

JORNADAS DE INVESTIGACIÓN DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA. JIFI-2006
UCV. Facultad de Ingeniería. Caracas, noviembre de 2006

(Los textos de estas ponencias y sus figuras a color se encuentran en el DVD anexo. Carpeta JIFI 06)

Nº	Ponencias	Pág.
1	AGUILAR I. & CARABALLO E. Caracterización geoquímica de los abanicos aluviales del valle de Caracas, a partir de pozos en Los Chorros, Sebucán y Parque del Este.	108
2	ALEZONES R., MUÑOZ P. & RODRÍGUEZ H. Atlas geológico del Ávila, Caracas, Venezuela.	109
3	ALTUNA A. Caracterización química y radiométrica de diversos niveles de los pozos MAC-1X, MAC-2X y PIC-25, norte del estado Monagas.	111
4	ARIZA M., REY O., ALEZONES R., VÉLEZ R., MARTÍNEZ M., GUTIÉRREZ J. & ROMERO M. Caracterización química del contacto de las Formaciones Jarillal y El Paraíso, estado Falcón.	113
5	AZANCOT M., BENTANCOURT G., MONTENEGRO R., REYES A., TORRES L., VALLETTA G. & ALEZONES R. Análisis modal de las areniscas del Miembro Mamonal de la Formación Guárico.	114
6	BARITTO I., CAMPOSANO L. & URBANI F. Estado actual de la quimioestratigrafía en Venezuela.	114
7	CAICEDO G. & MEDINA D. Caracterización geológica-geotécnica de una zona ubicada en el eje vial y local 1, entre Valera-Trujillo. Municipios Trujillo y Motatán, estado Trujillo.	116
8	CALDEVILLA R. Petrografía y geoquímica de la serranía del interior central, Cordillera de la Costa.	117
9	CÁRDENAS L., DELGADO M. & PADRÓN V. Caracterización petrográfica y diagenética de las formaciones Capaya y Carapita en el campo Tácata, estados Anzoátegui y Monagas, Venezuela oriental.	119
10	CONTRERAS QUINTERO J. Aplicación de redes neuronales artificiales en la interpretación de ambientes sedimentarios de abanicos aluviales.	120
11	DE ABRISQUETA A. & URBANI F. Estudio de muestras de filita del Esquisto de Las Mercedes mediante microscopía electrónica de barrido.	120
12	GONZÁLEZ A., VÁSQUEZ D., ROMERO P. & LENA P. Modelo sedimentológico y estratigráfico de las arenas "U", pertenecientes a las Formaciones Oficina y Merecure en el campo Socororo oeste, estado Anzoátegui.	122
13	GRANDE Sebastián. Ciclos tectónicos representados en la Cordillera de la Costa	124
14	GRANDE Sebastián. Petrogénesis de los arcos volcánicos: nuevas evidencias geoquímicas e isotópicas y modelos propuestos.	126
15	GRANDE S., URBANI F. & MENDI D. Mármoles de alto grado probablemente Grenvillianos en el noroeste de Venezuela.	128
16	GUILLEN W., TORIBIO E. & ALEZONES R. Compilación, digitalización y actualización geológica-cartográfica de la zona nor-central de Venezuela, estados Guárico y Aragua.	129
17	MARTIZ LIZAMA Mónica. Perspectivas de la minería no metálica de Venezuela, una reflexión para el futuro.	130
18	MENDI D., CAMPOSANO L., URBANI F. & BAQUERO M. Petrografía de rocas del basamento ígneo metamórfico del norte del estado Falcón.	132
19	MENDI D. & URBANI F. Observaciones geológicas de la meseta del Danto y salto El Oso, estado Amazonas.	134
20	MUSSARI A. & LOZANO F. Geología de los macizos ígneo-metamórficos del norte de Yumare, estados Yaracuy y Falcón.	135
21	OLAYA W., BUITRAGO F. & GUEVARA P. I. Dinámica sedimentaria de cinco playas de la costa nororiental de Venezuela, deducida a partir del análisis del tamaño medio de los granos.	137
22	PERAZA Tulio. Miembro El Muaco: secuencia transgresiva del Mioceno Superior en la estructura de La Vela, estado Falcón.	137
23	PEREIRA MÓNICA & DÍAZ QUINTERO Armando. Estudio de la metodología aplicada para la elaboración de un mapa de riesgo geológico.	139
24	PETRÁSH R. D. & REVANALES C. Integración geológica de la península de Paria, Venezuela.	139
25	ROVELLI T. Estudio petrográfico de una sección de los esquistos de Las Mercedes y Las Brisas. Túnel "Carrizalito", Los Teques, edo. Miranda.	141
26	URBANI F. Síntesis de la nomenclatura de unidades de rocas ígneas y metamórficas del norte de Venezuela.	142

Nº	Ponencias	Pág.
27	URBANI F., CAMPOSANO L., MARTÍNEZ A. & GONZÁLEZ A. Observaciones sobre algunas rocas del Cretácico Tardío en la zona de Yumare, estados Falcón y Yaracuy.	144
28	URBANI F., MENDI D., GRANDE S., BARITTO I., URBINA L. & CAMPOSANO L. A. Notas petrológicas sobre las "rocas Volcánicas de El Totumo", sierra de Perijá, estado Zulia.	145
29	VALLETTA G., UTRERA O., MENDI D. & PADILLA J. Estudio geoquímico de una calicata ubicada en la isla Gran Roque, parque nacional archipiélago Los Roques, Dependencia Federales, Venezuela.	147
30	VÉLEZ R., ALEZONES R., ARIZA M., REY O., MARTÍNEZ M., GUTIÉRREZ J. & ROMERO M. Litoestratigrafía del límite Eoceno–Oligoceno de la zona surcentral de la cuenca de Falcón, cercana a la población de Baragua, edo. Lara.	149
31	VISCARRET P. Retrospectiva del macizo de El Baúl, estado Cojedes. Venezuela.	150

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS ABANICOS ALUVIALES DEL VALLE DE CARACAS, A PARTIR DE POZOS EN LOS CHORROS, SEBUCÁN Y PARQUE DEL ESTE*

AGUILAR I. & CARABALLO E.

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica 330. Caracas 1053. email: ehcr1982@gmail.com

El valle de Caracas es una depresión tectónica resultado del levantamiento de la Cordillera de La Costa como arte de la tectónica del Caribe. Esta relleno principalmente por sedimentos provenientes del macizo del Ávila a través de redes fluviales o quebradas, y en menor medida por sedimentos lacustres y fluviales del río Guaire. El valle de Caracas se ubica al pie de la vertiente sur del Macizo Ávila, con una orientación este-oeste. El efecto conjunto del posible hundimiento de este valle y la sedimentación continua, ha generado grandes espesores de material (de hasta 300 m) en varias zonas del mismo. Unos de los fenómenos que han sido responsables de este relleno son los aludes torrenciales provenientes de la vertiente sur del macizo del Ávila debido a eventos hidrometeorológicos extraordinarios, probablemente potenciados por movimientos sísmicos, haciendo que se pueda acarrear material caótico y de gran tamaño.

Pocos trabajos han mencionado el hecho de que el Valle ha sido soterrado de manera consecutiva por estos fenómenos catastróficos y probablemente recurrentes. A raíz del la catástrofe de Vargas en diciembre de 1999, se retoma el estudio de estos fenómenos y su importancia como factor de riesgo para la zonas urbanizadas como lo es Caracas. En función de esto, la siguiente investigación tiene como fin caracterizar químicamente los sedimentos que rellenan al Valle de Caracas en la parte oriental, específicamente Sebucán, Los Chorros y Parque del Este para dilucidar posibles ciclos de sedimentación por aludes torrenciales, y sedimentación no asociada a eventos extraordinarios.

Específicamente, la zona de perforación se halla en la parte oriental de este valle y se localizan (Fig. 1) en:

1. Sebucán, en el estacionamiento de la Escuela de Enfermería de la Universidad Central de Venezuela: (N1.162.149, E736.716). 2. Los Chorros, en el estacionamiento del pre-escolar Colegio Don Simón: (N1.162.477, E737.880). 3. INPARQUES, en el estacionamiento de la sede principal del Instituto Nacional de Parques: (N1.160.686, E737.063).

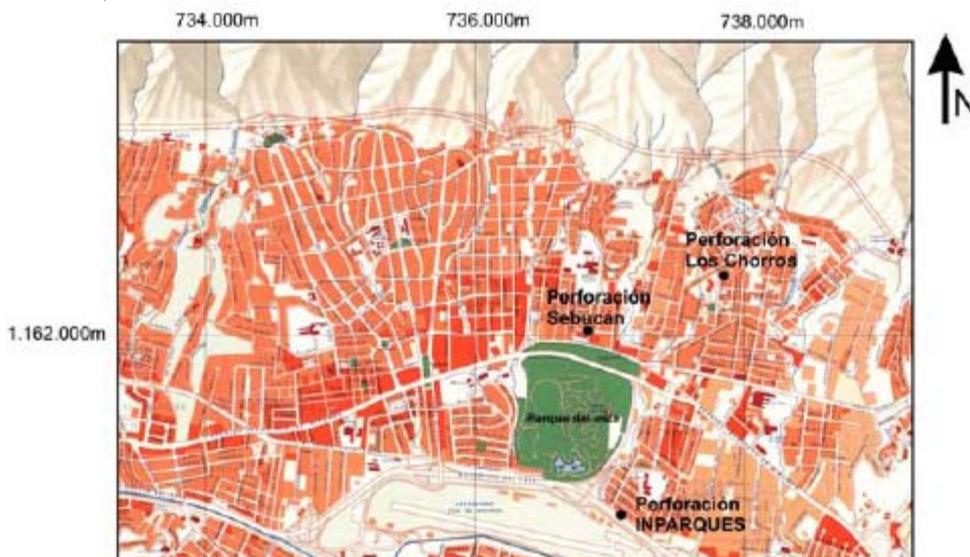


Figura 1. Mapa de ubicación de las perforaciones realizadas en el valle de Caracas

En el pozo ubicado en la sede de INPARQUES se están estudiando 60 muestras que abarcan desde la superficie hasta el basamento (Esquisto de Las Mercedes) correspondientes a la perforación realizada con taladro; con respecto al pozo geotécnico se tienen 50 muestras.

Fueron 50 muestras extraídas del pozo perforado en Los Chorros y aproximadamente 70 muestras pertenecientes al pozo de Sebucán. Cada pozo posee una perforación geotécnica SPT poco profunda cuyas muestras han sido analizadas para generar especies de modelos de comparación para las perforaciones más profundas, dado que de éstas se tienen las muestras no contaminadas con lodo de perforación. Cada muestra fue analizada obteniéndose las concentraciones de componentes mayoritarios (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Fe_2O_3 , K_2O) por fluorescencia de rayos X por dispersión de energía con fuente de tubo de Rh, elementos traza (V, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, Ba, Ge, Zr,

Sr, Rb, Zn, Ni) por fluorescencia de rayos X por dispersión de energía con fuente radioactiva e isótopos radiactivos ($\gamma^{214}\text{Bi}$, $\gamma^{212}\text{Bi}$, $\gamma^{40}\text{K}$, $\gamma^{208}\text{Tl}$) por medio de espectrometría gamma.

Igualmente, a la fracción no molida de cada muestra fue descrita mineralógica y granulométricamente con el fin de poseer un control sobre el material y así generar columnas sedimentarias. A partir de los análisis químicos de las muestras se realizaron perfiles de concentración correspondientes a los componentes mayoritarios, elementos traza e isótopos radiactivos.

Para apoyar o refutar cualquier evento o ciclo identificado con la abundancia de componentes mayoritarios, trazas, isótopos e incluso la granulometría y mineralogía, se separarán los minerales pesados correspondientes a cada alud observado. Dado que éstos se concentrarán en mayor proporción durante la ocurrencia de un evento torrencial. Sin embargo, se puede observar los componentes mayoritarios detectados en las muestras del pozo realizado en Los Chorros, cuyos sedimentos son aportados en su mayoría por la quebrada Tócome. Se identifican 7 eventos que pueden ser asociados a aludes torrenciales. Los máximos de primer orden de elementos como TiO_2 y Fe_2O_3 , pueden indicar una acumulación relativa de minerales pesados, desde óxidos (rutilo, ilmenita, magnetita, etc.) hasta minerales ferromagnesianos (hornblenda, etc.). La herramienta estadística multivariante empleada (dendrograma) arroja y confirma de manera general que existen unos 7 posibles aludes. Es importante que estas hipótesis señaladas anteriormente serán confirmadas o refutadas con los demás estudios (elementos traza, minerales pesados, espectrometría gamma e incluso granulometría).

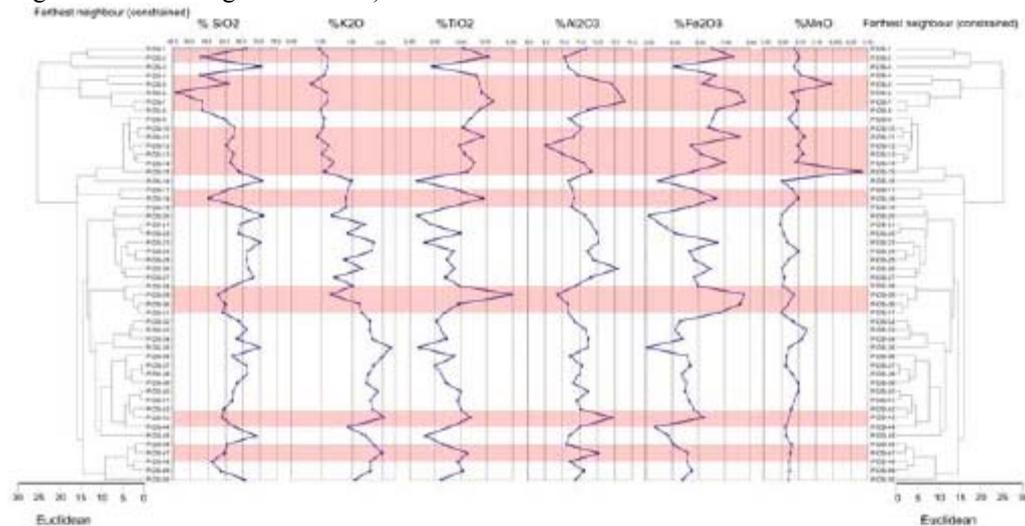


Figura 1. Perfiles de abundancia de componentes mayoritarios de las muestras del pozo Los Chorros y su correspondiente dendrograma. Obsérvese las bandas rojas que indican posibles eventos torrenciales, evidenciado por el aumento en la concentración de elementos como TiO_2 y Fe_2O_3 , asociados posiblemente a la acumulación de minerales pesados como rutilo, ilmenita y magnetita (entre otros)

Referencias

- KANTAK P. 2002. Espesores de los sedimentos, una sección este-oeste, velocidades sísmicas someras y microtemores medidos en el Valle de Caracas. *Geos* (UCV, Caracas) 35:59-60
- SINGER A. 1974. Acumulaciones torrenciales catastróficas de posible origen sísmico y movimientos neotectónicos de subsidencia en la parte oriental del Valle de Caracas. *Geos* (UCV, Caracas) 22:64-65.
- SINGER A. 1977. Tectónica reciente, morfogénesis sísmica y riesgo geológico en el graben de Caracas. *Memorias V Congreso Venezolano de Geología*. 4:123-170

ATLAS GEOLÓGICO DEL ÁVILA, CARACAS, VENEZUELA

ALEZONES R., MUÑOZ P. & RODRÍGUEZ H.

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas 1053. email: aleric@cantv.net.

Se dan a conocer todos aquellos tópicos y referencias que contribuyen de cualquier manera a un mejor estudio y conocimiento general del Parque Nacional El Ávila en cuanto a los recursos e información que éste ofrece, enfatizando principalmente en su geología, así como también en su fisiografía, vías de acceso, geografía, entre otras definiciones y conjunto de términos, con la idea de que funcione como una herramienta al público lector.

Este Atlas se encuentra dirigido principalmente a quienes visiten el Ávila, y tengan interés en los aspectos geológicos generales que puedan ser apreciados con tan solo recorrer el parque por los caminos y quebradas. Se intenta también que pueda ser de interés para personas ligadas al campo de ciencias de la tierra, que les pueda servir como una recopilación de información geológica de los distintos estudios e investigaciones llevadas a cabo en el parque. Igualmente, por poseer información no solamente geológica, sino también general sobre el Ávila, puede ser útil para personas sin interés en las ciencias de la tierra, y que tan sólo necesiten información más general (límites, fisiografía, mapas de las vías de acceso, etc.).

La descripción geológica se hace más detallada, por lo que comprende mapas de unidades litológicas, mapas geológico-estructurales, referencia a los afloramientos que se consiguen en el parque, distintas muestras de mano y petrografías descritas y fotos de las distintas unidades litológicas que se pueden reconocer en este, una descripción de las estructuras geológicas presentes, y distintos cortes geológicos, que permitan reconocer estas litologías, estructuras y la relación entre ambas.

La presentación del mismo consta de una versión física, en donde se condensará la información en una serie de libros, que representarán diferentes capítulos y cuyo conjunto conformará el Atlas Geológico del Ávila en su totalidad. Vale la pena señalar que el actual trabajo es el primero de esos capítulos, en donde además de contar con generalidades sobre el parque, se comenzará a cubrir la información geológica con un área previamente estudiada por García, L. (1994) [1], la cual se aprecia en la figura 1.

El resto de los capítulos irán cubriendo el resto del parque, inicialmente enfocándose en el flanco sur del Ávila, en la zona metropolitana, en donde se han realizado otros estudios geológicos como los de UZCÁTEGUI, R. (1997) [2], BAENA, J. (1998) [3] y SABINO, I. (1995) [4], entre otros que desarrollaron sus trabajos especiales de grado en esta región del parque.

Además de la versión impresa, se presenta en forma de CD interactivo, en donde el usuario puede conseguir, de manera más rápida y flexible, toda la información compilada en este proyecto. Inicialmente el usuario podrá observar en pantalla un mapa geológico de la zona abarcada por el capítulo, sobre el cual podrá hacer clic en alguna unidad geológica en particular para acceder a la información sobre ésta, con texto hipervinculado a otras informaciones relacionadas, como imágenes de afloramientos, muestras de mano, minerales, secciones finas, otras unidades geológicas, glosario de términos, por mencionar algunas de las opciones posibles. Igualmente, se tendrá acceso a las generalidades tratadas en el primer capítulo, a un buzón de sugerencias, a la ficha de los participantes del proyecto y otras informaciones de menor importancia geológica, pero de interés general.

