CODECIDO *et al.* 1974), pero si bien esta última unidad tiene una buena edad U-Pb también del Pérmico, no puede ser correlacionable con El Baúl, tanto por sus muy distintas características petrológicas y relaciones con su roca encajante (MENDI & RODRÍGUEZ 2006), como por pertenecer a una provincia geológica alóctona emplazada durante la interacción de las placas Caribe y Suramericana.

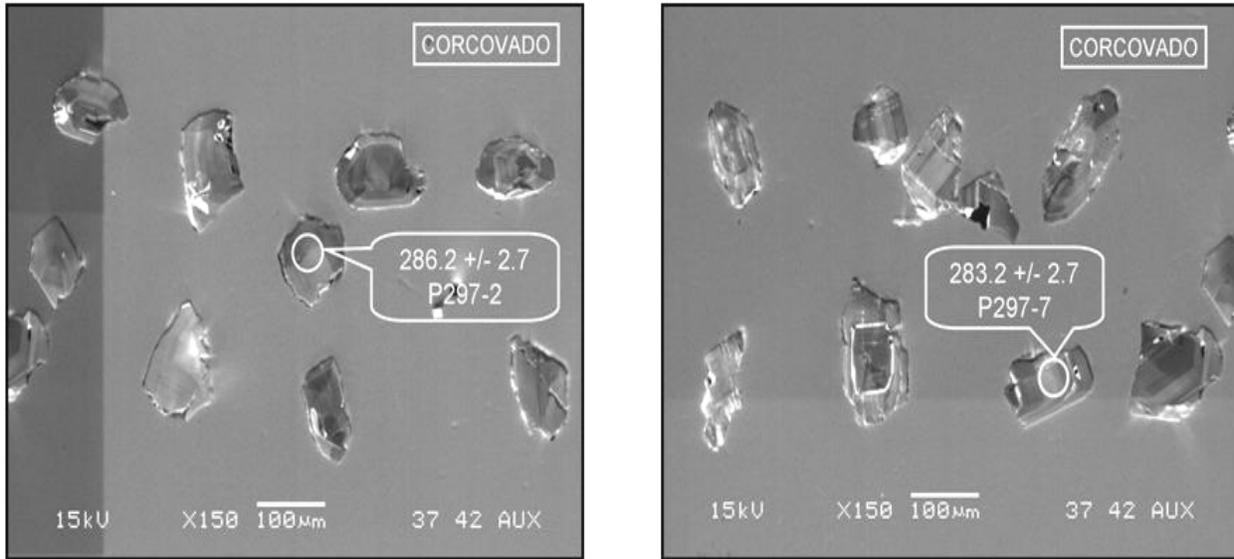


Fig. 3. Imágenes MEB que muestran algunos granos de zircón de la Riolita de El Corcovado (P297). El as iónico del equipo SHRIMP-RG incidió en las áreas marcadas con círculos.

Tabla 1. Análisis isotópicos de los granos de zircón de la Riolita de El Corcovado (P297).

Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	$^{232}\text{Th}$ $^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}$ $^{238}\text{U}$ Age	$^{238}\text{U}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ $^{238}\text{U}$	$\pm\%$
P297-1	--	633	0,60	284.1 $\pm$ 2.6	22.19	0.94	0.05061	2	0.3144	2.2	0.04506	0.94
P297-2	0.10	598	0,50	286.2 $\pm$ 2.7	22.02	0.95	0.05234	1.8	0.3276	2	0.0454	0.95
P297-3	0.06	817	0,60	284.2 $\pm$ 2.5	22.19	0.91	0.05191	1.7	0.3226	1.9	0.04507	0.91
P297-4	--	470	0,51	280.8 $\pm$ 2.7	22.46	0.98	0.05164	1.8	0.317	2.1	0.04452	0.98
P297-5	0.08	377	0,45	278.9 $\pm$ 2.8	22.62	1	0.0518	2.3	0.3156	2.5	0.04422	1
P297-6	0.02	542	0,57	282.3 $\pm$ 2.7	22.34	0.96	0.05211	1.9	0.3216	2.1	0.04476	0.96
P297-7	0.11	520	0,57	283.2 $\pm$ 2.7	22.27	0.97	0.052	2	0.3223	2.3	0.04491	0.97
P297-8	--	482	0,53	288.9 $\pm$ 2.8	21.82	10	0.0498	2.4	0.315	2.6	0.04584	10
P297-9	--	859	0,71	282.6 $\pm$ 2.5	22.31	0.9	0.05164	1.4	0.3191	1.6	0.04482	0.9
P297-10	0.10	404	0,47	281.7 $\pm$ 2.8	22.39	1	0.0527	2	0.3247	2.2	0.04467	1
P297-11	0.16	519	0,56	281.8 $\pm$ 2.7	22.38	0.98	0.052	2.1	0.3202	2.4	0.04468	0.98
P297-12	0.08	432	0,52	283.6 $\pm$ 2.8	22.24	1	0.05262	1.9	0.3263	2.1	0.04497	1

El  $\text{Pb}_c$  y  $\text{Pb}^*$  expresan al plomo común y radiogénico, respectivamente. Spot: grano de zircón analizado.