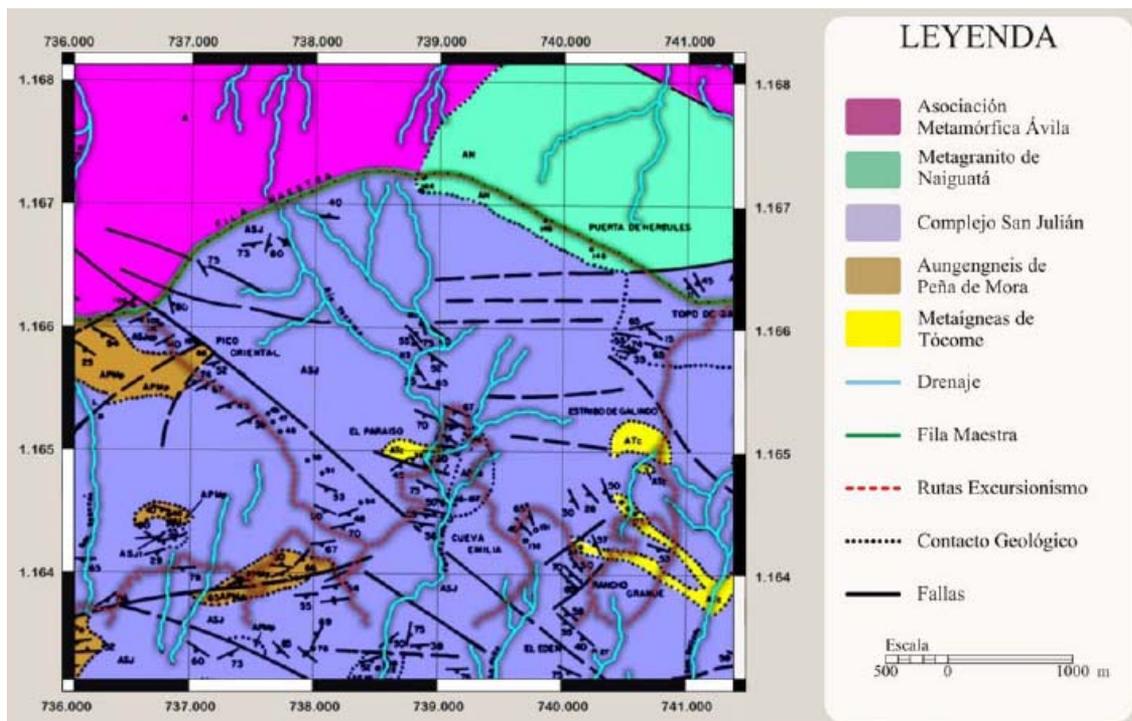


Fig. 1. Área abarcada por el Primer Capítulo del Atlas Geológico del Ávila. Tomado y modificado del Atlas de la Cordillera de la Costa, URBANI *et al.* (2004) [5].

Referencias

- [1] GARCÍA L. *Reconocimiento geológico de la cuenca del río Tócome, Parque Nacional El Ávila, estado Miranda. Universidad Central de Venezuela*, Tesis, 1994.
- [2] UZCÁTEGUI R. *Reconocimiento geológico del flanco sur de la silla de Caracas, Miranda y D.F. Universidad Central de Venezuela*, Tesis, 1997.
- [3] BAENA J. *Reconocimiento geológico de la cuenca del río Tacamahaca, Parque Nacional El Ávila. Universidad Central de Venezuela*, Tesis, 1998.
- [4] SABINO I. *Reconocimiento geológico del flanco sur del Pico Naiquatá. Universidad Central de Venezuela*, Tesis, 1995.
- [5] URBANI F. *Atlas de la Cordillera de la Costa. Universidad Central de Venezuela*, 2004.

**CARACTERIZACIÓN QUÍMICA Y RADIOMÉTRICA DE DIVERSOS NIVELES DE LOS POZOS
MAC-1X, MAC-2X Y PIC-25, NORTE DEL ESTADO MONAGAS
(Chemical and radiometric characterization of diverse levels of wells MAC-1X, MAC-2X and PIC-25,
north of Monagas state)**

ALTUNA A.

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica 330.
Caracas 1053. email: alealtunaz@yahoo.es

Se caracterizaron química y radiométricamente varios niveles de los pozos MAC-1X, MAC-2X y PIC-25 en el estado Monagas, flanco sur de la Serranía del Interior Oriental, cuenca oriental de Venezuela. Las muestras fueron pulverizadas y analizadas químicamente por espectrometría de fluorescencia de rayos X por energía dispersiva (FRX-DE) y por espectrometría gamma (EG) multicanal. Se determinó la concentración de los componentes mayoritarios SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO , K_2O , por FRX-DE con fuente de tubo de Rh y de los elementos traza Co, Cs, La, Ni, Pb, Rb, Sr, V, Zn y Zr por FRX-DE con fuente radioactiva de ^{109}Cd . Con el método de EG se obtuvieron los espectros gamma para las ventanas correspondientes a $\gamma^{40}\text{K}$, $\gamma^{214}\text{Bi}$, $\gamma^{212}\text{Bi}$, $\gamma^{208}\text{Tl}$ y γ^{Total} y como secundarias γF1 , γF2 , γF3 , γF4 y γF5 . A partir de las cartas de colores MUNSELL®, se obtuvo el código de color de cada muestra. Estos datos fueron transformados en un código de colores digital (RGB) a través del programa BABELCOLOR [1]. De acuerdo a lo establecido por HERRON (1988) [2], se realizó la clasificación geoquímica de las muestras, quedando estas separadas en cuatro tipos litológicos principales: areniscas ricas en Fe, lutitas, lutitas ricas en Fe y wackas. La totalidad de los datos obtenidos se procesaron con herramientas estadísticas tales como: perfiles de distribución, dendrogramas, funciones discriminantes (Fig. 1), entre otros; los cuales son útiles en la determinación de similitudes de ciertos componentes con el fin de establecer asociaciones sedimentarias químicas.

A partir de los resultados obtenidos, se construyeron perfiles verticales con los que se establecieron unidades químico-radiométricas (Fig. 2). Además, se realizó la clasificación de ambientes tectónicos según BATHIA (1983) [3], utilizando sus diagramas de discriminación con base en la concentración de elementos mayoritarios, con el fin de determinar la procedencia de dichos sedimentos, quedando discriminados mayoritariamente en dos ambientes tectónicos: margen continental pasivo (MCP) y margen continental activo (MCA). Con todos los datos se reconocen tres unidades principales que se subdividen en cinco subunidades para el pozo MAC-1X, cuatro unidades principales y seis subunidades para el MAC-2X y tres unidades y cuatro subunidades para el pozo PIC-25.

En base a la clasificación geoquímica, y en los perfiles de distribución realizados, se reconoce un nivel de capas rojas, propuesto previamente como Formación Macal por Aquino (2006) [4], el cual representa una unidad ubicada estratigráficamente por debajo de la Formación Barranquín. Los límites de algunas de las unidades definidas a partir de los dendrogramas de elementos mayoritarios y trazas Munsell® y RGB, coinciden con las capas rojas presentes en la columna de colores del pozo MAC-1X, así como para los otros pozos, reflejando así que las variaciones de colores entre las capas de la columna sedimentaria responden tanto a características químicas como radiométricas. Se observa un cambio de comportamiento en los perfiles de distribución de los elementos SiO_2 y CaO , así como en los colores MUNSELL, cercano al límite establecido por Aquino (2006) entre las formaciones Barranquín y El Cantil-Chimana, corroborando los resultados obtenidos en el trabajo antes mencionado.

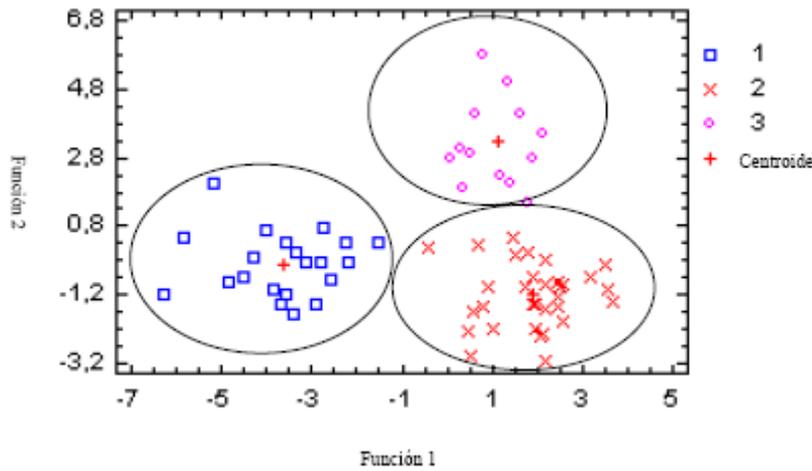


Fig. 1. Representación gráfica de las funciones discriminantes para las tres unidades químico radiométricas mayores del pozo PIC-25, mostrando un 100% de los casos correctamente clasificados.

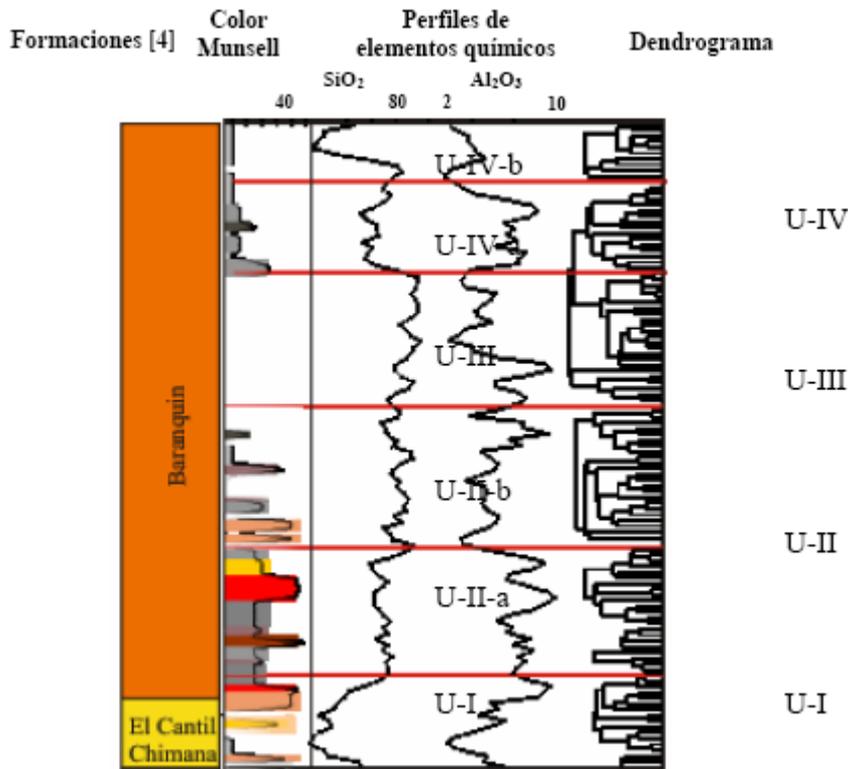


Fig. 2. Panel parcial de SiO₂, Al₂O₃, color Munsell y dendrograma, correspondiente al pozo MAC-2X. Las líneas rojas: límites que demarcan la definición de unidades mayores y subunidades establecidas en este trabajo.

Referencias

[1] <http://www.babelcolor.com/>
 [2] HERRON M.,1988 Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from core or Log Data. Journal of Sedimentary Petrology, 58(5): 820-829.
 [3] BATHIA M.R.,1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone: Journal of Geology, 91: 621 – 627.
 [4] AQUINO R., 2006. Sedimentología de las capas rojas del pozo MAC-1X, Estado Monagas. Proposición de una nueva unidad estratigráfica: La Formación Macal. Informe interno PDVSA.

CARACTERIZACIÓN QUÍMICA DEL CONTACTO DE LAS FORMACIONES JARILLAL Y EL PARAÍSO, ESTADO FALCÓN

ARIZA M.¹, REY O.¹, ALEZONES R.¹, VÉLEZ R.¹, MARTÍNEZ M.², GUTIÉRREZ J.² & ROMERO M.²
¹UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. ²UCV. Fac. Ciencias. ICT. Caracas 1053.
 email: maria_antonieta81@yahoo.com

Se caracterizó químicamente, mediante el uso de óxidos mayoritarios, del intervalo estratigráfico correspondiente al tope de la Formación Jarillal y la base de la Formación El Paraíso, con el fin de evaluar los cambios químicos que se produjeron durante el origen de la cuenca de Falcón en el Oligoceno. Para ello se realizó el levantamiento geológico de una sección ubicada en la quebrada Purureche, cerca del poblado del mismo nombre, distrito Democracia, estado Falcón (Fig. 1), en donde aflora de manera ininterrumpida el intervalo de interés. Se tomaron muestras cada 50 centímetros, para un total de 93 muestras recolectadas, las cuales fueron analizadas mediante la técnica de fluorescencia de rayos X por dispersión de energía, obteniéndose las concentraciones en porcentaje en peso (%) de los óxidos mayoritarios SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, K₂O. Para el procesamiento de los resultados obtenidos se realizaron análisis estadísticos univariantes (histogramas de frecuencia y diagramas de dispersión) y multivariantes (dendogramas y funciones discriminantes), adicionalmente se construyeron los perfiles de distribución para cada uno de los elementos.

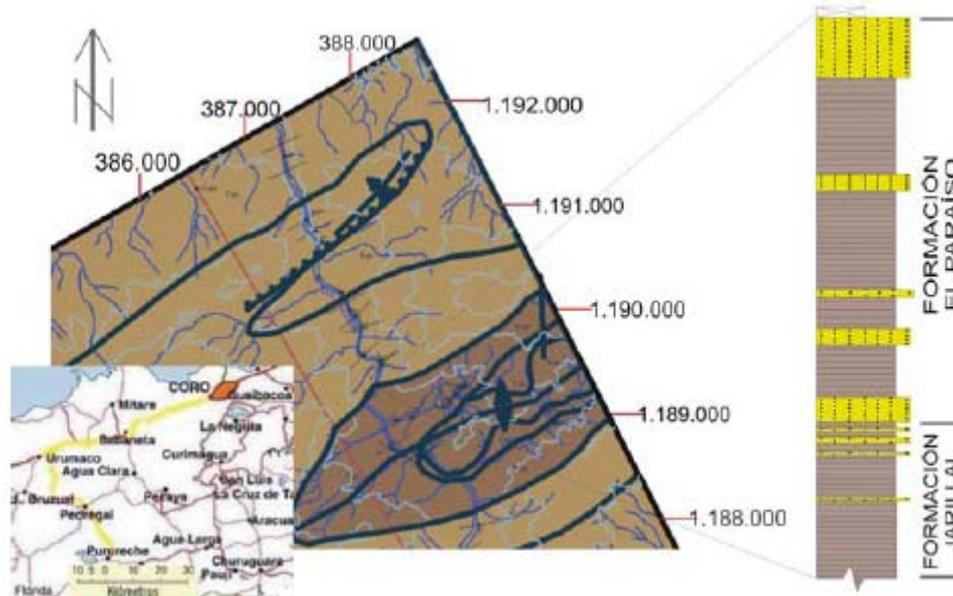


Fig. 1. Ubicación de la sección de estudio. Se muestra además la columna estratigráfica con el límite propuesto en este trabajo. Modificado de SALAZAR & ROMERO, 2004 [1]

Se definen dos asociaciones de elementos químicos que exhiben un coeficiente de correlación positivo de alto a moderado: a) Al₂O₃, K₂O, TiO₂ y b) Fe₂O₃, MnO, CaO. El SiO₂ solo mostró un coeficiente de correlación bajo y positivo con el MgO. Se observa un fuerte control litológico en la distribución de los óxidos mayoritarios, observando un incremento de la asociación de Al₂O₃, K₂O y TiO₂ en las lutitas, mientras que el porcentaje de SiO₂ aumenta en las areniscas.

Tanto los perfiles de distribución como el dendograma permiten la definición de dos unidades químicas que se corresponden con las unidades litoestratigráficas establecidas en esta región, se propone colocar el límite entre las formaciones Jarillal y El Paraíso en la base de la primera arenisca potente perteneciente a esta última formación, sustentado en la definición de unidades químicas anteriormente señalada.

Referencia

- [1] ROMERO, Y & SALAZAR, R (2004). Estudio de litofacies del Eoceno Superior - Mioceno en la zona centro occidental de la Cuenca de Falcón, sección sureste de la población Pedregal. Trabajo Especial de Grado, Escuela de Geología Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería. Inédito.

ANÁLISIS MODAL DE LAS ARENISCAS DEL MIEMBRO MAMONAL DE LA FORMACIÓN GUÁRICO

AZANCOT M., BENTANCOURT G., MONTENEGRO R., REYES A., TORRES L., VALLETTA G. & ALEZONES R.
UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Petrología Ígneo-Metamórfico.
Caracas 1053

La Formación Guárico es una unidad eminentemente clástica de ambiente de talud alimentado por corrientes de turbidez provenientes de cañones submarinos. Geológicamente se ha establecido que estas corrientes tienen su origen en la periodicidad de movimientos tectónicos generados por pulsos responsabilizados al paso de la placa Caribe frente a la parte norte de Venezuela.

El objetivo principal de este trabajo es el de determinar la procedencia de los sedimentos que conforman la Formación Guárico, de edad Paleoceno Eoceno, así como el marco tectónico que dominó al momento de la sedimentación de esta unidad.

Al nor-este de San Carlos, estado Cojedes aflora el Miembro Mamonal de la Formación Guárico. El Miembro Mamonal se caracteriza por presentar como litología predominante areniscas de tamaño de grano grueso (prácticamente son areniscas conglomeráticas). En esta localidad se realizó un trabajo de campo para recolectar muestras de dos secciones estratigráficas separadas por el río Pao. En total se tomaron 42 muestras, todas ellas areniscas de tamaño de grano grueso a medio.

A estas muestras se les realizó una petrografía convencional (para reconocer tipo litológico y clasificar según PETTIJOHN *et al.* (1973) [1] y una petrografía modal, contando hasta 300 puntos por sección, utilizando el método de YORIS (1989) [2] y luego, graficando sobre los triángulos de procedencia tectónica establecidos por DICKINSON & SUCZEK (1979) [3] y DICKINSON *et al.* (1983) [4]

Los datos obtenidos por la petrografía modal fueron luego colocados dentro del programa modificado de YORIS (1989) [2]. Como resultado se obtuvo que estas muestras provienen de Basamento Levantado, Arco, Arco Disectado, Orogeno Reciclado y Continental Transicional, ambiente tectónico predominante durante la sedimentación de esta unidad para la localidad de El Pao, estado Cojedes.

El modelo que se plantea, desde el punto de vista paleogeográfico, muestra que la región se encontraba en un surco el cual fue alimentado por sedimentos provenientes del Norte: el cual se caracterizaba por presentar rocas típicas del Arco Volcánico, Basamento Levantado por los corrimientos y también provenientes de corteza continental transicional; y del Sur: provenientes del Cratón de Guayana.

Referencias

- [1]PETTIJOHN F. F.; POTTER P. E & SIEVER R. (1973) Sand and Sandstone . 1º edición; Springer- Verlag (Berlin): 618 pág.
[2]YORIS, F. (1989). Proposición y desarrollo de un método para el análisis modal petrográfico. Trabajo de ascenso presentado ante la ilustre Universidad Central de Venezuela para optar a la categoría de profesor asociado. Caracas, U.C.V. Inédito: 173 p.
[3]DICKINSON W. R. & SUCZEK C. A. (1979) Plate tectonics and sandstone compositions. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull: 2104-2182.