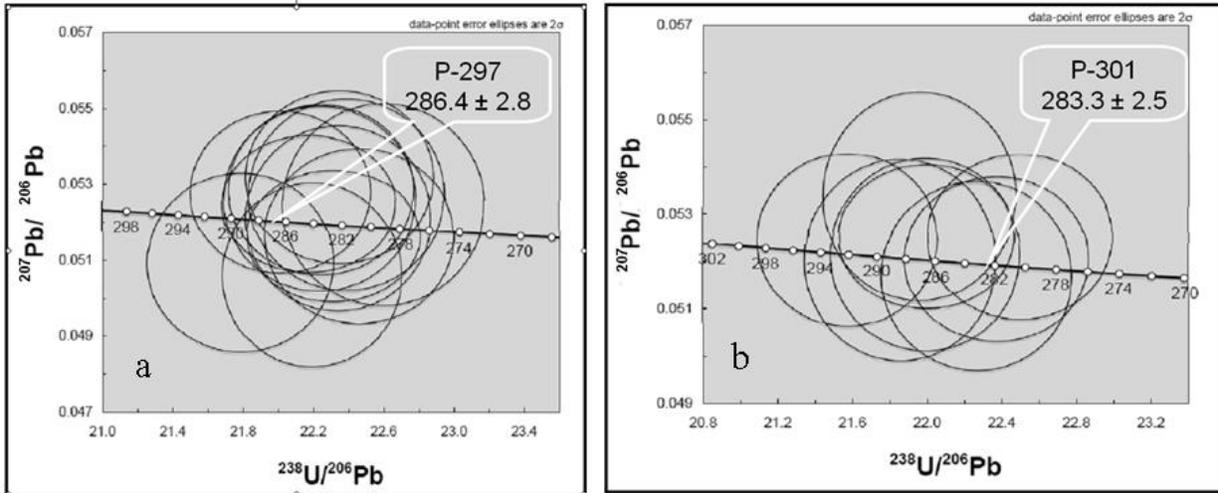


Fig. 4. Diagramas concordia Terra-Wasserburg. (a) la Riolita de El Corcovado (P297). (b) la Riolita de Segoviera (P301).

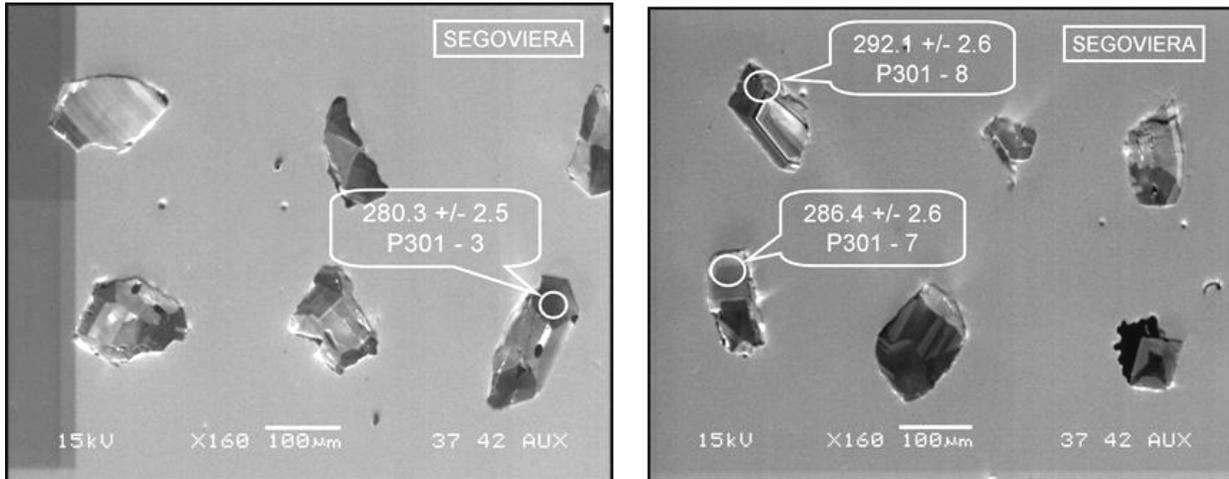


Fig. 5. Imágenes MEB de granos de zircón de la Riolita de Segoviera (P301).

Tabla 2. Composición isotópica de cristales de zircón de la Riolita de Segoviera (P301).

Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}$		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*$		$^{206}\text{Pb}^*$			
				$\beta^{238}\text{U}$	Age			$\beta^{206}\text{Pb}^*$	±%	$\beta^{235}\text{U}$	±%	$\beta^{238}\text{U}$	±%
P301-1	--	653	0,72	283.1	±2.6	22.28	0.94	0.0513	1.7	0.3175	1.9	0.04489	0.94
P301-2	0,17	550	0,52	287.1	±2.7	21.96	0.96	0.05339	1.7	0.3352	1.9	0.04554	0.96
P301-3	0,08	837	0,78	280.3	±2.5	22.5	0.9	0.05252	1.4	0.3219	1.6	0.04445	0.9
P301-4	--	563	0,63	288	±2.7	21.89	0.96	0.0508	2.1	0.3202	2.3	0.04568	0.96
P301-5	0,02	872	0,72	281.7	±2.5	22.39	0.9	0.05144	1.6	0.3168	1.8	0.04466	0.9
P301-6	0,06	1157	1,00	286.5	±2.4	22	0.87	0.0523	1.2	0.3277	1.5	0.04545	0.87
P301-7	0,01	604	0,62	286.4	±2.6	22.01	0.94	0.05145	1.8	0.3223	2	0.04543	0.94
P301-8	0,04	808	0,65	292.1	±2.6	21.57	0.91	0.05246	1.4	0.3353	1.7	0.04635	0.91