ESTADO ACTUAL DE LA QUIMIOESTRATIGRAFÍA EN VENEZUELA

BARITTO I., CAMPOSANO L. & URBANI F.
UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica 330.
Caracas 1053. email: ivanbaritto@yahoo.com

La quimioestratigrafía envuelve la caracterización geoquímica, la subdivisión de secuencias sedimentarias en base a su comportamiento químico y la correlación de estratos usando la geoquímica de elementos mayoritarios, minoritarios, trazas, relaciones elementales, tierras raras e isótopos y es de mucha utilidad cuando es aplicada a secuencias con pobre control bioestratigráfico. Como herramienta de correlación esta nueva metodología ha permitido reducir la ambigüedad e incertidumbre frecuentemente asociada con los métodos tradicionales de correlación (litoestratigráficos, bioestratigráficos, geofísicos). Ha sido una herramienta que ha tenido un mayor auge a partir de la década de los 90'. En Venezuela particularmente se han efectuado varios estudios quimioestratigráficos. Uno de los primeros estudios en esta materia fue llevado a cabo por BRICEÑO *et al.* (1996) [1] en el flanco surandino y por la empresa LITOS. Otros estudios básicamente han estado orientados sólo hacia la caracterización geoquímica puntual de ciertas formaciones geológicas. En la Escuela de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Oriente se han realizado algunos trabajos puntuales en quimioestratigrafía en la Cuenca Oriental entre los que podemos destacar: PINTO (2002) [2] y POMONTI & TANG (2005) [3]. Sin embargo, es importante destacar que a fines de los años 90', tanto en el Laboratorio de Geología y Geoquímica de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la UCV como en

el Instituto de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ciencias de la UCV académicamente se emprenden ambiciosos proyectos a nivel nacional en el área de quimioestratigrafía, empleando la técnica como una herramienta con una amplia visión de desarrollo, ya que es muy poco lo que se ha hecho a nivel de la industria petrolera donde internacionalmente ha sido muy utilizada.

En la Escuela de Geología se llevó a cabo el proyecto denominado “Caracterización química de secciones estratigráficas como herramienta de correlación geológica”, el cual estaba enmarcado dentro del proyecto conocido como Agenda Petróleo N° 97 003547 el cual recibió financiamiento del FONACIT. Este trabajo consistió en efectuar la caracterización y la correlación geoquímica de varias formaciones geológicas del oriente y occidente venezolano tanto en afloramientos como a nivel del subsuelo, a través de la generación de varias tesis de pregrado, postgrado y de otras publicaciones menores referentes a la materia, empleando la técnica de fluorescencia de rayos X por energía dispersiva (FRX-ED) y espectrometría gamma (EG). Este proyecto ha generado numerosas publicaciones en esta nueva área de la estratigrafía. Entre ellas se obtuvieron cinco tesis de pregrado: (MARTÍNEZ & CAMPOSANO 2000 [4], RODRÍGUEZ *et al.* 2000 [5], GONZÁLEZ & SÁNCHEZ 2001[6], NOGUERA & YÉPEZ 2002 [7], CHACÍN 2003 [8]), al igual que tres tesis de maestría: (ALBERTOS 2001 [9], SERRANO 2003 [10] y ARREAZA 2003 [11]). Recientemente también se participó en el Proyecto Fachada Atlántica de Venezuela, coordinado por PDVSA, efectuando la caracterización y correlación geoquímica de sedimentos recientes usando las mismas metodologías analíticas señaladas anteriormente, del cual fueron generadas dos tesis de grado: (CEDILLO & OLAYA 2003 [12] y BARITTO 2003 [13]).

Por su parte en el Instituto de Ciencias de la Tierra de la UCV se realizaron estudios de quimioestratigrafía en diversas formaciones geológicas del occidente de Venezuela, básicamente desarrollados en el estado Táchira, también con financiamiento del FONACIT y como resultado fueron generadas cuatro tesis en el estado Táchira: (ESTÉVEZ 2000 [14], MARTÍNEZ 2001 [15], REÁTEGUI 2001 [16], ROLO GONZÁLEZ 2001 [17]) y cuatro en el estado Falcón: (CASTRO 2002 [18], GUERRA 2002 [19], MONTERO 2004 [20] y GAMBOA 2004 [21]). A través de todos estos trabajos se han podido caracterizar una gran variedad de formaciones geológicas de particular interés y se han podido realizar numerosas interpretaciones paleoambientales desde un punto de vista geoquímica usando para ello el análisis estadístico univariado y multivariado permitiendo la construcción de modelos estratigráfico más robustos.

Referencias

Abreviaturas:

UCV-EG= Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Geofísica;

UDO-ECT= Universidad de Oriente. Escuela de Ciencias de la Tierra;

TEG-IG= Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo;

TEG-LQ= Trabajo Especial de Grado para optar al título de Licenciado en Química;

TEG-MS= Trabajo Especial de Grado para optar al título de Magister Scientiarum;

TEG-EGY= Trabajo Especial de Grado para optar al título de Especialización en Gerencia de Yacimientos.

- [1] BRICEÑO H., A. CALLEJÓN & R. LANDER. 1996. Caracterización de quimiofacies en rocas Cretáceas del área sur del estado Táchira, Venezuela occidental. *AAPG Bulletin*. 80(8):1276
- [2] PINTO D. 2002. Estudio quimioestratigráfico del pozo CRC-7 en el Campo “Carito-Mulata”, Norte de Monagas, Cuenca Oriental de Venezuela. UDO-ECT. TEG-IG, 89 p.
- [3] POMONTI K. & G. TANG. 2005. Estudio quimioestratigráfico del Oligoceno Superior en los Campos Orocuai y Jusepín, área Noreste de Monagas-Venezuela. UDO-ECT. TEG-IG, 206 p.
- [4] MARTÍNEZ N. & L. CAMPOSANO. 2000. Caracterización química y radiométrica de secciones estratigráficas de las formaciones Barco y Mirador, San Pedro del Río, estado Táchira. UCV-EG. TEG-IG, 245 p.
- [5] RODRÍGUEZ N., A. RUIZ & E. TUNDIDOR. 2000. Caracterización química por Fluorescencia de rayos X y radioisotópica por espectrometría gamma multicanal de dos secciones estratigráficas de la Formación Guárico, El Pao, estado Cojedes. UCV-EG. TEG-IG, 265 p.
- [6] GONZALEZ, L. & G. SÁNCHEZ. 2001. Caracterización geoquímica y radiométrica de dos secciones estratigráficas de la Formación La Luna, en el estado Táchira. UCV-EG. TEG-IG, 230 p.
- [7] NOGUERA M. & S. YÉPEZ. 2002. Caracterización química de secciones estratigráficas: Formaciones Naricuai y Querecual, estados Anzoátegui y Monagas. UCV-EG. TEG-IG, 281p.
- [8] CHACÍN C. 2003. Caracterización química y radiométrica de muestras de canal correspondientes a cuatro pozos del campo petrolífero La Concepción, estado Zulia. UCV-EG. TEG-IG, 254 p.
- [9] ALBERTOS A. 2001. Caracterización química y radiométrica de una sección del subsuelo al Noreste y Sureste de Barinas, Formaciones Gobernador, Masparrito y Pagüey, estado Barinas. UCV-EG. TEG-MS, 204 p.
- [10] SERRANO M. 2003. Caracterización química y radiométrica de una Sección del Eoceno en el subsuelo del Lago de Maracaibo, Cuenca de Maracaibo, Estado Zulia. UCV-EG. TEG-MS, 210 p.
- [11] ARREAZA C. 2003. Caracterización química de las formaciones Naricuai y Querecual en sus localidades tipo, estado Anzoátegui. UCV-EG. TEG-MS, 204 p.
- [12] CEDILLO J. & W. OLAYA. 2003. Caracterización química y radiométrica de sedimentos de una zona ubicada al noroeste del Delta del Orinoco en el Océano Atlántico, Venezuela. UCV-EG. TEG-IG, 195 p.

- [13] BARITTO I. 2003. Caracterización química de muestras de sedimentos superficiales y de núcleos de la Fachada Atlántica Venezolana. UCV-EG. TEG-IG, 456 p.
- [14] ESTÉVEZ I. 2000. Estudio quimioestratigráfico del Terciario temprano – medio y límite Cretácico – Terciario del occidente venezolano. UCV-EQ. TEG-MS,
- [15] MARTÍNEZ, A. 2001. Identificación y caracterización de quimiofacies de la Formación Barco en la localidad de San Pedro del Río, estado Táchira. UCV-EQ. TEG-LQ, 139 p.
- [16] REATEGUI PALOMINO, K. 2001. Identificación e Interpretación de quimiofacies de la Formación Mirador en la localidad de San Pedro del Río, estado Táchira. UCV-EQ. TEG-LQ, 116 p.
- [17] ROLO GONZÁLEZ R. 2001. Estudio quimioestratigráfico de la Formación Carbonera, estado Táchira, (proveniencia y paleosalinidad). UCV-EQ. TEG-LQ, 90 p.
- [18] CASTRO G. 2002. Quimioestratigrafía de la sección superior de la Formación Cerro Pelado (Mioceno), Cuenca de Falcón, Venezuela. UCV-EQ. TEG-LQ, 116 p.
- [19] GUERRA E. 2002. Quimioestratigrafía de la Sección Inferior de la Formación Cerro Pelado (Mioceno), Cuenca de Falcón, Venezuela. UCV-EQ. TEG-LQ, 190 p.
- [20] MONTERO J. 2004. Determinación, caracterización y correlación de quimiofacies de la Formación Cerro Pelado (Mioceno), Cuenca Central de Falcón, Estado Falcón, Venezuela. UCV-EQ TEG-LQ, 101 p.
- [21] GAMBOA A. 2004. Aplicación del método de comparación de coeficientes coincidentes (CCC) como herramienta en la correlación lateral en tres localidades donde aflora la Formación Cerro Pelado, Cuenca Central de Falcón, Venezuela. UCV-EG. TEG-EGY, 108 p.

**CARACTERIZACION GEOLÓGICA-GEOTECNICA DE UNA ZONA UBICADA EN EL EJE VIAL Y LOCAL 1, ENTRE VALERA-TRUJILLO. MUNICIPIOS TRUJILLO Y MOTATÁN, ESTADO TRUJILLO
(Geologic-geotechnic characterization of a zone located in road between Valera-Trujillo. Trujillo and Motatán county, Trujillo state)**

CAICEDO G. & MEDINA D.

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053. INGEOMIN. Dpto. Geotecnia, Caracas 1010. email: giovanicaicedo@latinmail.com.

La investigación realizada dentro del Proyecto Multinacional Andino, en su Fase Valera-Trujillo, Venezuela, tuvo como objetivo principal prospectar la caracterización geológica-geotécnica en dos de sus principales vialidades, Eje Vial y Local 1. La finalidad fue cartografiar la susceptibilidad a los movimientos en masa, de acuerdo a las exigencias del proyecto, a lo largo de estas dos importantes rutas.

Para realizar el diagnóstico de la susceptibilidad es necesario tener en cuenta como se define la susceptibilidad, AYALA & COROMINAS (2003) [1] mencionan que “es la propensión o tendencia de una zona a ser afectada por un movimiento de ladera por desestabilización o alcance, determinada a través de un análisis comparativo de factores condicionantes y/o detonantes, cualitativo o cuantitativo, con las áreas movidas o alcanzadas, análisis que se materializa normalmente en forma de mapa de susceptibilidad y suele presuponer que el comportamiento futuro de la ladera seguirá las mismas pautas que hasta el presente”.

GONZÁLES DE VALLEJO (2002) [2] agrega que la susceptibilidad puede definirse como “la posibilidad de que una zona quede afectada por un determinado proceso, expresado en diversos grados cualitativos y relativos. Depende de los factores que controlan o condicionan la ocurrencia de los procesos, que pueden ser intrínsecos a los propios materiales geológicos o externos”.

Para el diagnóstico de los factores y posterior resultado de susceptibilidad, fue diseñada una nueva metodología, bajo un modelo no determinístico, aplicando un sistema de evaluación semicuantitativo, por ponderación de variables, los cuales contribuyeron y ofrecieron una respuesta de susceptibilidad en cinco rubros: muy baja, baja, media, alta y muy alta.

Para tal fin, se recurrió en principio a la obtención y procesamiento de data de campo relacionada con la caracterización de macizos rocosos y perfiles de meteorización de suelo según DEERE & PATTON (1975) [3], con el propósito de observar las condiciones de los parámetros para una estimación ajustada a la realidad, en función al grado de estabilidad presente en las unidades de trabajo estudiadas. Estos parámetros se conocen con el nombre de “factores condicionantes”, conjuntamente con la elaboración de un inventario actualizado de los procesos de remoción en masa (CRUNDEN & VARNES, 1996) [4], el cual sirve como respaldo de comparación con el resultado de susceptibilidad.

Los factores condicionantes se ubican en cuatro grandes grupos: 1.-Litología y estructuras, 2.-Cinemática en planos de roca, 3.-Vegetación, 4.-Pendientes del terreno. Estos factores fueron utilizados para la elaboración de los respectivos mapas temáticos, y una vez solapados, originaron el mapa de susceptibilidad determinado.

Las unidades de trabajo fueron divididas en cinco unidades informales, las cuales presentan las siguientes características en cuanto a la susceptibilidad: la unidad de intercalación arenisca, lutita y limólita (UALL), con laderas expuestas entre los 30° a 70°, exhibiendo mayor cantidad de movimientos en masa y erosión hídrica debido a la mayor superficie de exposición de la roca a factores climáticos, pluviométricos y condicionantes. La unidad de conglomerado y lutita (UCL), presenta resistencia a la compresión simple R3 (250-500 Kg/cm²); estas mejores condiciones son debido a que la roca esta menos expuesta a la interacción con factores climáticos ya que la pendiente suele ser mayor a los 80°. La unidad de filita (UF), presenta valores de R2 (50-250 Kg/cm²) en zonas húmedas y R4 (500-1000 Kg/cm²) en zonas secas; por lo general la foliación está a favor de la pendiente de la ladera haciéndola más estable.

La unidad correspondiente a los conglomerados (UT), con rocas conglomeráticas que presentan muy baja a baja susceptibilidad, esta condición se debe a la cohesión que presenta la matriz a soportar los cantos que conforman esta roca, a su vez en las laderas este valor de cohesión tiende a disminuir por la infiltración y escorrentía de las aguas, trayendo consigo la caída de bloques y procesos de erosión hídrica. Suprayacente a la UF se encuentra la unidad de coluviones (UC), los cuales están conformados por los cantos de la Fm. Mucuchachí, muy meteorizados y angulosos, embebidos en una matriz angulosa y condiciones húmedas, siendo ocasionantes de la inestabilidad en los terrenos asociados.

Dentro del diagnóstico general de susceptibilidad, pudo observarse que la metodología se ajusta en buena medida con el estado real de las diferentes unidades litológicas estudiadas, por un lado se logra contrastar aquellas unidades más susceptibles a movimientos en masa de las que presentan mayor estabilidad; y por otro lado, los resultados se corresponden con la influencia de las variables o parámetros evaluadores propuestos en la metodología para cada una de las unidades estudiadas.

Referencias

- [1] AYALA-CARCEDO, F. & COROMINAS J. 2003. Mapas de Susceptibilidad a los Movimientos de Ladera con Técnica SIG. Fundamentos y Aplicaciones en España. Instituto Geológico Minero de España, España-Madrid. pp 5-187.
- [2] GONZÁLEZ DE VALLEJO, L., 2002. Ingeniería Geológica. Editorial Pearson-Prentice Hall, España-Madrid. p. 2-695.
- [3] DEERE, D. & PATTON, F. 1971. Estabilidad de Taludes en Suelos Residuales. University of Illinois, USA. pp. 93-175.
- [4] CRUNDEN C. M. & VARNES, D. J. 1996. Landslide Types and Processes. National Research Council, National Academy Press, Washintong D.C. pp. 675.

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LA SERRANÍA DEL INTERIOR CENTRAL, CORDILLERA DE LA COSTA*

(Petrography and geochemistry of central Serrania del Interior, Coast Range)

CALDEVILLA R.

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

Caracas 1053. email: caldevilla@cantv.net

*Contribución del proyecto GEODINOS (G2002000478)

Muchos trabajos contentivos de estudios petrográficos y geoquímicos han sido realizados en la Serranía del Interior Central desde los años 1960's, pero la mayoría de ellos siguen siendo inéditos y la información allí contenida es accesible sólo para quienes puedan consultar las versiones originales; otros trabajos, aunque publicados, se encuentran dispersos en diferentes medios, impresos y digitales.

Algunas compilaciones previas han sido realizadas, con motivo de la elaboración del Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa [1], estas cubren algunas hojas escala 1:25000 cada una, CHIRINOS & MARQUINA (1987) [2], ORTA (2003) [3] y DÍAZ (2004) [4], y en su conjunto no cubren toda la Serranía del Interior. El presente trabajo tiene como motivación, realizar la integración de la información petrográfica y geoquímica de la Serranía del Interior Central en un solo trabajo y bajo un mismo formato, que facilite su uso y su futura inclusión en un Sistema de Información Geográfica.

Para lograr este objetivo se partió de las compilaciones previas, de las cuales se extrajo la información petrográfica integrada por estos autores, luego, mediante una revisión de las tesis inéditas en la biblioteca de la EGMG de la Facultad de Ingeniería, de la UCV y los trabajos publicados en memorias, boletines geológicos y artículos científicos relacionados se obtuvo información petrográfica y geoquímica adicional sobre la Serranía del Interior. Todas las muestras fueron ubicadas sobre los mapas del Atlas geológico de la Cordillera de la Costa; o los mapas originales de los autores para aquellas que se encontraron fuera de la cobertura del Atlas. Las muestras recopiladas están organizadas por napa y unidad, de acuerdo a la cartografía geológica vigente para la Serranía del Interior; obteniéndose la siguiente distribución de número de muestras analizadas petrográfica y químicamente:

Unidad	Petrografía Geoquímica	
Napa Loma de Hierro:		
Ultramáficas de Loma de Níquel	37	9
Gabro de Mesía	68	
Metalava de Tiara	10	
Filita de Paracotos	138	
Rocas volcánico-sedimentarias del Río Guare	6	
Serpentinita. Cuerpos dispersos sin nombre formal	2	
Complejo El Ocumo	5	
Napa de Villa de Cura:		
Asociación Metavolcanosedimentaria de Villa de Cura, (sin dif.)	111	
Granofel de Santa Isabel	448	75
Metalava de El Carmen	228	53
Metalava de Las Hermanas	548	20
Metatoba de El Caño y El Chino, sin Dif.	371	64
Ultramáficas de Chacao	46	4
Ultramáficas de Apa	115	5
Napa Caucagua - El Tinaco:		
Complejo de Conoropa	23	
Complejo de El Tinaco	47	
Esquisto de Tinamú	4	1
Filita de Muruguata	1	
Filita de Tucutunemo	69	
Gneis de La Aguadita	92	38
Metagranodiorita de La Guacamaya	10	15
Metalava de Los Naranjos	15	28
Peridotita de Tinaquillo	57	39
Filita de Urape	7	
Brecha Ígnea de Sabana Larga		4

Tabla 1: Análisis petrográficos y geoquímicos organizados por Napa y Unidad

Además de las muestras pertenecientes a trabajos previos, otras se han obtenido mediante trabajos de campo realizados en afloramientos del Complejo de Conoropa, específicamente en el Gneis de San Vicente, reportado por BECK (1985) [5].

También se recopilan en este trabajo las descripciones y consideraciones de las unidades estudiadas por los autores previos, esto es especialmente importante con los autores originales que estudiaron la zona en la década de los 60's, de cuyos trabajos no se publicaron los análisis petrográficos y químicos. Con todas las muestras integradas en un solo trabajo se realizan interpretaciones sobre el grado metamórfico, protolito y afinidad de las litologías aflorantes en cada una de las unidades; englobando así las interpretaciones mas locales realizadas en los trabajos previos. Con este trabajo se culmina un esfuerzo de integración de toda la información de cartografía geológica, más los análisis de muestras de rocas ígneo metamórficas de toda la Cordillera de la Costa, para su inclusión en un Sistema de Información Geográfica que se encuentra en proceso de realización como parte integral del proyecto GEODINOS (UCV-FUNVISIS FONACIT).

Referencias

- [1] URBANI F., RODRÍGUEZ A., *Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa*, UCV. EGMG y FUNVISIS, 2004.
- [2] CHIRINOS A., MARQUINA M., *Estudio geológico de la región oriental de la Faja de Villa de Cura, estados Aragua y Miranda*, Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Trabajo Especial de Grado, 1987.
- [3] ORTA M. 2003, *Integración geológica de la región Caracas – Charallave – Santa Teresa del Tuy*. Geos (Caracas) 36:90-91.
- [4] DÍAZ A. 2003, *Integración geológica de la región Los Teques – La Victoria – San Casimiro, Distrito Capital, estados Aragua y Miranda* Geos (Caracas) 36:88-90.
- [5] BECK C. 1985. *La chaîne Caraïbe au méridien de Caracas : géologie, tectonogese, place dans l'évolution géodynamique Mésozoïque-Cénozoïque des Caraïbes Méridionales*. L'Universite des Scienses et Techniques de Lille, Tesis de doctorado de estado.

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y DIAGENÉTICA DE LAS FORMACIONES CAPAYA Y CARAPITA EN EL CAMPO TÁCATA, ESTADOS ANZOÁTEGUI Y MONAGAS, VENEZUELA ORIENTAL

(Petrographic and diagenetic characterization of Capaya and Carapita formation in the Tacata field, Anzoátegui and Monagas states, eastern Venezuela)

CÁRDENAS L.¹, DELGADO M.² & PADRÓN V.¹

¹ UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053. ²PDVSA Exploración Oriente. Laboratorio Geológico en el Chaure. Pto. La Cruz. email: victor.padrón@excite.com

Con el objeto de realizar la caracterización mineralógica y diagenética de las rocas correspondientes a las formaciones Capaya y Carapita, en el área de Tácata, estados Anzoátegui y Monagas, Cuenca Oriental de Venezuela, se analizaron dos pozos con núcleo (T6 y T8) a los cuales se les realizó un estudio sedimentológico. Posteriormente se elaboró un estudio petrográfico por medio de conteo modal a un total de 111 secciones finas correspondientes a los pozos antes mencionados y a los pozos T10, T11, T14, TT2 y TT3, sólo a una porción de ellas se les realizaron determinaciones de difracción de rayos X (37) y Microscopía Electrónica de Barrido (15).

En los núcleos de estudio fueron identificadas un total de 16 facies sedimentarias, las cuales posteriormente fueron agrupadas en asociaciones de facies definiendo así una variedad de depósitos sedimentarios que incluyen: canales distributarios, bahía y relleno de bahías con depósitos de tormentas, canales de rotura en bahía, canales distributarios apilados con influencia de marea, depósitos de anteplaya inferior a media, anteplaya inferior, canales de marea, costafuera (depósitos de tormenta), costafuera a anteplaya media a superior, costafuera a anteplaya inferior y complejo de isla de barrera de ambiente costero.

Se sugiere que el ambiente de sedimentación generalizado es transicional deltaico con influencia subordinada tanto de oleaje como de mareas, teniendo continuos abandonos del sistema deltaico, lo cual se refleja por la implantación de ambientes costeros, cuyas costas presentan un predominio de las mareas sobre el oleaje.

Con base a las secuencias de tercer orden establecidas en el Proyecto Tácata se definieron parasecuencias de quinto orden. La división de las secuencias consta de ocho parasecuencias (desde U1 hasta U8) ordenadas de forma decreciente de tope a base. Se interpretó el desarrollo de un ambiente deltaico que llega a su máximo desarrollo durante la depositación de la parasecuencia U3. A partir de la depositación de la parasecuencia U4 se genera un impulso de inundación que genera condiciones costeras en toda el área las cuales se mantienen y alcanzan su máxima profundización a nivel de la parasecuencia U8.

La determinación de la composición mineralógica detrítica permitió establecer para la Formación Capaya una predominancia de arenisca cuarzosa con una proporción muy baja de sublitarenita, waca cuarzosa, grauvaca lítica y arenisca micrítica. Los escasos cuerpos arenosos de la Formación Carapita resultaron ser predominantemente arenisca cuarzosa y waca cuarzosa, con una proporción muy baja de sublitarenita y grauvaca lítica.

Las facies arenosas muestran una evolución diagenética de temprana a tardía, los procesos diagenéticos que afectaron estas facies son principalmente la compactación moderada a fuerte, la precipitación (de arcillas, cuarzo y calcita), la disolución (de granos, de matriz y de cemento) reemplazo (comúnmente de calcita), la recristalización (de cuarzo autigénico) y las estilolitas. Estos procesos afectaron de una u otra manera la calidad de las rocas como yacimiento. En efecto, la precipitación de minerales de arcilla y la fuerte compactación redujeron la porosidad original, mientras que la disolución de granos, matriz y/o cementos favorecieron la formación de porosidad secundaria y el mejoramiento de la calidad de las rocas yacimientos. Las porosidades estimadas en el análisis petrográfico, varían entre un 5%-8%, con aporte de la disolución de más del 60% de esta porosidad total.

La mejor calidad de roca como reservorio la presentan las facies arenosas A3GL, A0B, A2M y A3X. Los depósitos sedimentarios con mejores características de roca reservorio asociados al ambiente deltaico están conformados por los canales distributarios apilados en la llanura deltaica y barras de desembocadura del frente deltaico. Los depósitos sedimentarios con mejores características de rocas reservorios asociados al ambiente costero se encuentran conformados por el complejo de islas de barrera y los depósitos de anteplaya superior a media.

APLICACIÓN DE REDES NEURONALES ARTIFICIALES EN LA INTERPRETACIÓN DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS DE ABANICOS ALUVIALES

CONTRERAS QUINTERO J.

ULA. Fac. Ingeniería. Escuela de Ingeniería Geológica y Escuela de Ingeniería de Sistemas. Mérida 5101. email: contrerasjac@pdvsa.com

En este trabajo se verifica la propuesta de utilizar redes neuronales artificiales (RNA) en la interpretación del ambiente de sedimentación en facies, específicamente, de abanicos aluviales, como herramienta complementaria de las investigaciones geológicas de campo. Una profunda revisión de la literatura científica fue necesaria para establecer los fundamentos normativos del proyecto, tanto en lo referente a los abanicos aluviales y su dinámica sedimentaria, como en el diseño y la aplicación de RNA. Con la elección de una metodología geológica de campo efectiva, para el análisis de facies aluviales, así como una caracterización apropiada del ambiente sedimentario; se alcanzó el diseño de cinco RNA, agrupadas como: Red Primaria (para la discriminación de facies de abanico aluvial) y cuatro Redes Secundarias (para la interpretación de sub-ambientes, clima, tectónica sinsedimentaria y eficacia en transporte o tipo de flujo dominante, dentro del abanico aluvial). Para alcanzar el diseño apropiado fue necesario determinar las variables de entrada que son concluyentes para cada una de las interpretaciones; así como las salidas o resultados deseados. Se utilizaron RNA de retropropagación y aprendizaje supervisado, por tanto, se diseñaron pares de entrenamiento para cada una de ellas, sobre la base de la información disponible inherente a los aspectos mencionados que son interpretados. Con estos patrones se llevó a cabo el entrenamiento de las RNA, que permitió verificar la hipótesis del proyecto. El aprovechamiento de tales resultados se logró por medio del aporte principal del trabajo: el Sistema Experimental de Interpretación Sedimentológica Eldar SEIS, una interfaz adaptada para su utilización por parte de geólogos de campo en el descarte de facies aluviales. Más allá, la sistemática del modelo permite un ordenamiento de la información proveniente de levantamientos de campo (quizá también del análisis de núcleos) para un análisis rápido y económico. La verificación del modelo inductivo se llevó a cabo utilizando la información del trabajo de Jiménez (2005, en progreso), sobre el Miembro Sanalejos de la Formación Betijoque (Mío-Plioceno, Andes Centrales Venezolanos) como ejemplo de un modelo específico de abanico aluvial.

ESTUDIO DE MUESTRAS DE FILITA DEL ESQUISTO DE LAS MERCEDES MEDIANTE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO

DE ABRISQUETA A.² & URBANI F.¹

¹UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica 330. Caracas 1053. ²INGEOMIN. Laboratorio de Microscopía Electrónica. Caracas 1050. . email: urbani@cantv.net

El Esquisto de las Mercedes [1] se caracteriza por litología como filita y esquisto cuarzo-muscovítico grafitoso carbonático, mármol negro y metaconglomerado cuarzo-sericítico [2]. Adicionalmente las muestras de filita y esquisto grafitoso, son de color negro, pero al meteorizar cambian a color blanco, proceso que no es bien conocido. Por otra parte, las rocas de esta Unidad están cruzadas por numerosas vetas de cuarzo y calcita. Estas últimas en superficie presentan colores pardo a marrón que han sido identificadas por difracción de rayos-x como calcita. Sin embargo, han sido clasificadas erróneamente por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) y WEHRMANN (1972) como ankerita recristalizada [1].

En la localidad de El Jengibre, San Diego de los Altos, estado Miranda, se tomaron muestras de filita que en estado fresco es de color negro y las meteorizadas de color blanco (ver figura 1A). En cuanto a la calcita, las muestras fueron recolectadas en la Urbanización de Colinas del Tamanaco, Municipio Baruta, Estado Miranda, estas presentan dos zonas bien diferenciadas, una de color blanco y otra de color anaranjado (ver figura 1B).

Los equipos, materiales y técnicas empleadas fueron las siguientes: En la preparación de las muestras para el análisis elemental se usó el Evaporador de Grafito de Vacío Alto, HITACHI-HUS-5GB. En el análisis morfológico se cubrieron con oro con el Ion Coater, Eiko Engineering-IB-2, por quince minutos. El análisis elemental se hizo con la Microsonda de Electrones, EPMA, Jeol-8900R, y las condiciones de operación para la adquisición de espectros fueron: 20 kV (voltaje de aceleración) y una corriente medida en la Copa de Faraday del orden de 10-8 Ampere. El análisis morfológico se hizo con el Microscopio Electrónico de Barrido, HITACHI-S500, y las condiciones de operación para la adquisición de las fotografías fueron: 20 kV (voltaje de aceleración) y una corriente medida en la Copa de Faraday del orden de 10-9 Ampere. Además, las muestras de calcita se estudiaron por la técnica de

fluorescencia de rayos-x, PHILIPS, MagiX Pro. Las condiciones de operación fueron: voltaje acelerador de 40kV y 30mA, el cristal usado fue LiF 200, detector de flujo continuo, en vacío.

El análisis de la filita tanto en la zona fresca como en la meteorizada no mostró diferencias en la composición elemental al ser estudiada por la microsonda de electrones, los elementos detectados fueron Si, Al, K, O, Na, Fe y Ti, los cuales se podrían atribuir a la composición química de los filosilicatos y cuarzo. Mediante el estudio por Microscopía Electrónica de Barrido se puede resumir lo siguiente: la zona fresca de la filita presenta una textura muy homogénea y poco porosa. A medida que esta roca sufre los procesos de meteorización el color de la roca pasa a ser blanco, observándose una alta densidad de poros, un aumento en el tamaño de los poros y cambios texturales, observándose escalones y micro-cavidades, esto posiblemente es debido a la pérdida total o parcial del material grafitoso y de otros minerales (Ver figura 2).

En cuanto a la calcita, la única diferencia apreciable se observa en la intensidad del pico del hierro (ver figura 3), la calcita de color anaranjada presenta una intensidad un poco mayor que la calcita blanca. Por otro lado, mediante Fluorescencia de Rayos-x se obtuvo que la calcita blanca posee 0,53% de Fe₂O₃ y la calcita anaranjada 0,78% de Fe₂O₃. Esta diferencia en la concentración de hierro es lo que explica posiblemente el cambio de coloración. El hierro ferroso puede sustituir al calcio dentro de los límites impuestos por sus tamaños relativos, ya que los miembros de este grupo de minerales son isoestructurales. Sin embargo, esta sustitución no es tan completa debido al gran radio iónico del calcio (0,99 Å) [4]. En conclusión, se podría clasificar como calcita enriquecida en hierro.

Referencias

- [1] URBANI, F., *Geos*. 33 (1999) 1-170.
- [2] WEHRMANN, M., *IV Congreso Geológico Venezolano*. (1972). 2093-2121.
- [3] GONZÁLEZ C., ITURRALDE J. & PICARD X. *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Ed. Foninves, Tomo I, 1980.
- [4] HURLBUT D. *Manual de Mineralogía*. Ed. Reverté, S.A. 1960

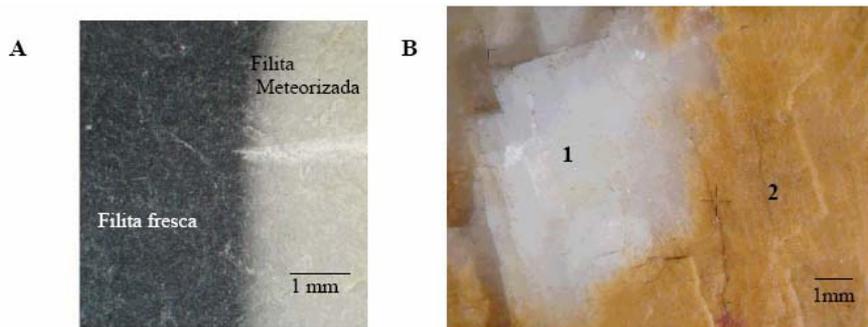


Figura 1: A) Muestra de la filita fresca y la filita meteorizada. B) Muestra de calcita del Esquisto las Mercedes.

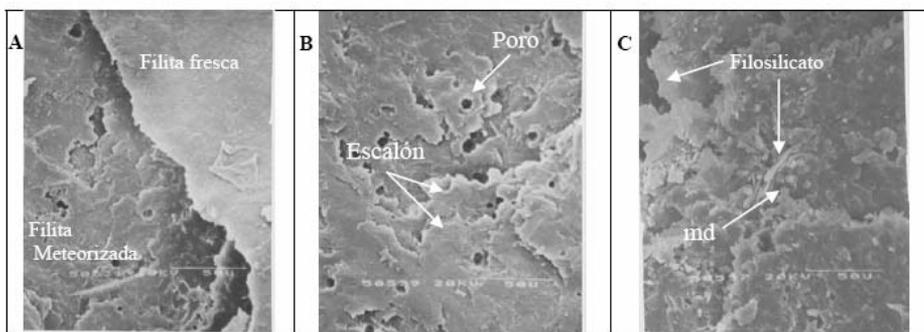


Figura 2: A) Límite entre la filita fresca y la filita meteorizada. B) Filita meteorizada. C) Filita alterada con material disgregado (md).

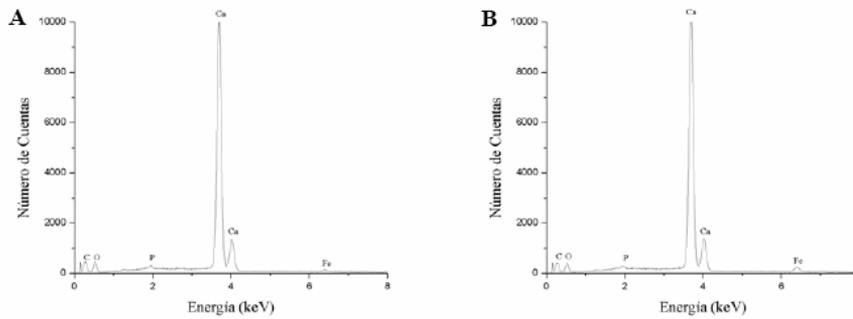


Figura 3: A) Espectro EDS de la calcita. B) Espectro EDS de la calcita tomado en la zona de color pardo.

MODELO SEDIMENTOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO DE LAS ARENAS “U”, PERTENECIENTES A LAS FORMACIONES OFICINA Y MEREURE EN EL CAMPO SOCORORO OESTE, ESTADO ANZOÁTEGUI.

GONZÁLEZ A.¹, VÁSQUEZ D.¹, ROMERO P.¹ & LENA P.¹

¹ UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053. ²PetroUCV S.A, Caracas 1060. email: adgogut@cantv.net

Este trabajo define un modelo sedimentológico y estratigráfico de las arenas U (formaciones Mereure y Oficina) del Campo Socororo Oeste. El campo se encuentra dentro del Área Mayor de Socororo, Estado Anzoátegui, al este de la población de Pariaguán, entre las coordenadas UTM 972.000 - 976.000 Norte, y 314.500 - 320.000 Oeste, y comprende un bloque irregular de 25 km², con 24 pozos perforados. Se dispone en la Cuenca Oriental de Venezuela (Subcuenca de Maturín), que representa una depresión topográfica y estructural compuesta por una secuencia sedimentaria principalmente clástica, de estratos mesozoicos y cenozoicos (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980) [1]. El estudio se centra en las formaciones Mereure y Oficina, principales productoras de hidrocarburos en esta cuenca, y debido a su importancia se desea determinar la arquitectura de las arenas prospectivas por medio de la correlación entre registros de pozos y de la representación espacial de las facies para cada unidad.

Para desarrollar este modelo se correlacionaron las unidades de interés entre los 24 pozos del campo, siguiendo la metodología propuesta por WALKER & JAMES (1992) [2]. Para esto se evaluaron de cada registro los datos disponibles de potencial espontáneo (curva “SP”), rayos gamma (curva “GR”), resistividad (curva “RD”) y densidad (curva “RHOB”). La correlación permitió identificar las facies presentes en cada unidad y su distribución en el subsuelo. Esta información se representa mediante la construcción de mapas de distribución de facies, que muestran las relaciones espaciales entre ellas; y junto a los mapas de Arena Neta y de relaciones “Net to Gross” y Arena/Lutita, determinan los ambientes sedimentarios de las unidades estudiadas, y permiten reconstruir la evolución estratigráfica de las arenas de interés. Esta metodología se resume en el flujograma de la Fig. 1 (GONZÁLEZ & VÁSQUEZ, 2005) [3].