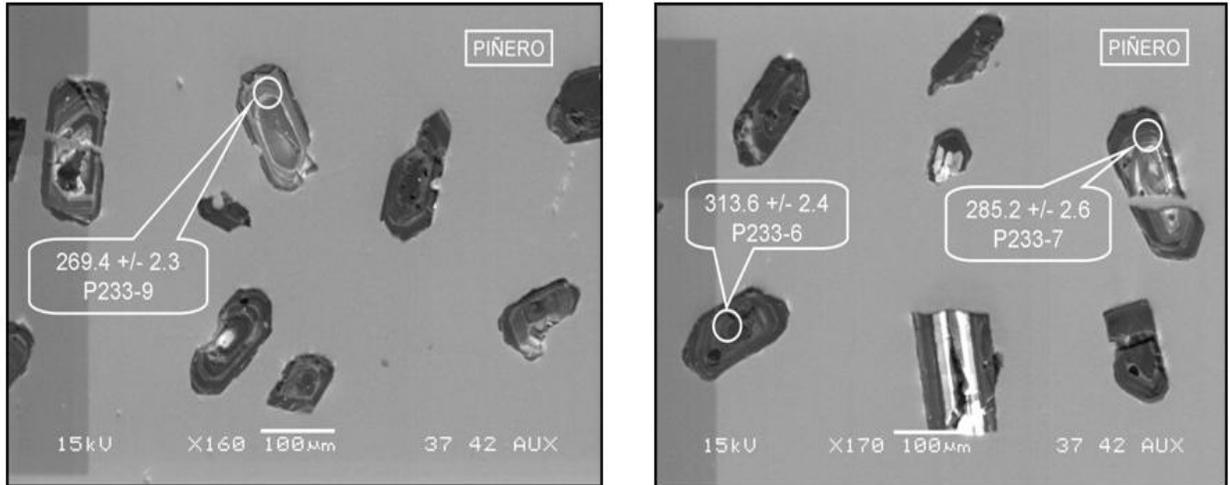


Fig. 6. Imágenes MEB de algunos cristales de zircón del Granito de Piñero (P233).

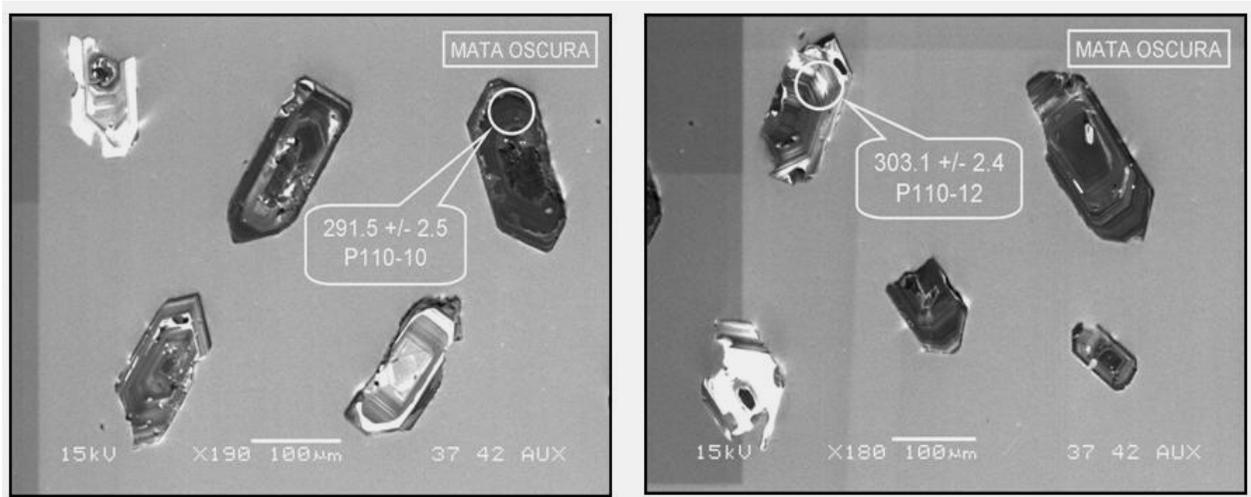


Fig. 7. Imágenes MEB de granos de zircón del Granito de Mata Oscura (P110).

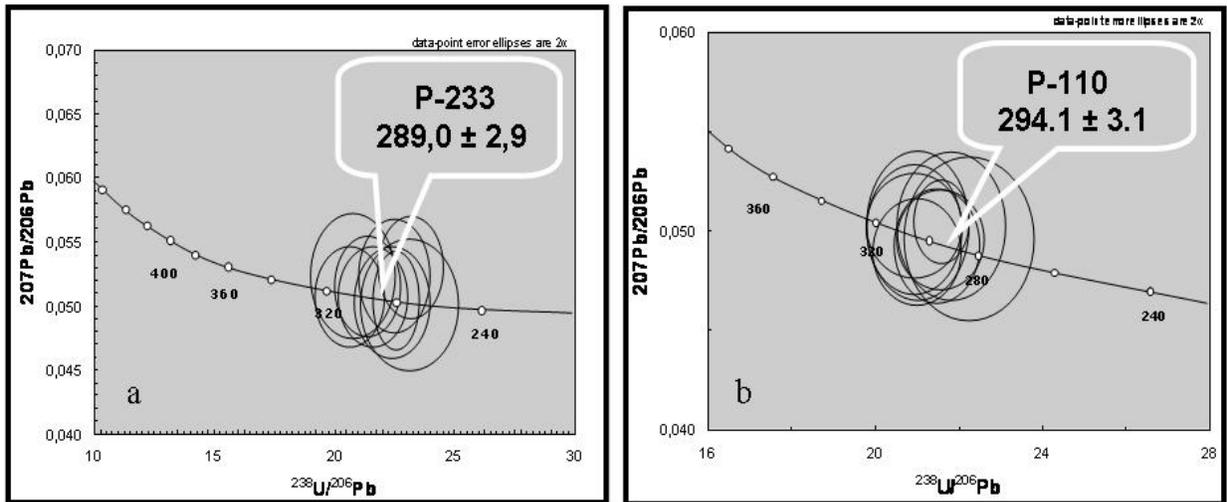


Fig. 8. Diagramas concordia Terra-Wasserburg.  
 (a) Granito de Piñero (P233). (b) Granito de Mata Oscura (P110).

Tabla 3. Composición isotópica para cristales de zircón del Granito de Piñero (P233)

Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	$^{232}\text{Th}$ $/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}$		$^{238}\text{U}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*$	
				$/^{238}\text{U}$	Age			$/^{206}\text{Pb}^*$	±%			$/^{238}\text{U}$	±%
P233-1	0,26	2688	0,66	291.2	±2.3	21.64	0.82	0.05323	0.9	0.3392	1.2	0.04622	0.82
P233-2	0,05	1015	0,79	294.2	±2.5	21.42	0.88	0.05257	1.2	0.3384	1.5	0.04669	0.88
P233-3	2,72	2712	0,78	136.8	±1.2	46.61	0.88	0.052	3.6	0.1538	3.7	0.02145	0.88
P233-4	2,56	4046	0,52	294.2	±3.2	21.42	1.1	0.0585	15	0.377	16	0.04669	1.1
P233-5	0,74	1039	0,86	237.7	±2.1	26.62	0.9	0.0522	2.8	0.2702	2.9	0.03756	0.9
P233-6	0,04	9582	0,91	313.6	±2.4	20.06	0.79	0.05281	0.41	0.3629	0.89	0.04984	0.79
P233-7	--	778	0,73	285.2	±2.6	22.11	0.95	0.05092	1.5	0.3176	1.8	0.04523	0.95
P233-8	4,09	4089	1,24	271.4	±2.3	23.26	0.87	0.0527	6.9	0.312	7	0.04299	0.87
P233-9	0,35	1442	0,59	269.4	±2.3	23.43	0.86	0.05136	1.8	0.3022	2	0.04268	0.86
P233-10	0,20	718	0,89	288.2	±2.6	21.87	0.92	0.05364	1.4	0.3382	1.7	0.04572	0.92
P233-11	0,13	470	0,68	287.5	±2.8	21.93	0.98	0.05309	1.8	0.3338	2	0.0456	0.98
P233-12	0,66	2163	0,45	287.5	±2.4	21.93	0.84	0.051	3.4	0.321	3.5	0.04561	0.84

Tabla 4. Composición isotópica de cristales de zircón del Granito Mata Oscura (P110)

Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	$^{232}\text{Th}$ $/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}$		$^{238}\text{U}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*$	
				$/^{238}\text{U}$	Age			$/^{206}\text{Pb}^*$	±%			$/^{238}\text{U}$	±%
P110-1	0,02	1476	0,79	287.3	±2.4	21.95	0.85	0.05138	1.3	0.3228	1.5	0.04557	0.85
P110-2	0,09	1764	1,21	297	±2.4	21.21	0.84	0.05171	1.2	0.3361	1.5	0.04714	0.84
P110-3	1,17	289	1,15	157.5	±2	40.43	1.3	0.0461	9.9	0.157	10	0.02473	1.3
P110-4	0,07	3064	0,68	301.7	±2.4	20.87	0.81	0.05231	0.86	0.3455	1.2	0.04791	0.81
P110-5	0,20	1392	0,50	287	±2.4	21.97	0.86	0.0527	1.3	0.3308	1.5	0.04552	0.86
P110-6	--	2085	1,13	295.4	±2.4	21.33	0.83	0.05185	0.92	0.3352	1.2	0.04689	0.83
P110-7	1,14	2459	0,53	277.6	±2.3	22.73	0.83	0.0534	2.1	0.3238	2.3	0.044	0.83
P110-8	0,35	769	0,78	274.7	±2.5	22.97	0.92	0.052	2.3	0.3119	2.5	0.04354	0.92
P110-9	7,10	562	0,76	293.6	±3.5	21.46	1.2	0.046	13	0.295	14	0.0466	1.2
P110-10	0,12	1259	0,84	291.5	±2.5	21.62	0.86	0.05286	1.3	0.3371	1.6	0.04625	0.86
P110-11	0,12	1862	0,94	291.7	±2.4	21.6	0.84	0.0531	0.89	0.339	1.2	0.04629	0.84
P110-12	0,04	3936	0,95	303.1	±2.4	20.77	0.81	0.05251	0.66	0.3486	1	0.04815	0.81

Muchos autores previos (KISER & BASS 1985 y literatura allí contenida) han postulado la existencia del “Arco de El Baúl”, como una estructura con extensión noroeste-sureste desde el Escudo de Guayana hasta la península de Paraguaná. Esta idea se ha ido desvaneciendo paulatinamente a medida que avanzaron los trabajos de exploración petrolera (e.g.: SMITH 1980, FEO-CODECIDO *et al.* 1984, BLIN 1989, BLIN *et al.* 1989), quienes delimitan la cuenca sedimentaria de Guarumen, que interrumpe la continuidad en el subsuelo

del presunto “Arco”. Esta información ha sido reforzada hoy día, por estudios independientes de gravimetría y magnetometría satelital realizados por ORIHUELA *et al.* (2011a,b) quienes confirman que el macizo de El Baúl, es la cúspide expuesta de un alto estructural de basamento con forma cómica de aproximadamente 200 km de diámetro, de manera que más bien debe considerarse como el “Alto de El Baúl”, en sustitución de “Arco”.