Fig. 1: Flujograma que resume la metodología empleada

La secuencia U ha sido subdividida en varias unidades operacionales, denominadas U1 (U, M, L), U2 (U, M, L), U3 y U4 (U, M, L) [4]. La columna estratigráfica está caracterizada, de base a tope, por secuencias de areniscas que van disminuyendo de espesor, intercalaciones de cuerpos lutíticos con lentes de areniscas e intervalos de lutitas que comportamiento en las curvas de potencial espontáneo y rayos gamma es bastante uniforme. Para obtener la columna representativa del campo Socororo Oeste descrita, se realizaron 12 secciones estratigráficas distribuidas en la zona (ver Fig. 2). En ellas se evidenciaron las relaciones laterales entre los pozos del campo, obteniendo así las relaciones

de facies y, como consecuencia, se evaluaron los eventos depositacionales que dieron origen a las secciones de las formaciones Merecure y Oficina, estudiadas (ver Fig. 3).

Mediante el estudio de los registros de pozos se reconocieron 18 superficies de correlación que limitan los cuerpos de interés. Éstas son lutitas observadas en la mayoría de los pozos del campo, cuya continuidad se evaluó mediante el reconocimiento de características distintivas en el comportamiento de las curvas de los registros de pozos.

Entre estas 18 superficies se encuentran los límites de las unidades U, representadas por dos superficies de inundación. En las arenas de interés se reconoce una tendencia retrogradante, por la evolución, de base a tope, de ambientes fluviales de canales entrelazados a sistemas de meandros pertenecientes a la zona proximal de la planicie deltaica. La secuencia culmina con la generación de barras litorales de ambientes costeros, limitada por una superficie de máxima inundación. La evolución estratigráfica de la secuencia de las unidades U se puede muestra en la Fig. 4, donde se observan los ambientes interpretados para cada unidad y las variaciones verticales de los mismos.

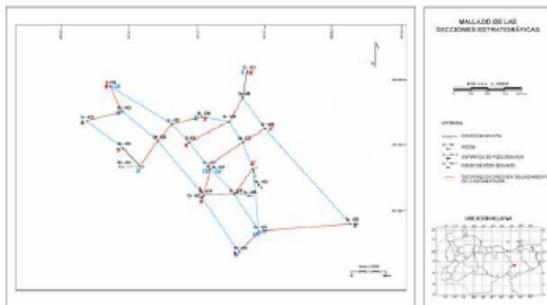


Fig. 2. Malla de secciones estratigráficas.

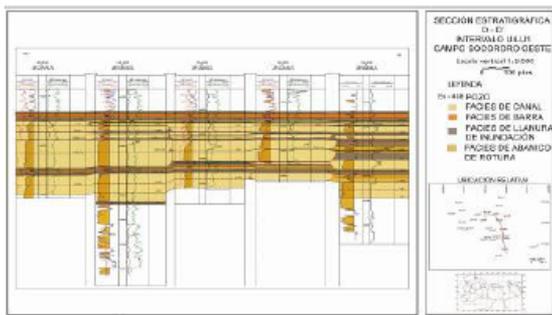


Fig. 3. Sección estratigráfica tipo.

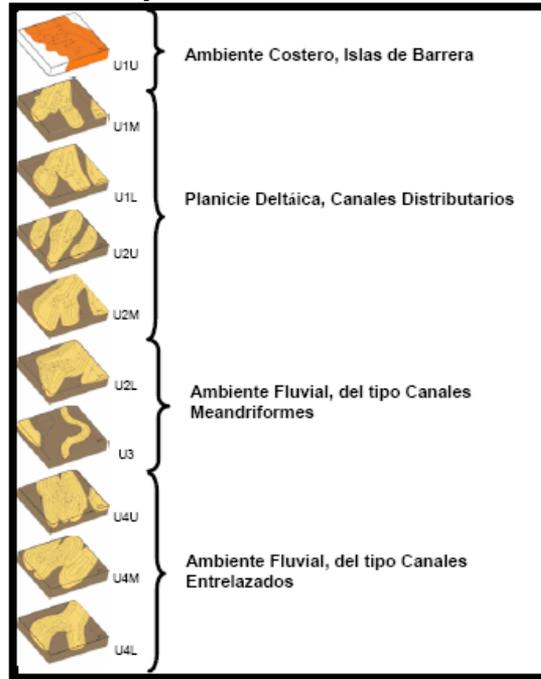


Fig. 4. Evolución estratigráfica de las arenas "U"

El modelo sedimentológico y estratigráfico desarrollado permitió determinar la arquitectura de las arenas prospectivas del campo Socororo Oeste, interpretando así zonas de interés en la prospección de hidrocarburos. Este modelo puede ser tomado como base para la elaboración de un modelo estático y dinámico de los yacimientos del campo, este último se logra integrando los datos estratigráficos y sedimentológicos de este trabajo, con modelos estructurales y estudios petrofísicos detallados.

Referencias

[1] GONZÁLEZ DE JUANA, C.; ITURRALDE DE AROZENA, J. & PICARD, X. 1980. "Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas". Ediciones Foninves, Caracas.

[2] WALKER, R., JAMES, N. 1992. "Facies Model. Response to Sea Level Change". Geological Association of Canada. St. John's, Newfoundland, Canada.

[3] GONZÁLEZ, A., VÁSQUEZ, D. 2005. "Modelo Sedimentológico y Estratigráfico de las Arenas de Petróleo y Gas Pertenecientes a las Formaciones Oficina y Merecure en el Campo Socororo Oeste, Edo. Anzoátegui". Tesis de grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela.

[4] SOTO, C., et. al. 2003. "Reservoir Description of the Area Mayor de Socororo, Eastern Venezuela". Society of Petroleum Engineers. Denver, Colorado.

CICLOS TECTÓNICOS REPRESENTADOS EN LA CORDILLERA DE LA COSTA* (Tectonic Cycles represented in the Coastal Cordillera, Venezuela)

GRANDE Sebastián

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053. email: grande52@cantv.net

*Contribución del proyecto GEODINOS (G2002000478)

La Cordillera de la Costa, situada al norte de Venezuela fue originada por una colisión rasante, en un régimen transpresivo, en la que el choque oblicuo de la placa del Caribe y del sistema arco-trinchera del arco de Grenada con el margen pasivo mesozoico del norte de Sudamérica provocó un complejo emplazamiento de bloques tectónicos de diferentes edades y orígenes, generando un vasto cinturón metamórfico de bajo grado, fuertemente deformado y muy caótico. El prisma de margen pasivo, alternado con dislocaciones marginales transformantes, se depositó sobre un basamento muy complejo, con rocas de edades de precámbricas a paleozoicas. Al menos seis ciclos tectónicos pueden reconocerse hasta ahora en las rocas de la Cordillera, desde Yaracuy a la península de Paria, siendo éstos de más antiguos a más jóvenes:

Ciclo Proterozoico medio: representado por las rocas del Augengneis de Peña de Mora, que arrojan una isócrona de Rb-Sr en roca total de $1,56 \pm 0,083$ Ga (OSTOS *et al.* 1989 [1]).

Ciclo Proterozoico tardío: probablemente representado por las anortositas del Complejo de Yumare, de afinidad posiblemente grenvilliana y varias ocurrencias de granulitas y mármoles dolomíticos de alto grado; rocas similares en Labrador y los montes Adirondack arrojan edades entre 1,3-1,1 Ga, según BARLEY & GROVES (1992) [2].

Ciclo Brasileño-Panafricano: representado por granitos de edad Cámbrico a Neoproterozoico, como el Granito de Guaremal, con una edad U-Pb en circonio de 550 Ma y otros granitos en el sur de los Andes de Mérida.

Ciclo Ouachita o Apalachiano-Caledoniano: representado por el Gneis de Cabriales, la Metagranodiorita de El Amparo, el Gneis de Sebastopol, las Volcánicas de las Guacamayas y los granitos de Piñero y Mata Oscura con edades entre 260-280 Ma y cinturones metamórficos de grado medio, en la facies anfibolita almandínica, con sillimanita.

Ciclo Caracas: representado por los metasedimentos marinos del margen pasivo Jurásico-Cretácico del norte de Sudamérica, en facies esquisto verde (URBANI, 1973 [3]).

Ciclo Caribe: representado por rocas de afinidad oceánica, metamorfizadas a alta P/T, como filita grafitosa, anfibolita glaucofánica, eclogita, metabasalto MORB y serpentinita, considerados todos como fragmentos obducidos de la placa del Caribe y del prisma de acreción de Barbados, de edad Cretácico medio a tardío y por rocas del arco de Grenada como las Volcánicas de Las Hermanas y la Asociación Volcanosedimentaria de Villa de Cura, entre otras.

Casi todas estas unidades son alóctonas y afloran en distintas localidades de la Cordillera, a veces en zonas muy restringidas y limitadas. Esta gran variedad litológica incluye varias facies y grados metamórficos y ha sido el producto de numerosos ciclos tectónicos superpuestos en respuesta a los patrones de movimiento de las placas Americana, Euroasiática y Africana desde hace al menos 2,0 Ga. Considerando como un basamento precámbrico antiguo los dos primeros ciclos, el tercero, perteneciente a la Orogénesis Grenvilliana, corresponde al cierre de un antiguo proto-Atlántico, ocurrido hace 1,0 Ga, que generó al supercontinente proterozoico de Rodinia y al gran orógeno Grenvilliano, posiblemente el mayor cinturón orogénico jamás formado (ROGERS 1996 [4]).

El ciclo Brasileño-Panafricano, de edad Neoproterozoico es el peor definido, rocas con esa edad son el Granito de Guaremal, el Granito de Mogote y otros al sur de los Andes de Mérida. Si se considera que el Granito de Guaremal es intrusivo en las rocas del Complejo San Julián, entonces dicho Complejo sería de edad al menos Neoproterozoico, y posiblemente sea también un fragmento grenvilliano de Rodinia.

El ciclo Ouachita-Apalachiano-Caledoniano fue el final de un ciclo de Wilson donde los bloques separados de Rodinia se volvieron a aglutinar para formar la Pangea jurásica. La colisión de Laurasia con Gondwana creó un orógeno transcontinental similar al Grenvilliano, que iba desde Escandinavia al norte de Sudamérica, caracterizado por cinturones de facies anfibolita almandínica. Partes de este gran cinturón afloran en los Andes de Mérida, y rocas con sillimanita han sido halladas en La Entrada (AGUILERA & VALLENILLA, 1985 [5]) y Naiguatá (ANGULO & JURADO, 2003 [6]). Este orógeno comprendía plutones graníticos anatócticos, o sus equivalentes metamorfizados, como los granitos de El Amparo en Paraguaná y el Gneis de Cabriales, y probablemente fue el antepaís de un cinturón colisional que se formó por el choque de dos bloques continentales, es decir, Laurasia y Gondwana, con Suramérica en el oeste de Gondwana. Si esta colisión fue el cierre final de un ciclo orogénico, el margen norte de Sudamérica tuvo que haber sido un margen activo en ese entonces, y es posible que las rocas graníticas con edades 260-320 Ma de la Cordillera y los Andes de Mérida representen las raíces de ese arco, exhumadas por la colisión caribeña.

La separación de Pangea originó el actual océano Atlántico, pero en la zona norte de Sudamérica existió un complejo mosaico de microplacas, entre ellas las de Yucatán y Chortis, cuya separación generó márgenes pasivos, alternados con dislocaciones marginales transformantes, en el norte de Sudamérica. En este margen pasivo se depositó un prisma miogeoclinal que fue metamorfozido a la facies esquistos verdes durante la colisión del arco de Grenada con el norte de Sudamérica. Estas rocas se agrupan en la Asociación Metasedimentaria Caracas (AMC), que incluye rocas metapelíticas, metapsamíticas y mármoles. El basamento sobre el cual se depositó esta Asociación estaba constituido rocas premesozoicas, agrupadas en la Asociación Metamórfica Ávila (AMA).

El último ciclo generador de la cordillera de la Costa es el Ciclo Caribe. La colisión rasante, bajo un régimen transpresivo, de ese inmenso elemento morfotectónico formado por el prisma de acreción de Barbados, con más de 40 km de espesor y 200-300 km de ancho, y el arco volcánico del Grenada, con al menos 25 km de espesor y 80 km de ancho, y la propia placa del Caribe, con su meseta submarina, actuó como un arado gigantesco que literalmente excavó el margen pasivo donde se habían depositado los sedimentos de la AMC y produjo un caótico emplazamiento de fragmentos continentales antiguos, del arco de Grenada, del prisma de Barbados y de la litosfera del Caribe; todas estas rocas de afinidad oceánica o de arco volcánico se agrupan en la Asociación Metamórfica La Costa (AML). La melange tectónica generada es un terreno caótico, donde es posible hallar rocas de las AMC, AMA y AML, de ultramáficas a pegmatitas, desde mármol a anfibolita, desde eclogita a gneis granítico. Estas rocas representan todos los ciclos anteriormente descritos y tienen un rango de edad desde Precámbrico a Cretácico. Las de la AMA sufrieron metamorfismo retrógrado y adquirieron una nueva foliación y mineralogía, preservando algunos minerales reliquia de ciclos anteriores, como la sillimanita presente en rocas del Complejo San Julián (AMA); las de la AML preservaron onfácita y glaucofano en las metamafitas.

Aunque el evento orogénico que causó el emplazamiento de todos estos bloques y generó el cinturón metamórfico de bajo grado de la Cordillera fue el último, el Caribe, es importante notar que la génesis de esta compleja Cordillera no podrá nunca comprenderse si no se relacionan las rocas halladas - y datadas - con ciclos tectónicos antiguos, hoy remanentes en forma de ciertas litologías, asociaciones minerales metamórficas y texturas reliquias. El principal problema que estos estudios de reconstrucción tectónica han tenido es la carencia de datos geocronológicos confiables. Existen edades K-Ar en biotita entre 30-33 Ma de rocas de la Cordillera que corresponden al levantamiento transpresivo de la Cordillera, ocurrido unos 50 Ma después de la colisión oblicua arco-continente. Las edades Rb-Sr en biotita y roca total arrojan edades de 80-90 Ma, que corresponden al metamorfismo de bajo grado causado por dicha colisión. Pero las edades que permiten identificar los ciclos antiguos deberían ser al menos edades Rb-Sr en isócronas de roca total, o mejor aun si son U-Pb o Sm-Nd. Se debe recordar que Sudamérica hasta hace 180 Ma nunca fue un bloque independiente y formaba parte junto con África, India, Australia y Antártida del supercontinente Gondwana, que era la parte sur de Pangea. De modo que la evolución de Sudamérica debe estar estrechamente ligada a la de África y la del sur de Norteamérica.

Otras rocas sin edad reconocida se han relacionado con ciclos antiguos por simple correlación litológica. La existencia de anortositas titaníferas en el Complejo de Yumare indica que se trata de un bloque de edad grevilliana, pues el "evento anortosítico", de extensión mundial (BARLEY & GROVES, 1992), aparentemente se originó en un vasto sistema de rifts continentales que comenzaron a separar a Rodinia, generando los bloques que más tarde irían a integrar a la más conocida Pangea. Igualmente las rocas del Complejo Migmatítico de Todasana-Cabo Codera, que según URBANI (com. pers.) afloran también en la isla de Aruba, pudieran asociarse a migmatitas del ciclo Apalachiano aflorantes en Groenlandia, o del ciclo Brasileño-Panafricano.

Referencias

- [1] OSTOS, M., NAVARRO E & URBANI F., 1989. Edad Rb/Sr. del augengneis de Peña de Mora, cordillera de la Costa. Mem. VII Congreso Geológico Venezolano, Barquisimeto, 1: 127-136.
- [2] BARLEY & GROVES, 1992. Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time. *Geology* 1992; 20: 291-294
- [3] URBANI, F., 1973. Notas sobre el hallazgo de fósiles en rocas metamórficas de la parte central de la Cordillera de la Costa. Bol. Inf., Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., 16(4-6): 41-54.
- [4] ROGERS, J.J.W., 1996. A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, 104: 91-107.
- [5] AGUILERA Z. & VALLENILLA D., 1985. Geología de la zona de La Entrada-Naguanagua, Carabobo. UCV, Escuela de Geología, Trabajo especial de grado, 316 p.
- [6] ANGULO & JURADO 2002. Estudio petrográfico de las rocas del río Miquilena, quebradas Tacamajaca y Camurí, Camurí Chico, estados Vargas y Miranda. UCV, Escuela de Geología, Trabajo especial de grado, 366 p.

PETROGÉNESIS DE LOS ARCOS VOLCÁNICOS: NUEVAS EVIDENCIAS GEOQUÍMICAS E ISOTÓPICAS Y MODELOS PROPUESTOS*
(Volcanic arc petrogenesis: new geochemical and isotopic evidences and proposed models)

GRANDE Sebastián

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053. email: grande52@cantv.net

*Contribución del proyecto GEODINOS (G2002000478)

Durante los últimos 15 años se ha llegado a tener un conocimiento mucho más profundo acerca del complejo proceso de petrogénesis de los arcos magmáticos originados en las zonas de subducción. Los modelos actualmente aceptados, si bien tienen algunos detractores, son muy superiores a todos los propuestos anteriormente, pues se basan en sólidas evidencias geoquímicas e isotópicas, además de datos experimentales en laboratorios hiperbáricos. Son modelos muy flexibles que permiten además la actuación conjunta de varios mecanismos de diferenciación magmática, a parte del común fraccionamiento gravitacional, como contaminación cortical, hibridización, mezcla magmática y la influencia de material sedimentario oceánico. El régimen termal aceptado actualmente en la litosfera subducida y la cuña mantelar suprayacente no permite la fusión de las metabasitas oceánicas debido a que se produce una fuerte depresión de las isoterms y la temperatura en la supuesta zona de origen del magma no sobrepasa los 750° C, siendo insuficiente para fundir rocas máficas, aun en presencia de abundante H₂O. La magnitud de esta depresión termal depende de varios factores, como la edad y el espesor de la placa subducida, el ángulo y la velocidad de subducción. Para una placa litosférica vieja y fría, que subduce a un ángulo entre 40-60° y a velocidades entre 6-9 cm/año, caso común en los arcos situados en el oeste del Pacífico, dicha depresión es considerable. Otro problema petrogenético lo representan las rocas fuentes de los fluidos magmáticos generados, que en orden de importancia y factibilidad serían las siguientes: a) Corteza oceánica basáltico-gabroide metasomatizada o metamorfizada a las facies esquistos verdes y anfíbolita + sedimentos marinos y de ante-arco subducidos y metamorfizados + agua marina intersticial; b) Cuña mantelar debajo del arco volcánico; c) Corteza y litosfera del arco volcánico; d) Manto litosférico de la placa subducida; e) Astenosfera por debajo de la placa subducida

Los nuevos modelos propuestos por WINTERS (2003) [1] invocan los siguientes mecanismos generales para la petrogénesis de los arcos volcánicos:

1. La subducción de la placa litosférica lleva a la corteza oceánica y parte de su cobertura sedimentaria a grandes profundidades dentro del manto (>100 km), donde sufren metamorfismo de muy alta P, siendo liberados fluidos acuosos calientes, dejando un residuo prácticamente anhidro de eclogita.