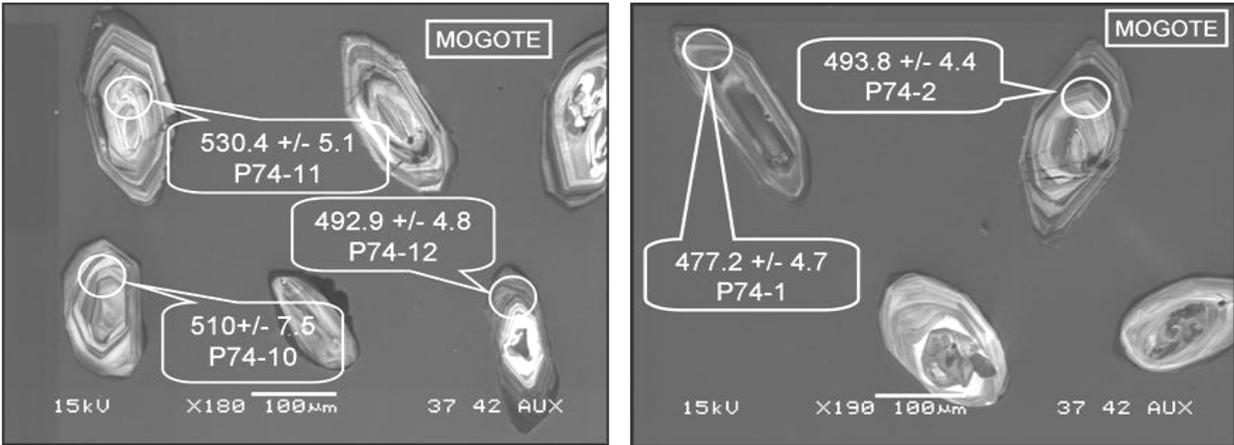


Fig. 9. Imágenes MEB de cristales de zircón del Granito de Mogote (P74).

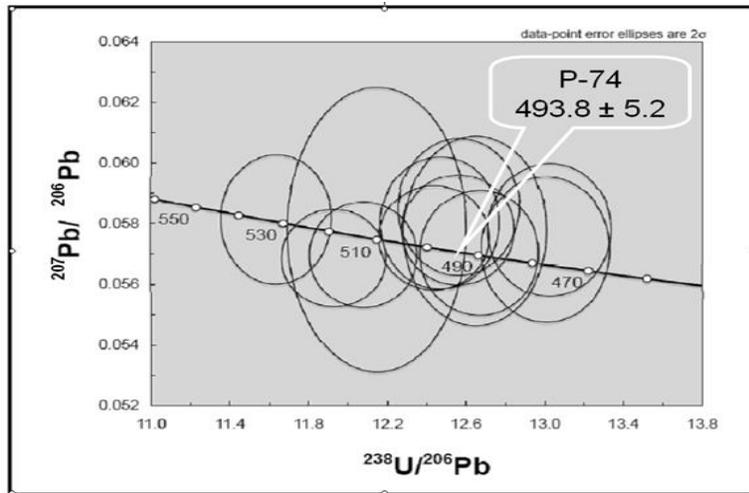


Fig. 10. Diagrama concordia Terra-Wasserburg del Granito de Mogote (P74).

Tabla 5. Información isotópica de cristales de zircón del Granito de Mogote (P74)

Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}$		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}^*$		$^{206}\text{Pb}^*$	
				$^{238}\text{U}$	Age			$^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{235}\text{U}$	±%	$^{238}\text{U}$	±%
P74-1	0,06	315	0,18	477.2	±4.7	13.01	1	0.0566	1.8	0.6	2.1	0.07684	1
P74-2	0,09	515	0,10	493.8	±4.4	12.56	0.93	0.0578	1.3	0.634	1.6	0.07962	0.93
P74-3	0,04	549	0,10	498.5	±4.4	12.44	0.92	0.05754	1.2	0.6378	1.5	0.0804	0.92
P74-4	--	627	0,10	518.7	±4.5	11.93	0.91	0.05662	1.2	0.6541	1.5	0.08379	0.91
P74-5	0,15	397	0,12	476.6	±4.5	13.03	0.98	0.05723	1.7	0.605	2	0.07673	0.98
P74-6	0,01	391	0,13	489.8	±4.6	12.67	0.97	0.05703	1.5	0.621	1.8	0.07894	0.97
P74-7	0,11	371	0,17	497.1	±4.7	12.47	0.99	0.0576	1.6	0.637	1.9	0.08017	0.99
P74-8	--	555	0,13	512.7	±4.5	12.08	0.92	0.05697	1.2	0.65	1.6	0.08278	0.92
P74-9	0,10	174	0,63	490.6	±5.5	12.65	1.2	0.0578	2.2	0.63	2.5	0.07907	1.2
P74-10	0,04	75	0,93	510	±7.5	12.15	1.5	0.0578	3.3	0.656	3.7	0.0823	1.5
P74-11	0,01	366	0,48	530.4	±5.1	11.66	0.99	0.0565	2.1	0.669	2.3	0.08577	0.99
P74-12	0,19	343	0,14	492.9	±4.8	12.58	1	0.0572	1.9	0.627	2.2	0.07947	1

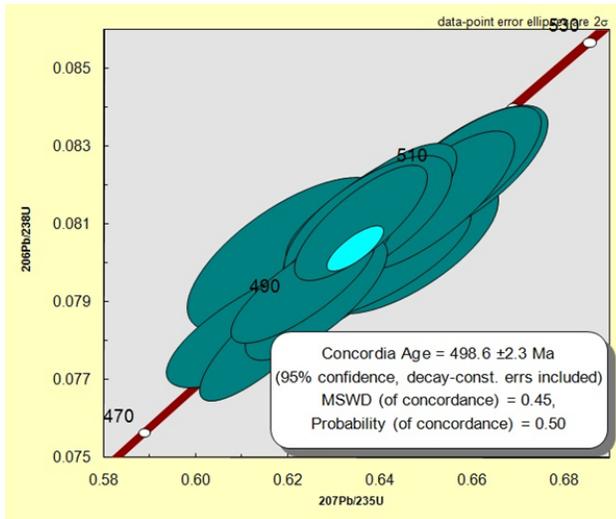


Fig. 11. Diagrama concordia del Granito de Mogote (P74) analizado por SHRIMP-II en la Universidad Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.

Con los nuevos resultados de geocronología (Tabla 6), petrología y geoquímica (VISCARRET 2009), y las relaciones de campo (MARTÍN 1961, VISCARRET 2009), se interpreta la siguiente historia geológica para el macizo de El Baúl:

- En el Cámbrico Tardío durante el ciclo orogénico Tacónico, ocurre un primer evento magmático granítico (Granito de Mogote). La roca caja de la intrusión pudo haber sido una combinación de rocas ígneas y/o (meta)sedimentarias neoproterozoicas del sistema pericratónico del borde noroeste de Gondwana. Dado que en el subsuelo del oriente del país ocurren las formaciones Hato Viejo y Carrizal del Cámbrico Temprano, rocas equivalentes a éstas potencialmente pueden haber estado involucradas en el evento magmático.

- En tiempos Cámbrico-Ordovícico se deposita el protolito pelítico de la FM, probablemente en un ambiente intra-arco con basamento continental, seguido en una edad no conocida de una fase metamórfica de bajo grado de edad pre-Pérmico.

- Entre el Ordovícico y el Pérmico se deposita el protolito de la AMEB. No obstante que se desconocen las relaciones espaciales paleozoicas entre la AMEB y la FM, es factible que la yuxtaposición de ambas unidades se deba a un evento tectónico pre-Pérmico con emplazamiento de napas.

- Para el Pérmico Temprano ocurre un segundo evento magmático (plutónico-volcánico), con cristalización en la mesozona de las rocas graníticas de Piñero y Mata Oscura, mientras que en condiciones hipoabisales y superficiales fue emplazada lava riolítica y latítica, correspondiente a las volcánicas de la SAG. Este evento ocurre al final de la orogénesis Apalachiana, probablemente en el margen activo del norte de

Gondwana. Las relaciones de campo indican que tanto las rocas graníticas como las volcánicas intrusieron a las rocas sedimentarias de la AMEB. Las intrusiones tardías de aplita formadas al final de este segundo ciclo granítico, intrusieron también a los granitos de Mata Oscura y Piñero, a las volcánicas de la SAG, y a las metasedimentarias de la FM y AMEB, lo cual implica que para el Pérmico Temprano todas estas unidades mantenían una relación espacial cercana a la actual.

Actualmente muestras de sienita y de aplita se encuentran en proceso la datación U-Pb en zircón, pero por su naturaleza félsica es posible que pertenezcan al mismo ciclo Apalachiano. Por otra parte, los diques de diabasa y diorita los interpretamos de otro ciclo magmático, probablemente fueron intrusidos durante el Jurásico durante el evento de separación de Pangea, al igual que muchos diques similares que han sido descritos en el Escudo de Guayana (MENDOZA 2006). Con la información geocronológica de este trabajo y las interpretaciones anteriores, se requiere separar al Granito de Mogote de la Asociación Granítica El Baúl, quedando como sigue el esquema de unidades de rocas plutónicas e hipoabidales del macizo de El Baúl:

*Jurásico?*

Diques de diabasa y diorita

*Pérmico Tardío*

Asociación Granítica El Baúl

Diques de aplita

Sienita de Ave María

Granito de Mata Oscura

Granito de Piñero

*Cámbrico Tardío*

Granito de Mogote

El resumen, las nuevas edades obtenidas confirman que el macizo de El Baúl forma parte del cinturón Paleozoico periférico al Escudo de Guayana. Sus características geológicas muestran gran afinidad litológica y geocronológica con rocas de los Andes de Mérida, pero no con los granitoides de Paraguaná. Adicionalmente, por sus características estructurales, el macizo de El Baúl y su raíz profunda de basamento de las cuencas sedimentarias adyacentes, no corresponden a un “arco” que se extiende desde el escudo de Guayana hasta Paraguaná, como ha sido expresado reiteradamente en la literatura, por el contrario, debe considerarse como un alto, el “Alto de El Baúl”.

**AGRADECIMIENTOS**

Se agradece al Consejo de Desarrollo Científico, Humanístico y Tecnológico de la ULA Andes en Mérida, al Instituto de Ciencias de Tierra, a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la UCV, a la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) a través de los proyectos GEODINOS (Geodinámica del Norte de Sudamérica, G2002000478)

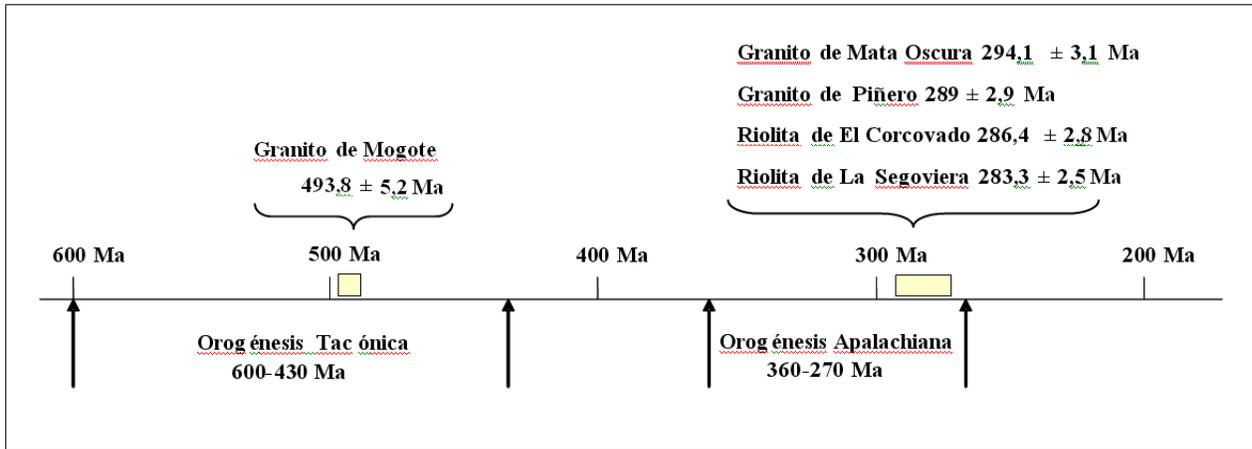


Fig. 11. Nuevas edades de las unidades de riolita y granito en referencia a los ciclos orogénicos.

Tabla 6. Comparación de las edades del macizo de El Baúl según distintos autores.