2. Estos fluidos tienen una huella geoquímica muy diagnóstica: altos LIL y LREE; bajos HFS.

3. También tienen la huella del conjunto corteza anfíbolitizada + sedimentos marinos: alta 87Sr/86Sr; baja 143Nd/144Nd; además si los sedimentos subducidos son jóvenes pueden contribuir 10Be cosmogénico.

4. Estos fluidos serían capaces de metasomatizar la cuña mantelar suprayacente a la placa subducida, enriqueciéndola en LIL, LREE, B, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, y posiblemente ¹⁰Be, disminuyendo la relación ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd del manto alterado.

5. La adición de estos fluidos a la cuña mantelar, que se halla por encima de la zona de máxima depresión termal, deprime considerablemente el solidus de la peridotita (unos 500° C, al menos) de la cuña mantelar suprayacente a la placa subducida, permitiendo la fusión parcial del manto metasomatizado a temperaturas entre 1.100-1.200° C, para generar magmas basálticos hidratados calco-alcalinos BCA que ascienden hacia la superficie del arco, manteniendo todas las huellas geoquímicas e isotópicas descritas.

6. Es probable que exista un contraflujo mantelar debajo del arco que favorezca aun más la fusión parcial de la cuña de manto metasomatizado. En los arcos volcánicos los magmas BCA pueden generarse mediante dos mecanismos distintos: por ascenso diapírico y descompresión adiabática de la peridotita hidratada (metasomatizada); o por fusión parcial a profundidad de la peridotita hidratada.

A niveles someros (corticales) el basalto forma cámaras magmáticas donde puede que: sea erupcionado directamente a la superficie: como flujos y conos cineríticos máficos; o que forme cámaras magmáticas profundas: donde sufra una fuerte diferenciación, con extenso fraccionamiento, mezcla magmática y contaminación cortical, que generará los magmas más félsicos de las series C-A (dacitas y riolitas), causantes de las erupciones más violentas, con nubes piroclásticas y flujos de cenizas.

La petrogénesis de los arcos continentales o márgenes activos procede de modo bastante similar, pero con algunas notables diferencias, puesto que se tiene una corteza continental más gruesa y heterogénea previa a la subducción (generalmente transicional, afallada y cubierta por un grueso prisma de margen pasivo), que complica aun más la situación:

1. Al igual que en los arcos insulares el magma primario generado es el BCA, pero a diferencia de los arcos insulares, donde el magmatismo basáltico es muy predominante, en los márgenes activos muy pocos magmas máficos logran alcanzar la superficie y si lo logran estarán fuertemente contaminados, constituyendo series shoshoníticas ricas en K.

2. A esas grandes profundidades (50-70 km) en la base de la corteza continental el peso específico del magma basáltico (3,1) es algo superior al de las rocas continentales (2,9), de modo que ellas actúan como un filtro de densidad, que aunado a su grosor, impide el ascenso masivo del magma basáltico a la superficie.

3. En vez los basaltos son represados al nivel del MOHO continental formando grandes colchones magmáticos que aumentan la temperatura en la base de la corteza, donde podrá ocurrir la anatexis de las rocas continentales.

4. Complejos procesos de diferenciación, mezcla magmática, asimilación de rocas corticales y hasta fusión zonal, generan magmas intermedios, que se emplazan como stocks o pequeños batolitos tonalíticos y granodioríticos, o prosiguen su fraccionamiento hacia diferenciados graníticos más félsicos, para finalmente ser eruptados formando estratovolcanes, domos y extensos flujos piroclásticos riolíticos.

5. Debido al gran espesor de la litosfera continental es poco probable que exista un flujo mantelar debajo del arco, como ocurre en los arcos de islas volcánicas, sobre todo cuando la subducción es de ángulo bajo.

Los magmas basálticos hidratados BCA en los márgenes activos se generan mediante los mismos mecanismos antes descritos, pero a niveles someros (corticales) el basalto puede:

A) Formar cámaras magmáticas someras: donde puede suceder que sea eruptado directamente a la superficie como tal, o sufra fraccionamiento, mezcla magmática y/o contaminación cortical, generando los magmas más félsicos de las series calco-alcálicas, las riolitas, que producen erupciones violentas con emisión de piroclásticos;

B) Quedar represado al nivel del MOHO subcontinental, donde su alta temperatura ($> 1.100^{\circ}\text{C}$) provocará la anatexis de la corteza inferior, generando magmas félsicos que se mezclarán con el basalto generando las abundantes lavas intermedias a félsicas que caracterizan a las series calco-alcálicas continentales.

C) Una parte de estos magmas será emplazada a profundidad y cristalizará lentamente, generando enormes batolitos "graníticos" (realmente de tonalíticos a cuarzo monzoníticos, los verdaderos granitos son escasos).

Los modelos anteriores (RINGWOOD, 1974 [2]) estimaban que la alteración de la cuña mantelar se debía a la reacción entre un magma silíceo producido por la fusión de la eclogita oceánica, que no podría nunca ascender a la superficie sin reaccionar primero con el abundante olivino mantelar, para generar un manto híbrido de piroxenita granatífera, que luego por ascenso adiabático generaría magma C-A. Los nuevos modelos proponen que la alteración que se produce en la cuña mantelar es meramente metasomática y no magmática: hidratación y silicificación, con apreciable metasomatismo alcalino y posible carbonatación.

Los magmas adakíticos (andesitas de alto MgO) sí parecen provenir de la fusión parcial de la corteza subducida, hecho que sólo puede ocurrir cuando la litosfera subducida es muy joven y caliente, o es subducida la propia dorsal que la originó. De esta manera se minimiza la depresión termal de la subducción y es posible alcanzar temperaturas altas en la zona de Benioff capaces de fundir directamente a la corteza oceánica eclogitizada, al menos temporalmente; también la subducción de una dorsal asísmica o traza de punto caliente puede lograr una disminución en el ángulo de subducción que descomprime la corteza oceánica subducida, generando magma adakítico, como ocurre en ciertos volcanes de los Andes de Ecuador a Chile. A diferencia del magma dacítico sobresaturado que propuso Ringwood, el magma adakítico es subsaturado y contiene fenocristales de olivino, así puede atravesar el manto sin reaccionar con él y ser eruptado como lava adakítica en la superficie. Estos magmas son poco relevantes frente a los enormes volúmenes de magmas C-A y Th eruptados en los arcos.

Se concluye que a pesar de lo que proponían los antiguos modelos petrogenéticos acerca del origen de las lavas C-A de los arcos volcánicos, ellas no parecen haber sido generadas por la fusión parcial de corteza oceánica subducida, aunque es innegable que tanto la corteza subducida como su cobertura sedimentaria sí parecen haber contribuido a la fuente del magma, que es casi exclusivamente la cuña mantelar suprayacente.

Referencias

[1] WINTERS J., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey: 699 p.

[2] RINGWOOD A.E, 1974. The petrological evolution of island arc systems. Journal of Geology, 130: 183-204.

MÁRMOLES DE ALTO GRADO PROBABLEMENTE GRENVILLIANOS EN EL NOROESTE DE VENEZUELA*
(Probable greenvillian high grade marbles in NW Venezuela)

GRANDE S., URBANI F. & MENDI D.

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053. email: grande52@cantv.net

*Contribución del proyecto GEODINOS (G2002000478)

En cuatro localidades de la Cordillera de la Costa y del basamento de la plataforma continental al NO de Venezuela se han hallado mármoles de alto grado, algunos asociados a granulitas máficas y félsicas, probablemente pertenecientes al Orógeno Grenvilliano, y de posible edad Proterozoico tardío, entre 1,4-0,95 Ga. Las cuatro localidades contienen mármoles con diópsido cloritizado o forsterita serpentinizada, pero se localizan de modo muy distinto, a saber:

- Núcleos del basamento de la plataforma continental de la ensenada de La Vela, extraídos por la CVP en los años '70 (MENDI *et al.* 2005) [1]).

- Afloramientos aledaños a la autopista San Felipe-Guama, en el NE de Yaracuy, mármol de alto grado y rocas charnoquíticas en El Guayabo. Hoja de El Guayabo de URBANI & RODRÍGUEZ (2004) [2].

- Xenolitos en las lavas miocenas del Cerro Atravesado, Falcón central (ESCORIHUELA & RONDÓN 2002 [3]).

- Cantos rodados en el río Bocoy y su afluente el río Riecito, en el NO de Portuguesa. Estos distintos mármoles han sido clasificados mineralógicamente como sigue:

- Mármoles de alto grado: con forsterita serpentinizada, diópsido y flogopita (Bocoy y La Vela).

- Mármoles de grado medio, con diópsido, con o sin cuarzo (Cerro Atravesado y El Guayabo).

Los primeros, con forsterita original, pueden considerarse como mármoles subsaturados en sílice, los segundos de acuerdo a presencia o no de cuarzo pueden considerarse saturados a levemente sobresaturados en sílice. La presencia de cuarzo o flogopita refleja posiblemente los ambientes sedimentarios presentes en la extensa y antigua cuenca carbonática proterozoica; un aporte de arcillas continentales rica en K permitiría la formación de la flogopita en los mármoles, mientras que un aporte más arenoso se manifestaría en forma de cuarzo. Es obvio que los cuerpos carbonáticos que se generaron en el Proterozoico no pueden equipararse a los carbonatos fanerozoicos, pues en aquella época no existían sino organismos unicelulares coloniales y primitivos, ni siquiera había invertebrados como braquiópodos, trilobites o crinoideos. Lo más probable es que se tratase de arrecifes de estromatolitos o algas calcáreas, comunes en ese lejano Eón.

En los mármoles de la cuenca del río Bocoy, son notables unos nódulos o concentraciones ovoidales ricas en flogopita de 2-3 cm de diámetro, que parecieran representar cantos o pellets arcillosos presentes en la caliza original, ahora transformados enteramente a mica potásica; también es notable la presencia de piritita. Los análisis del carbonato por DRX efectuados en dichas muestras indican que contienen calcita de bajo-Mg ($\text{Ca}_{0,936}\text{Mg}_{0,064}\text{CO}_3$) y dolomita, estando esta última en proporciones variables entre 2% y 10%. En todos éstos se ha hallado flogopita fresca (politipo 3T-sy) y forsterita euhedral totalmente serpentinizada. Se determinó que el mineral de serpentina es el ortocrisotilo-60C1, empero debe existir también antigorita o lizardita, dado que en sección fina los granos de forsterita serpentinizada muestran una delgada zona externa radiaxial de serpentina fibrosa (ortocrisotilo) que rodea a un núcleo mayoritario de serpentina hojosa y plumosa (posible antigorita o lizardita). Estas rocas muestran pocas evidencias de deformación, solo alguna extinción ondulatoria en las hojuelas de flogopita. Son de grano grueso a muy grueso, y muy frescas.

Los mármoles de las otras localidades carecen de forsterita serpentinizada, pero contienen diópsido con o sin flogopita, incluso una muestra de El Guayabo presenta algo de cuarzo. Estos sí muestran evidencias de deformación y cataclasis, en muchos casos los cristales de diópsido están totalmente fracturados y cloritizados, estando los fragmentos esqueléticos remanentes en continuidad óptica. Igualmente las hojuelas de flogopita muestran una fuerte extinción ondulatoria y el carbonato una alineación preferencial. Esto es muy notable en los mármoles de El Guayabo y en los xenolitos de mármol del Cerro Atravesado, que son visiblemente bandeados y de aspecto gnéisico. De todos estos mármoles sólo afloran in situ, de modo muy limitado, los de El Guayabo, en forma de un delgado cerro de relevo transpresivo entre dos fallas dextrales, aunque se requiere de más completos estudios para establecer la naturaleza real de este cuerpo y las características del contacto con las rocas adyacentes del Complejo Nirgua. Los del estado Falcón son xenolitos embebidos en las lavas terciarias del Cerro Atravesado, que cuando mucho tienen dimensiones centimétricas; y los de la Plataforma de La Vela son núcleos extraídos del basamento hace más de 30 años, a más de 8.500'. Los de los ríos Bocoy y Riecito son los más desconcertantes, pues son cantos rodados decimétricos a métricos en ambos cauces fluviales que pudieran representar bloques alóctonos u olistolitos presentes en la Formación Nuezalito descrita por SKERLEC (1979) [4] como una filita grafitosa negra a gris oscuro,

que contendría además bloques de rocas volcánicas verdes en facies prehnita-pumpellita, de posibles granulitas, de todo tipo de metasedimentos y por supuesto, de estos mármoles de alto grado, excelentemente preservados. Sin embargo observaciones de campo efectuadas por los autores en agosto 2006 no hallaron evidencia de que esos bloques estuviesen embebidos en las filitas, por lo que su origen es incierto.

Estos hallazgos parecen indicar la presencia de, al menos fragmentos, de un basamento de rocas de medio-alto grado nunca antes reportadas formalmente en el norte de Venezuela. Dichos mármoles vienen acompañados en la plataforma de La Vela, en los cantos del río Bocoy y en las lavas del Cerro Atravesado por rocas granulíticas hornblendo-granatíferas y hasta clinopiroxenitas. Rocas similares han sido descritas en el Orógeno Grenvilliano, un inmenso y global cinturón metamórfico colisional generado por el ensamblaje del supercontinente proterozoico de Rodinia, hace unos 1,2-0,95 Ga, de cuya interrupción, y deriva, hace 0,75 Ga, se originaron los bloques continentales que al suturarse durante la subsiguiente orogénesis Caledoniana-Apalachiana generaron la más conocida Pangea jurásica. Este mismo basamento grenvilliano, cuyos mármoles en el terreno de Frontenac, en Ontario, Canadá, fueron datados por U-Pb en esfera detrítica en 1,157-1,178 Ga (HILDEBRAND & EASTON 1995 [5]), aflora conspicuamente en el Complejo de Yumare, donde consta de cuerpos kilométricos de anortosita-leucogabro titaníferos y granulitos asociadas, empero en esta localidad mármoles similares a los aquí descritos no han sido nunca reportados. Las rocas ígneas plagioclásicas grenvillianas en Canadá han sido datadas por el método Sm-Nd por HANMER *et al.* (2000) [6] entre 1,17-1,13 Ga, las de Yumare son muy similares, excepto por su intensa deformación tectónica, a las halladas en la Provincia de Grenville, incluso en su asociación metalogénica titanífera.

Referencias

- [1] MENDI D., CAMPOSANO L. & BAQUERO M., 2005. Petrografía de rocas del basamento de la ensenada de La Vela. Notas de avance. GEOS (UCV, Caracas) 38: 32-33 [+Presentación de 42 láminas en CD].
- [2] URBANI F. & RODRÍGUEZ J.A., 2004. Atlas geológico de la Cordillera de la Costa. Edic. Fundación Geos y FUNVISIS. Caracas.
- [3] ESCORIHUELA N. & RONDÓN J., 2002. Estudio de las rocas ígneas presentes en el centro de la Cuenca de Falcón. GEOS (UCV, Caracas) 37: 58-59 [+247 p. en CD].
- [4] SKERLEK G.M. 1976. Geology of the Acarigua area. Tesis Doctoral. Univ. de Princeton. Inédito.
- [5] HILDEBRAND, R.S. & EASTON, R.M., 1995. An 1161 Ma suture in the Frontenac terrane, Ontario segment of the Grenville orogen: *Geology*, 23, 10, 917-920.
- [6] HANMER S., CORRIGAN D., PEHRSSON S. & NADEAU L., 2000. SW Grenville Province, Canada; the case against post-1.4 Ga accretionary tectonics. *Tectonophysics*. 319; 1, Pages 33-51. 2000.

COMPILACIÓN, DIGITALIZACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICA-CARTOGRÁFICA DE LA ZONA NOR-CENTRAL DE VENEZUELA, ESTADOS GUÁRICO Y ARAGUA* (Compilation, digitalization and geologic-cartographic update of the norcentral zone of Venezuela, Guárico and Aragua state)

GUILLÉN W., TORIBIO E. & ALEZONES R.

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Lab. de Petrografía Ígneo-Metamórfico. Caracas 1053. email: walterguillen@gmail.com

*Contribución del proyecto GEODINOS (G2002000478)

El presente trabajo, surgió de la necesidad de disponer una base geológica digital actualizada y normalizada en hojas a escala 1:50.000, dentro del proyecto GEODINOS. Se elaboraron 8 mapas geológico-estructurales y tres secciones o cortes geológicos. El área de estudio abarca una extensión superficial de 3.888 km² aproximadamente, la cual se encuentra ubicada en la región norte del estado Guárico y sur del estado Aragua (Mapas cartográficos 6845 y 6945), estando comprendida entre los siguientes puntos geográficos de Latitud Norte 10°00' (San Francisco de Macaira) y Latitud Norte 9°40' (San Francisco de Cara) y de Longitud Oeste 67°00' (Camatagua) y Longitud Oeste 66°00' (Paso Real). Para compilar la información obtenida y presentarla adecuadamente en las hojas a escala 1:50.000, se procede a digitalizar y vectorizar todos los mapas geológicos-estructurales para su posterior solapamientos en capas en programas informáticos de diseño gráfico, con lo cual se puede lograr solapamientos en transparencia donde la información encontrada en los diversos trabajos previos es vectorizada en nuevas capas del archivo según el tipo de información y se validó a partir de datos de campos y solapamientos en contra de la imagen de radar compilatoria [1]. Se cartografiaron una serie de unidades ígneo-sedimentarias metamorfizadas y otras netamente sedimentarias, las cuales se presentan a continuación.

UNIDADES SEDIMENTARIAS

Terciario

(Tqm) Formación Quiamare
 (Tqb) Formación Quebradón
 (Tn) Formación Naricual
 (Tr) Formación Roblecito

Cretácico-Terciario

(K-Tch) Complejo Chacual
 (Tgu) Formación Guárico

Cretácico

(Kgg) Grupo Guayuta (sin diferenciar)
 (Kq) Formación Querecual
 (Km) Formación Mucaria
 (Ksa) Formación San Antonio
 (Kga) Formación Garrapata

UNIDAD METAVOLCÁNOSEDIMENTARIA

Cretácico

(Kvc) Asoc. Metavolcánosedimentaria Villa de Cura
 (sin diferenciar)
 (Kt) Volcánicas de Las Hermanas

La figura 1 representa un bosquejo del resultado de la integración de la información obtenida, en ella se pueden apreciar a gran escala, los contactos entre las diversas unidades litológicas, así como las principales fallas y trazas geológicas más visibles.