Unidad geológica	Método	Autores	Edad (Ma), previa	Edad (Ma), este trabajo
Volcánicas:	K-Ar	MACDONALD &	192±3,8 / 195±3,9	283,3±2,5
Riolita de La Segoviera		OPDIKE (1974)	(Jurásico Temprano)	(Pérmico Temprano)
Riolita de El Corcovado	Interpretado	MARTÍN (1961)	Triásico-Jurásico	286,4±2,8 (Pérmico Temprano)
Granito de Piñero	Interpretado	ANÓNIMO (1997)	Carbonífero-Pérmico	289±2,9
Granito de Mata Oscura	Interpretado	ANÓNIMO (1997)	Carbonífero-Pérmico	294,1±3,1 (Pérmico Temprano)
Metasedimentarias, El Barbasco: Cerrajón y Cañaote	Interpretado	MARTÍN (1961)	Cámbrico Tardío al Ordovícico ?	post-Ordovícico a pre-Pérmico Temprano
Filita de Mireles	Paleontología	MARTÍN (1961)	Cámbrico-Ordovícico	=>
Granito de Mogote	K/Ar / Rb/Sr	FEO-CODECIDO (1963)	270±10 / 287±10 (Pérmico Temprano)	493,8±5,2 (Cámbrico Tardío)

y LOCTI (Investigaciones geológicas del norte de Venezuela). Estamos también agradecidos al Laboratorio de Geología de Isótopos en la Universidad de Georgia y al grupo de la Microsonda Iónica de Alta Resolución (SHRIMP-RG) de la Universidad de Stanford, California (EE.UU.). A la Dra. Juliana Charão Marques del Instituto de Geociências - UFRGS, Porto Alegre, Brasil, por la datación adicional del Granito de Mogote. Se agradece a Rafael Falcón, Sebastián Grande, Ramón Serafín Sifontes, Aníbal R. Martínez, Tommaso Tosiani y Luz Rodríguez por las valiosas sugerencias que permitieron mejorar el manuscrito. El presente trabajo es una versión ampliada de VISCARRET *et al.* (2008).

#### BIBLIOGRAFÍA

ANÓNIMO. 1997. Facies Piñero. Facies Mata Oscura. En: W. SCHERER (Ed.), *Código Geológico de las Cuenca Petrolíferas de Venezuela*. <http://www.pdvsa.com/lexico>.

- AUDEMARD F. 1991. *Tectonics of Western Venezuela*. Rice University. Houston, Tesis doctoral inédita.
- BARTOK P. 1993. Pre-breakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: Its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region. *Tectonics* 12(2): 441-459.
- BELLIZZIA A. & N. PIMENTEL. 1984. Terreno Mérida: un cinturón alóctono herciniano en la Cordillera de los Andes de Venezuela. *Mem. V Simp. Bolivariano, Explor. Petrolera Cuencas Subandinas*, Puerto La Cruz, p. 271-290.
- BELLIZZIA A., N. PIMENTEL & R. BAJO. 1976. *Mapa geológico - estructural de Venezuela*. Caracas: Edic. FONINVES. Escala 1: 500 000.
- BLIN B. 1989. *Contribution à l'étude géologique de la frontière sud de la plaque caraïbe: Le front de la chaîne caraïbe vénézuélienne entre la Serranía de Portuguesa et la région de Tiznados (surface et subsurface). Apport des données paléomagnétiques. Interprétation géodynamique*. Université de Bretagne