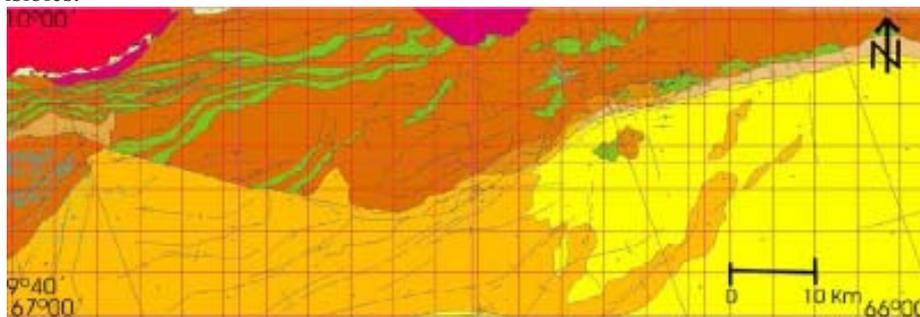


Figura 1- Bosquejo del resultado de la integración de la información obtenida

Estructuralmente la región que abarca el área de estudio se pueden definir tres dominios, que de norte a sur son: el alóctono, el cual comprende la faja de Villa de Cura, y está limitada al sur por el corrimiento o falla de Cantagallo; el parautóctono, que forma parte de la faja piemontina y la faja de capas volcadas, está constituido por un conjunto de escamas de dirección NE a ENE, las cuales se encuentran a su vez controladas por sendas fallas transcurrentes dextrales (Río Guárico, Tácata y Aragüita) de dirección NO, que afectan además al alóctono. El autóctono, el cual comprende esencialmente la faja de buzamientos suaves y parte de la faja de capas volcadas, está caracterizado por una deformación leve, mayormente fallas transcurrentes y normales (Falla de Lezama), con algunos plegamientos importantes como los anticlinales de Taguay, El Placer y Barbacoas. El autóctono se separa de los demás dominios a través del frente de corrimiento de Guárico.

Como resultado final primario se encuentran los 8 mapas a. 1:50.000, Agua Blanca, Taguay, Camatagua, Valle Morín, Sabana Grande, Paso Real, Lezama y Altagracia de Orituco, los cuales son el resultado de la completa integración de la información obtenida en la zona, principalmente por EVANOFF (1951), CREOLE PETROLEUM CORPORATION C.O. (1965), PIERSON (1965B, 1966), BELL (1968B), OSTOS (1977), BECK (1977A), SOCORRO (1978), ALBERTOS (1989), POLANCO (2004).

Referencias

[1] HACKLEY, P.; URBANI, F.; KARLSEN, A. & GARRITY, C. "Digital Shaded-Relief Map of Venezuela" [Artículo en línea] USGS open file report 2004-1322 Disponible:<http://pubs.usgs.gov/of/2004/1322/> [Consulta: enero 2006]

PERSPECTIVAS DE LA MINERÍA NO METÁLICA DE VENEZUELA, UNA REFLEXIÓN PARA EL FUTURO

MARTIZ LIZAMA Mónica

UCV. Fac. Ingeniería Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053.

email: monimart022@cantv.net

Los avances tecnológicos han permitido que la industria de las rocas y minerales industriales (RMI) hayan venido creciendo en los últimos años en todo el mundo. Su producción a nivel mundial representa más del 55% del total de

la producción mundial en tonelaje de rocas y minerales. Por ejemplo, en España, la producción de rocas y minerales industriales constituye más del 60% del valor de la producción minera nacional. Entre las razones de esta evolución se encuentra el avance económico de los países desarrollados, la globalización de los mercados, nuevas aplicaciones, especificaciones cada vez más estrictas, nuevas técnicas de tratamiento, consumidores específicos, giros medioambientales del mercado, políticas empresariales para reducir costos, subproductos, internacionalización del suministro, nuevas alianzas internacionales mercantiles y las tendencias en investigación y desarrollo [1], de los cuales se pueden dar muchos ejemplos. Venezuela, en el contexto de la industria de rocas y minerales industriales de Iberoamérica, contribuye con 6 de los 29 principales recursos de la región analizadas por GAJARDO [2] en el año 2000, tanto para el abastecimiento del mercado interno como el de los mercados de la región, fundamentalmente por la necesidad de estas materias primas para producir productos finales para la exportación. Como parte del conglomerado industrial de Venezuela, el sector de los minerales no metálicos es un importante factor para la economía nacional, tanto por su potencial y reservas, como por ser la materia prima indispensable para quienes usan o procesan estos minerales.

De acuerdo a las cifras oficiales del Ministerio de Industrias Básicas y Minería (antes MEM) [3,4,5,6,7], se observa el aumento de la producción de 9 de los 15 productos listados: arcilla blanca, arcilla roja, arena silícea, arenas y gravas, bauxita, caliza, feldespato, fosfato y granzón; y la disminución, y hasta desaparición, en 5 de ellos: anfibolita, caolín, diamante, dolomita, granito y yeso. La industria cerámica, refractarios y alfarerías, junto con la del vidrio, mantienen casi al mínimo la existencia de las empresas productoras de arcillas, feldespato y arena silícea, con un crecimiento sostenido. La industria de la construcción y el cemento, concreteras y plantas de asfalto, con altos y bajos, sostienen en crecimiento moderado a las canteras de caliza, granzón, arenas y gravas. La industria de los fertilizantes de manera sensible la producción de materia prima fosfática nacional en Falcón y Táchira. El uso de cal agrícola y la aplicación de dolomita rica en magnesio son de aplicación regular en la estabilización de los suelos. La industria del aluminio consume la capacidad total instalada de la planta de alumina y por ende todo lo producido por la operadora de bauxita de Los Pijiguaos. La anfibolita y dolomita decrece por recesión en la producción de las únicas empresas que la producen en el estado Carabobo, aunque existe producción sostenida en Yaracuy y Bolívar. La producción diamantífera declarada, registrada por el MIBAM, sufre de caída en la producción desde 1994. El yeso desaparece por efecto de los altos costos de producción y la consecuente sustitución con importaciones.

El incremento de las exportaciones e importaciones de RMI en Venezuela es un parámetro fundamental para cuantificar la evolución de esta industria nacional y prueba de ello son los intercambios comerciales no metálicos durante la década 1993-2003. Entre las exportaciones se destacan materiales como azufre, bentonita, baritina, granito, yeso, grafito, sal, cal, talco, mica, feldespato. De las importaciones se pueden señalar principalmente sal, grafito, arenas naturales, sílice, bentonita, caolín, fosfatos, baritina, mármol, dolomita, magnesita, yeso, mica y talco. De donde se observa que se tiene un aumento sostenido de su valor como consecuencia del aumento de los precios mundiales de los minerales y al aumento del tonelaje manejado tanto en las exportaciones como en las importaciones dada la creciente necesidad de estas materias primas, lo cual evidencia un balance de comercio exterior positivo para este sector de la minería nacional. El cual pudiese incrementarse y crecer aún más al mejorar calidades y transformación aplicando tecnologías de punta para darle valor agregado nacional "aguas abajo".

La década 1993-2003 se caracterizó por la gran influencia política en las decisiones de la economía venezolana tanto en su desarrollo interno como hacia lo externo, tanto públicas como privada, con especial recesión en la inversión minera que se ha visto mermada para proyectos nuevos, quedando para las estadísticas la continuación en la inversión de proyectos ya en desarrollo. Pese a todo, no puede considerarse a la minería no metálica venezolana como una actividad en declive y que debe aprovecharse la sinergia que genera, con la aplicación de las nuevas tecnologías y respeto al entorno. Se debe considerar además, que ante la tendencia de una reducción de la actividad minera de los países industrializados de América y Europa, las reservas de minerales y rocas industriales de Iberoamérica son la alternativa de abastecimiento, que tiene que considerarse siempre desde la doble perspectiva del abastecimiento nacional y los mercados internacionales.

Basados en la importancia de la industria de las rocas y minerales industriales, Venezuela como un país en desarrollo, debe estimularla y fomentarla por las siguientes razones fundamentales [2, 8]:

- Es la materia prima fundamental de muchas industrias que sostienen el desarrollo del país.
- Autoabastecimiento
- Incremento de su valor con el tratamiento adecuado.
- Desarrollo de actividades conexas que ofrecen empleo y aumento de la economía.
- Posibilidades de exportación. Conllevando a la vez a la formación y crecimiento de pequeñas y medianas empresas a escala de explotación o con plantas de beneficio y transformación o refinación; desarrollándose en el sector productivo diversificado, y participando en lo económico y social, como fuente creadora de trabajo y empleo [9].

La industria de las RMI de Venezuela merece atención especial por parte de las autoridades gubernamentales y los responsables del diseño de la planificación del desarrollo económico del país. Con ello se diversifica la industria, se fomenta la investigación, se conocen y valoran más los recursos con los que se cuenta, se establecen estrategias claras para explotarlos en forma racional y sostenible y se define la mejor vía de acción para que las ventajas de la explotación recaigan en sus ciudadanos. Todo ello requiere, como país en desarrollo, que se fomente:

- La formación de personal especializado con permanente actualización: geólogos, ingenieros de minas, geofísicos, técnicos.
- La aplicación de la normativa existente de seguridad al personal e instalaciones extractivas.
- Toda acción tendiente a conocimiento y aplicación técnica de normas ambientales.
- El mejoramiento de la calidad de los procesos y productos.
- Aligerar la burocracia que hasta ahora acarrea la aplicación de las leyes relacionadas con la industria.

Referencias

[1] REGUEIRO, M. 2003. *Introducción a la Geología y Economía de las rocas y minerales industriales. Mineralogía aplicada*. Editorial Síntesis. España. 21-49.
 [2] GAJARDO. A. 2000. *Situación y perspectivas de las rocas y minerales industriales en Iberoamérica Rocas y minerales industriales en iberoamérica*. Cyted e Instituto Tecnológico Geominero de España. 47-59
 [3] MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS. 1997. Breviario estadístico minero. 32-37.
 [4] MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS. 1999. Anuario estadístico minero. 177-185.
 [5] MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS. 2000. Anuario estadístico minero. 111-115.
 [6] MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS. 2001. Anuario estadístico minero. (2001)117-121.
 [7] MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS. 2003. Anuario estadístico minero. 185-193.
 [8] CALVO, B. 2000. *Las rocas y minerales industriales como elemento de desarrollo sostenible Rocas y minerales industriales en iberoamérica*. Cyted e Instituto Tecnológico Geominero de España. 17-59
 [9] SÁNCHEZ, G. 2005. Los minerales industriales consiguen avances muy importantes en la economía global que incluye a Venezuela Noticia de Prensa, CAMIVEN.

PETROGRAFÍA DE ROCAS DEL BASAMENTO ÍGNEO METAMÓRFICO DEL NORTE DEL ESTADO FALCÓN*
(Petrography of basement rocks in Northern Falcon State, Venezuela)

MENDI D.¹, CAMPOSANO L.¹, URBANI F.¹ & BAQUERO M.²

¹UCV: Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica 330. Caracas 1053. ²PDVSA-Exploraciones. Edif. 5 de Julio. Maracaibo. email: davidmendi@cantv.net.

*Contribución parcial al proyecto GEODINOS G-2002000478

Se realizó un estudio petrográfico a 21 muestras pertenecientes al basamento del norte del estado Falcón, a partir de núcleos tomados en pozos exploratorios. Un grupo de 5 pozos (A, B, C, D y E) está ubicado en la ensenada de La Vela al noreste de la ciudad de Coro. También se analizaron muestras del pozo F al norte de la península de Paraganá cerca de Aruba y el pozo G en tierra firme al oeste del estado Falcón (Fig. 1). Estas muestras corresponden a perforaciones realizadas por CORPOVEN a mediados de los años 60 y 70, producto de las primeras perforaciones “costa afuera” hechas en Venezuela por la industria petrolera nacional. El objetivo de este estudio consiste en analizar petrográficamente muestras del basamento ígneo-metamórfico para determinar la mineralogía, tipo de roca e inferir el protolito, además de realizar comparaciones con cuerpos de rocas semejantes que afloran en superficie (Aruba, Paraganá, Perijá, Andes, Yumare, Colombia).

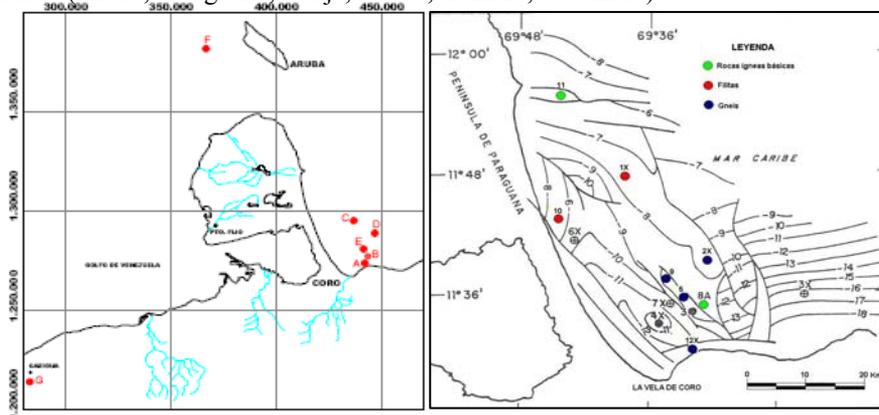


Fig. 1. Ubicación de los pozos. [1] [2], y mapa basamento de la ensenada de La Vela [2]

En la Tabla 1 se presentan los resultados petrográficos, indicando la mineralogía, el tipo de roca y protolito: El protolito de la mayoría de las muestras es ígneo (excepto la muestra A-8732' cuyo protolito es una caliza). Principalmente plutónico félsico (10 muestras) de afinidad de corteza continental (granito, sienogranito, tonalita, trondhjemitita), semejantes a los tipos de rocas graníticas que afloran en los Andes, Perijá y Paraguaná. Sin embargo la muestras E-9120'2'' (metapiroxenita), B-9710'5'' (charnockita), C-7954', C-7955' y C-7991'5'' (anfíbolita) no concuerdan con el resto, las cuales son máficas cuya afinidad es de corteza oceánica y/o arco, parcialmente semejantes a las rocas que afloran en los cerros Santa Ana, Arajó, Siraba-Capuana de la península de Paraguaná (gabro, piroxenita). La muestra A-8732' (mármol de alto grado) que pudiera corresponder a una transformación profunda de una roca sedimentaria. Por su parte las muestras del pozo F tienen clara afinidad oceánica (diabasa andesítica, andesita) correlacionables con las rocas aflorantes en la isla de Aruba. La mezcla de litologías tan disímiles entre si en la ensenada de La Vela, se debe a que en esta zona existe un escalonamiento tectónico en el basamento (Fig. 2) en sentido norte-sur producto de la apertura de la cuenca de Falcón y por consiguiente la separación de la Península de Paraguaná de "tierra firme", además esta región se encuentra dentro de la zona de interacción entre la placa Caribe y Suramericana, que propicia y genera esta mezcla tectónica de unidades diferentes.

En las muestras de los pozos A, B, C, D, F y G existe una clara evidencia de metamorfismo. Algunas de las rocas de afinidad continental exhiben incluso asociaciones de la facies de la granulito, por lo que dichas rocas pueden pertenecer a terrenos Precámbricos. Nótese que las rocas aflorantes más cercanas con este tipo de facies se encuentran en el Complejo de Yumare, estado Yaracuy, a unos 150 km aproximadamente en dirección sureste y en la parte central del macizo de Santa Marta, Colombia, a unos 200 km aproximadamente al suroeste. Particularmente en Venezuela, los cuerpos graníticos datados en los Andes, El Baúl, Perijá y Paraguaná tienen edades correspondientes a la orogénesis Herciniana a finales del Paleozoico inicio del Mesozoico.

Por su parte las rocas de afinidad oceánicas son más jóvenes, probablemente del Cretácico, correspondientes a fragmentos de la litosfera de la placa Caribe, y que se pueden correlacionar con las rocas máficas/ultramáficas aflorantes en Paraguaná y Dependencias Federales que datan de este Período.

Tabla 1. Porcentaje mineralógico, roca y protolito. [3] Kfs= feldespatos sin diferenciar, Op= minerales opacos, Mtz = matriz afanítica.

■ Afinidad continental □ Afinidad oceánica/manto

Muestra/Prof.	Q	Ort	Mic	Plg	Kfs	Grt	CPx	Ser	Anf	Clr	Bio	Carb	Zr	Apa	Ttn	Epi	Op	Mtz	Nombre de la roca	Protolito
A 8732'										30		70							Mármol de alto grado	Caliza dolomítica
B 9525'					15					5		40					10	30	Brecha	-
B 9710'5''				20		30			40	10	<1					<1			Anfibolita granatífera	Gabro hornbléndico
C 7954'				30					45	5	20					<1	<1		Anfibolita	Gabro hornbléndico
C 7955'				50			15		30	5						<1	<1		Anfibolita	Gabro
C 7991'4''				40					47	<1	3						<1		Anfibolita	Gabro
D 11044'	30	25	3	30		7							<1	<1	<1	<1			Gneis feld-cuarzo-bio.	Cuarzo Monzodiorita
E 8930'6''	40	10	10	20		10			1	4			1	<1		4			Gneis feld-cuarzo-grt.	Granito?
E 9018'8''	25	20	30	7		15							<1	<1	<1		3		Gneis feld-cuarzo-grt.	Sienogranito?
E 9031'	50		30			10				10			<1	<1			<1		Gneis feld-cuarzo-grt.	Granito rico en cuarzo
E 9042'	45				20	17				8	1		1	<1			8		Gneis feld-cuarzo-grt.	Granito rico en cuarzo
E 9115'	15	10		25					50								<1		Metagabro hornbléndico	Gabro hornbléndico
E 9120'2''				<1	5	85					<1	10							Metapiroxenita	Piroxenita
E 9202'5''				52		<1			21	7	15			2		<1	3		Metagabro hornbléndico	Gabro hornbléndico
E 9312'	35	15	2	20			10			10		<1	<1	<1			8		Charnockita félsica	Melano-monzogranito
E 9579'	19	50		10			20						<1	<1			<1		Gneis feld-px-q	Sienogranito
E 9587'9''	15	25							40	18			<1	<1	<1		2		Gneis brechado anf-plg-clo	Melano trondhjemitita
E 9592'	6			15	40	3	20			16	1		<1	<1			<1		Gneis cuarzo-px-plg-grt	Tonalita
F 11526'			10	20				<1		10								60	Diabasa andesítica	Diabasa andesítica
F 11528'			10	20				<1	<1	10								60	Andesita	Andesita
G 14090'	30	20	45							<1						5			Meta-granodiorita	Granodiorita

Referencias

- [1] MENDI D. & E. RODRÍGUEZ. 2005. Integración geológica de la Península de Paraguaná-Estado Falcón. *Geos* (UCV, Caracas) 38: 93-94 p. en CD.
- [2] VÁSQUEZ E. 1975. Results of explorations in La Vela bay. *Proceedings IX World Petroleum Congress*. (Chichester, UK), 3:195-197.
- [3] URBANI F. & S. GRANDE. 2005. Abreviaturas de minerales formadores de rocas. *Geos* (UCV, Caracas) 38: 126 p. En CD.