- Occidentale, Brest, Francia. Tesis doctoral, 389 p. Reimpreso en: *Geos*, UCV, Caracas, 41, en prensa.
- BLIN B., E. CABRERA & J-F. STEPHAN. 1989. Evolución geológica Oligoceno-reciente de la cuenca de Guarumen. *Memoria VII Congreso Geológico Venezolano*, Barquisimeto, 1989. 2: 663-672
- BURKLEY L. A. 1976. *Geochronology of the Central Andes, Venezuela*. Case Western Reserve University, Tesis doctoral. 159 p. Reimpreso en *Geos*, UCV, Caracas, 40(2009): 80 + 159 p. en DVD, 2010.
- CARSON C. J., R. G. BERMAN, R. A. STERN, B. M. SANBORN, T. SKULSKI, & H. A. I. SANDEMAN. 2004. Age constrains on the Paleoproterozoic tectonometamorphic history of the Committee Bay region, western Churchill Province, Canada; evidence from zircon and in situ monazite SHRIMP geochronology. *Can. Jour. Earth Sci.* 41(9): 1049-1076.
- CASE J. E. & T. L. HOLCOMBE. 1986. *Geologic-tectonic map of the Caribbean region*. U.S. Geological Survey, Mapa escala 1: 2 500 000.
- COMPSTON W., I. S. WILLIAMS & C. MEYER. 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Jour. Geoph. Res., Supplement* 89: B525-B534.
- COMPSTON W., I. S. WILLIAMS, J. L. KIRSCHVINK, Z. ZHANG & M. A. GUOGAN. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *Jour. Geol. Soc. London*, 149: 171-184.
- DUERTO L., A. PICO & P. BASTOS. 2007. *Tectonic history of Espino Graben, central Venezuela: A new perspective*. PDVSA-Exploración. División Oriente. Puerto La Cruz. Informe inédito.
- FEO-CODECIDO G. 1963. Notes to accompany the Venezuelan contribution to the addition of a World Geological Map scale 1: 5 000 000. *Bol. Inf. Asoc. Venezolana Geol., Min., Pet.* 6(10): 290-307.
- FEO-CODECIDO G., C. MARTÍN-B. & P. BARTOK. 1974. Guía de la excursión a la Península de Paraguaná. *Mem. IV Congr. Geol. Venezolano. Bol. Geol., Caracas, Public. Esp.* 5, 1: 304-316.
- FEO-CODECIDO G., F. SMITH, N. ABOUD & E. DI GIACOMO. 1984. Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 162: 175-187.
- GARRITY C. P., P. C HACKLEY & F. URBANI F. 2004. Digital shaded relief map of Venezuela. *U.S. Geological Survey Open-File Report 2004-1322*, <http://pubs.usgs.gov/of/2004/1322>
- GEYH M. A. & H. SCHLEICHER. 1990. *Absolute age determination. Physical and chemical dating methods and their applications*. Springer-Verlag, 508 p.
- GONZÁLEZ DE JUANA C., M. ITURRALDE & C. PICARD. 1980. *Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas*. Ed. Foninves, Caracas 3: 911.
- IRVING E. M. 1975. The structural evolution of the northernmost Andes of Colombia. *Bol. Geol., Bogotá* 19: 1-89.
- KISER G. & I. BASS. 1985. La reorientación del arco de El Baúl y su importancia económica. *Memoria VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, p. 5122-5135.
- KROGH T. E. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geoch. Cosmoch. Acta* 46: 637-649.
- LUDWIG K. R. 2003. *Isoplot/Ex version 3.00*. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication* 4, 73 p.
- MACDONALD W. D. & N. D. OPDIKE. 1974. Triassic paleomagnetism of Northern South America. *AAPG Bulletin*, 58(2): 208-215.
- MARECHAL P. 1983. *Les Temoins de Chaîne Hercinienne dans le noyau ancien des Andes de Mérida (Venezuela)*. Univ. Occ. Brest, Francia. Tesis doctoral 3<sup>er</sup> ciclo, 176 p.
- MARTÍN DE BELLIZZIA C. 1961. Geología del macizo de El Baúl, estado Cojedes. *Memoria III Congreso Geológico Venezolano*. Noviembre 1959, *Bol. de Geol., Caracas, Publ. Esp.* 3(4): 1463-1530.
- MENDI D. & E. RODRÍGUEZ. 2006. Integración geológica de la península de Paraguaná, estado Falcón. *Geos*, UCV, Caracas, 38(2005): 93 + 184 p. en CD.
- MENDOZA V. 2006. Geología de Venezuela: Escudo de Guayana, Andes venezolanos y Cordillera de La Costa. *Geos*, UCV, Caracas, 38(2005): 121-122 + 418 p. in CD.
- NACSN - NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE. 2005. North American Stratigraphic Code. *AAPG Bulletin*, 89(11): 1547-1591.
- ORIHUELA N., A. GARCÍA & T. TABARE. 2011a. Mapa de gravedad absoluta y de anomalía gravimétrica de Venezuela derivado de datos satelitales. *Revista de la Facultad de Ingeniería*, UCV, Caracas, 26(1), en prensa.
- ORIHUELA N., A. GARCÍA, Y. GARZÓN, J. GONZÁLEZ & T. TABARE. 2011b. Mapa de anomalía magnéticas de Venezuela derivado de datos satelitales. *Revista de la Facultad de Ingeniería*, UCV, Caracas, 26(1), en prensa.
- PIDGEON R. T., D. FURFARO, A. K. KENNEDY, A. A. NEMCHIN, W. VAN BRONSWIJK & W. A. TODT. 1994. Calibration of zircon standards for the Curtin SHRIMP II. *Abstracts of Eighth International Conference on Geochronology, Cosm. and Isotope Geol.* 251.

- REYES A. 2008. Edad y relaciones de campo del Grupo el Barbasco, macizo de El Baúl. *Geos*, UCV, Caracas, 39(2007): 202 + 266 p. en DVD.
- RODDICK J. C. 1987. Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics: *Geo. Cosmoch. Acta* 51:2129-2135.
- SMITH F. 1980. *El basamento y las rocas paleozoicas en la parte norte de Venezuela*. Caracas. Corpoven S.A. Reimpreso en: *Geos*, UCV, Caracas, 40(2009): 109-110 + 73 p. en CD, 2010.
- STERN R. A. 1997. The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation. *Age and Isotopic Studies: Report 10, Geol. Sur. Canada, Current Research 1997-F*, 1-31.
- TEGGIN D. 1984. Determinaciones radiométricas de edad en los Andes venezolanos. *Act. Cien. Venez.* 35: 374-381.
- URBANI F. 2008. Revisión de la nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metamórficas del norte de Venezuela. *Bol. Acad. Cienc. Fís., Mat. y Nat.*, Caracas, 68(3): 27-44.
- VISCARRET P. 2009. *Geología del macizo de El Baúl, estado Cojedes, con énfasis en la petrología de las rocas graníticas*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería. Tesis doctoral. Vol. 1, 200 p., Vol. 2, 171 p. + 11 mapas. Reimpreso en: *Geos*, UCV, Caracas, 41, en prensa, 2011.
- VISCARRET P. & F. URBANI. 2011. Revisión de las investigaciones geológicas realizadas en el macizo de El Baúl, estado Cojedes, Venezuela. *Bol. Acad. Cienc. Fís., Mat. y Nat.*, Caracas, 70(2010)(4): 130-131.
- VISCARRET P., J. WRIGHT J. & F. URBANI. 2008. Dataciones U/Pb SHRIMP en circón de rocas del macizo El Baúl, estado Cojedes, Venezuela. *Memorias IX Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, noviembre 2007. *Geos*, UCV, Caracas, 39(2007): 94-95
- VISCARRET P., J. WRIGHT J. & F. URBANI. 2009. U-Pb zircon ages of El Baúl Massif, Cojedes State, Venezuela. *Revista Técnica de la Facultad de Ingeniería*, LUZ, Maracaibo, 32(3): 210-221.
- WILLIAMS I. S. 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. En: M. A. MCKIBBEN, W. C. SHANKS III, W. I. RIDLEY (eds.), *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Rev. in Econ. Geol.* 7: 1-35.

**Recibido:** enero 2011

**Revisado:** agosto 2011

**Aceptado:** enero 2012