OBSERVACIONES GEOLÓGICAS DE LA MESETA DEL DANTO Y SALTO EL OSO, ESTADO AMAZONAS (Geological observation of meseta del Danto y salto El Oso, Amazonas state, Venezuela)

MENDI D. & URBANI F.

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica 330.
Caracas 1053. email: davidmendi@cantv.net

Este trabajo surge como parte del proyecto integrado que tiene la Facultad de Ingeniería de la UCV con la gobernación del estado Amazonas. Un grupo multidisciplinario de ingenieros de la Facultad de Ingeniería de la UCV, está evaluando el proyecto para continuar la construcción de la microplanta hidroeléctrica para la comunidad indígena de Cacurí. La zona de estudio está ubicada al noreste del estado Amazonas, en una región llamada meseta del Danto a unos 7,4 km aproximadamente, al noroeste de dicha población indígena (Fig. 1).

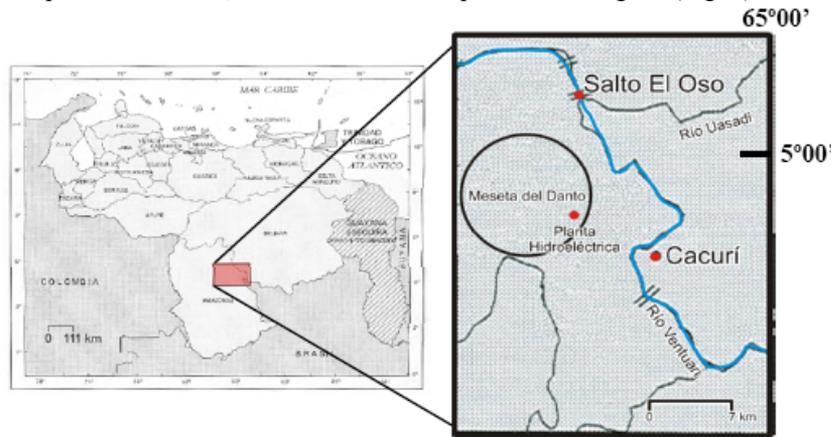


Fig.1. Ubicación del área de estudio [1]

El objetivo es realizar un reconocimiento geológico general de la zona donde está ubicada la planta hidroeléctrica de Cacurí, su área de captación y la zona del salto El Oso, para obtener un mapa general y realizar el estudio petrográfico y químico de las rocas aflorantes para determinar el tipo y afinidad magmática.

En la meseta del Danto las rocas que afloran son de afinidad granítica. El color meteorizado es gris oscuro, en su mayoría cubierta por musgo, el color fresco es beige a gris claro. De manera general los afloramientos de roca se presentan grandes masas, una especie de “grandes bolas” de un par de metros de diámetro, que están dispersos y rodeados en un suelo residual arcilloso. Todo está muy cubierto de vegetación. En el salto El Oso se observaron rocas contrastantes a las anteriores, son máficas gabroides, con color meteorizado gris oscuro, color fresco gris verdoso oscuro, poseen textura porfídica (granos embebidos en una matriz de grano muy fino). Se les realizó el estudio químico (tabla 1) y petrográfico (tabla 2) a 8 muestras: 4 de la meseta del Danto y 4 del salto El Oso.

Las muestras de la meseta del Danto fueron clasificadas petrográficamente como granitos, las cuales presentan texturas mirmekítica y poiquilítica. Se observan fracturamientos y alteraciones en la composición de algunos minerales, lo que se debe a deformación posterior. Los gráficos de relaciones entre óxidos mayoritarios [2], reflejan un magma parental de arco de islas, arco continental y/o colisión continental, el cual cristaliza bajo un ambiente tectónico activo. Mediante los análisis químicos y petrográficos se pudo constatar que dichas corresponden con la geología regional de la zona, pertenecientes a el Granito del Danto [3], debido a que las composiciones mineralógicas y texturales fueron semejantes con lo esperado.

Las muestras del salto El Oso fueron clasificadas petrográficamente como cuarzo diorita, monzogabro, cuarzo monzodiorita y cuarzo monzonita, se muestra al igual que en las rocas félsicas, diferenciación magmática por enriquecimiento de los minerales mayoritarios, son rocas ricas en plagioclasas que por estar fuertemente alteradas, en éstas rocas también se puede apreciar el enriquecimiento de calcio, evidenciado en las plagioclasas zonadas. Estas rocas corresponden a la serie calco-alcalina con concentraciones media a alta en K, las cuales cristalizan bajo condiciones reductoras asociada a la cristalización en dorsales oceánicas.

En la cartografía geológica regional la zona donde afloran dichas rocas aparecen representada como correspondiente a las Volcánicas de Caicara [4], lo que no corresponde con las muestras plutónicas estudiadas, lo que evidencia una deficiencia en la cartografía geológica, por lo que se recomienda realizar mas estudios geológicos en la región.

Tabla 1. Análisis químico

muestra	SiO ₂	Ti ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Total	Ba	Co	Ni	Pb	Rb	Sr	V	Zn	Zr
A01A	76,4	0,077	15,1	1,64	0,100	0,841	1,12	4,62	100	779	< 110	2.170	52	448	133	<20	32	51
A02	73,6	0,142	15,7	1,53	0,030	0,979	3,03	4,71	100	1150	< 110	2.949	40	384	199	43	42	76
A03	77,6	0,137	14,8	1,42	0,030	1,13	<1	4,80	100	1360	< 110	< 62	35	339	213	44	38	85
A04	73,1	0,143	16,0	1,42	0,024	0,850	3,41	4,52	99	1160	< 110	173	49	378	183	54	35	84
A05a	44,9	0,558	15,6	7,88	0,106	5,67	3,94	0,438	79	187	386	293	< 10	34	801	60	74	< 5
A05r	46,8	0,771	18,6	10,0	0,150	6,92	7,89	1,62	93	594	737	414	< 10	169	773	107	82	< 5
A06a	44,0	0,329	16,2	11,8	0,261	8,36	17,1	1,42	100	517	608	582	< 10	82	322	60	112	< 5
A06b	43,1	0,487	15,4	6,48	0,103	5,83	<1	0,899	72	679	520	419	< 10	53	1.120	35	84	23

Tabla 2. Análisis petrográfico

Muestra	Q	Plg	Micr	Ort	Bio	Mus	Hbl	Tre	Epi	Clr	Px	Serp	Op	ROCA
A01a	40	20	15	5	8	2							<1	Granito biotítico
A02	45	25	10	1	5	2			5					Granitoide micáceo
A03	40	15	2		5	2			1	5			1	Granitoide rico en cuarzo
A04	20	15	2	10	2	5				8		2	2	Monzogranito
A05a	10	25	2		1				10	15			5	Cuarzo diorita
A05r		30		5	2			10	10			5	7	Monzogabro
A06a		10		5		2	20	15	15	10	10			Monzogabro
A06b	5	15	1	5	10		7		10	7		15	2	Cuarzo monzodiorita
A06b-1	5	20	10	8	1		10		5	2		5	3	Cuarzo monzonita

Referencias

- [1] INSTITUTO GEOGRÁFICO SIMÓN BOLÍVAR. 2001. Hoja 7130-III Cacure y hoja 7130-IV Meseta del Danto. Misión Cartosur I, escala 1:50.000.
- [2] ROLLINSON H. 1993. *Using geochemical data*. Longman Scientific & Tech. Press.
- [3] TALUKDAR S. & COLVÉE P. 1974. Geología y estratigrafía del área meseta de El Viejo-Cerro Danto, Territorio Federal Amazonas. *Bol. Soc. Venezolana de Geólogos*, 9 (02): 21-41.
- [4] MENDOZA V. 2005. Geología de Venezuela. Escudo de Guayana, Andes venezolanos y sistema montañoso del Caribe. Tomo I. *Geos* (Caracas) 38: 121 p. En CD.

GEOLOGÍA DE LOS MACIZOS ÍGNEO-METAMÓRFICOS DEL NORTE DE YUMARE, ESTADOS YARACUY Y FALCÓN*

(Geology of the igneous and metamorphic rocks in northern Yumare, Yaracuy-Falcón States, Venezuela)

MUSSARI A. & LOZANO F.

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053. email: ferlozguz@gmail.com.

*Contribución parcial al proyecto GEODINOS G-2002000478

Se realiza un estudio geológico de los macizos ígneo-metamórficos ubicados al norte de la colonia agrícola de Yumare, entre los estados Yaracuy y Falcón (fig. 1), para completar una base geológica que será digitalizada y normalizada en hojas de escala 1:25.000 y con ello dar un aporte más a la cartografía digital, obtenida por medio de la geología de superficie.

El objetivo de este estudio es el levantamiento geológico de las rocas ígneo-metamórficas aflorantes en los macizos: de Tarana, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes, por medio de la compilación y digitalización de mapas de geología de superficie de estos macizos para unirlos con la geología realizada en este trabajo. Se integrarán las descripciones de las unidades litológicas y se adaptarán a la nomenclatura de rocas ígneo-metamórficas siguiendo las normas internacionales.

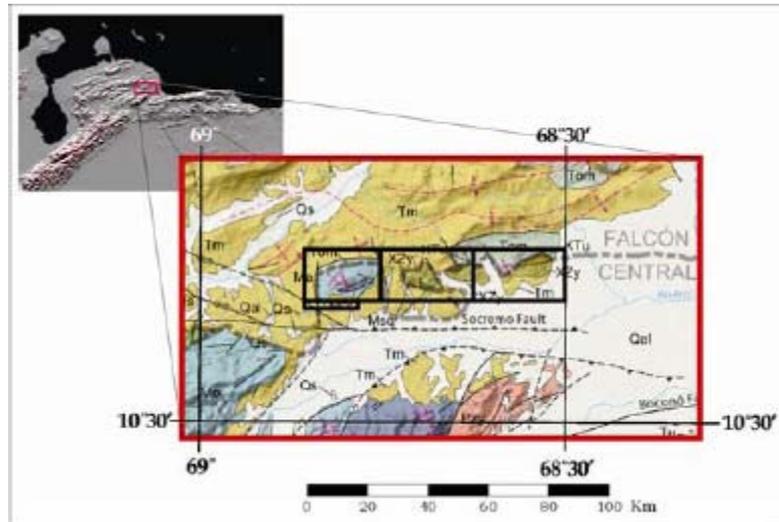


Fig 1. Mapa de ubicación de la zona. (HACKLEY *et al.* 2004)

El trabajo consta de tres etapas: compilatoria, campo y oficina. La primera etapa consiste en la recopilación y síntesis de la información geológica (publicada o inédita) existente contenida en: congresos geológicos nacionales e internacionales, mapas inéditos, informes del MEM (incluyendo mapas geológicos) e informes inéditos, conjuntamente el uso de fotografías aéreas. Así mismo contempla la compilación de mapas topográficos geológicos, descripción de unidades litológicas, caracteres estructurales y metamorfismo, a partir de revisión de trabajos previos. La etapa de campo consiste en el reconocimiento y levantamiento de la zona. Cuantificar las dimensiones y área que abarca la zona a estudiar, realizar el estudio geológico de la zona y al mismo tiempo comprobar los trabajos previos compilados previamente. La tercera y última etapa consiste en la digitalización de los mapas topográficos – geológicos, la interpretación de fotografías aéreas, mapas topográficos y geológicos de la zona en estudio, con los cuales se realizaron los mapas a escala 1:25.000 correspondientes a la zona.

En esta etapa esta contemplado un estudio petrográfico realizado con las muestras extraídas en la zona, algunas de las cuales se muestran en la siguiente tabla.

Tabla 1. Petrografía de algunas muestras. Abreviaturas de minerales según URBANI & GRANDE (2005).S: Salsipuedes; T: Tarana; SQ: San Quintín

Muestra	Q	Ort	Plg	Px	Carb	Mus	Bio	Clr	Epi	Op	Apa	Zr	Ser	Nombre de la roca / Macizo
Fa-15	40	20	3			7	25			5		<1%		Meta granito / S
Fa-20			45					35	15	3	1		1	Meta gabro / S
Ya-23R	1				98					1				Marmol foliado / T
Ya-25	2				90	5				3				Marmol foliado / T
Ya-27RA	30		60	10								<1%		Gneis plagioclasico-cuarzoso piroxénico SQ
Ya-71RA				95						5				Piroxenita / SQ

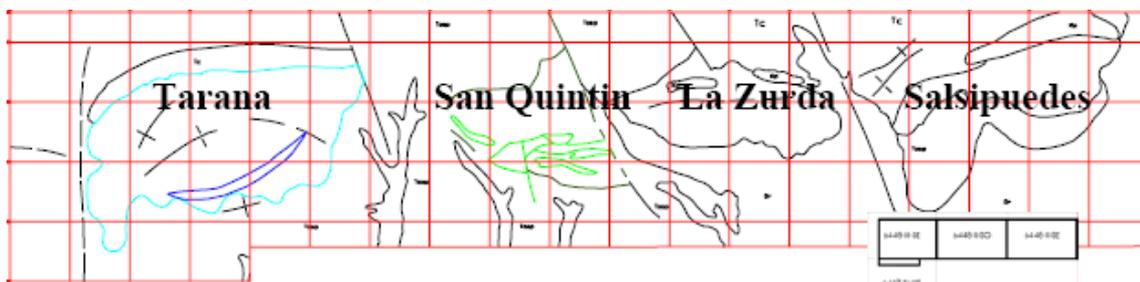


Fig 3. Mapa geológico mostrando los macizos, modificado de BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1976)

Referencias

BELLIZZIA A. & S. RODRÍGUEZ. 1976. Geología del estado Yaracuy. Bol. Geol., Publ. Esp. 5(6): p. 3317- 3415.]
 URBANI F. & S. GRANDE. 2005. Abreviaturas de minerales formadores de rocas. Geos (UCV, Caracas) 38: 126-126.]
 GARRITY C., HACKLEY P & URBANI F. 2004. Shaded relief map of Venezuela. U.S. Geological Survey.Version 1.0. <http://pubs.usgs.gov/of/2004/1322/>

hackley p., urbani F., karlsen A. & Garrity C. 2006. Mapa geológico de Venezuela a escala 1:750.000. U.S. Geological Survey. <http://pubs.usgs.gov/of/2006/1109/>

DINÁMICA SEDIMENTARIA DE CINCO PLAYAS DE LA COSTA NORORIENTAL DE VENEZUELA, DEDUCIDA A PARTIR DEL ANÁLISIS DEL TAMAÑO MEDIO DE LOS GRANOS

OLAYA W., BUITRAGO F. & GUEVARA P. I.

Fundación La Salle de Ciencias Naturales. Dpto. Oceanografía. Laboratorio de Geología Marina. Estación de Investigaciones Marinas de Margarita. Porlamar. email: wolaya@edimar.org

En la granulometría, la media es interpretada como Energía Cinética Media (E. C. M.). Basados en el hecho que la energía se disipa desde zonas de alta energía hacia zonas de baja energía, se puede considerar que la diferencia entre las ECM de dos estaciones adyacentes, es un indicativo del gradiente de disipación entre las dos estaciones, así como de su dirección. Esta metodología se aplicó a 83 muestras de sedimentos superficiales distribuidas en cinco playas del nororiente venezolano, Playas Venalum, Chacopatica y Cautaro en el Estado Sucre y Playa El Coco y Diamante en el Estado Nueva Esparta. Se realizaron tres campañas de muestreo para así determinar la variabilidad de la Dinámica Sedimentaria con respecto a los períodos de precipitación y sequía en las referidas zonas. Las muestras se colectaron mediante una draga tipo Van Veen, con un diseño de muestreo espacial en forma de retícula cradiculada y siendo procesadas posteriormente por métodos granulométricos convencionales. Después de calcular la E. C. M., se construyó el cuadro vectorial para cada estación y se calculó gráficamente el vector resultante.

Estos datos se graficaron sobre un mapa de la zona de estudio y se determinó que el escalar representa eficazmente la intensidad de la disipación y la dirección señala la región más afectada por ella, por tanto la comparación entre el gradiente de disipación y el tamaño medio de los granos de cada muestra, permite inferir sobre el proceso sedimentario dominante (erosión, transporte y sedimentación). El análisis permitió distinguir que la dinámica sedimentaria predominante en Playa Venalum es la sedimentación hacia las zonas más profundas. En Playa Chacopatica, así como en Playa Cautaro, los sedimentos se encuentran en constante transporte, cambiando la dirección de acuerdo con los períodos de precipitación o sequía. En Playa El Coco, la dinámica está influenciada por la batimetría y la presencia de algunos parches coralinos que permiten la sedimentación en la zona central de la playa y el transporte hacia los extremos de la misma. La presencia de un muelle en el extremo oriental de Playa Diamante influye directamente sobre la dinámica sedimentaria de ésta, afectando directamente la dirección del oleaje y por consiguiente la dirección de transporte.

MIEMBRO EL MUACO: SECUENCIA TRANSGRESIVA DEL MIOCENO SUPERIOR EN LA ESTRUCTURA DE LA VELA, ESTADO FALCÓN

PERAZA Tulio

PDVSA-INTEVEP. email: tulio.peraza@gmail.com

El objetivo de esta investigación está centrado en reconstruir la paleoecología del Miembro El Muaco de la Formación Caujarao, localizado en el área de La Vela, Estado Falcón. La secuencia estudiada de edad Mioceno Superior, está excelentemente representada en el área de estudio y exhibe una prolífica fauna de moluscos fósiles (figura 1). Se consideran en este análisis 8 superfamilias de gasterópodos y 12 superfamilias de bivalvos, de las cuales se han seleccionado aquellas que corresponden a formas vivas actuales o que poseen relación de especie - subespecie, ya que de éstas, se conocen en la actualidad los parámetros ambientales e.g., salinidad, temperatura, relación con el substrato, profundidad [1]. El conjunto fósil estudiado corresponde a una asociación propia de la subprovincia Caribe meridional [2], la cual exhibe malacofauna "relictiva" desarrollada a partir de grupos pacifilos y aislada posteriormente con el cierre del istmo de Panamá. La paleoprovincia en estudio constituye una heterocronía geográfica [3], que está caracterizada por un patrón biogeográfico que permitió la coexistencia de especies miocenas y post-miocenas. El Miembro El Muaco constituye una unidad heterolítica compuesta mayoritariamente por lutitas, arenas, limolitas y algunos niveles de calizas. La secuencia se depositó bajo régimen transgresivo y su desarrollo estuvo marcado por un nivel de baja energía en un ambiente infralitoral. La concomitancia de los rangos de la mayoría de las especies presentes i.e., *Aequipecten*, *Argopecten*, *Hytissa*, *Trachycardium*, *Macrocallista*, *Dosinia* y *Cyclinella* entre los bivalvos, y *Turritella*, *Neverita*, *Turbinella*, *Cypraeacassis*, *Oliva* y *Prunum* para los gasterópodos, sugiere que el Miembro El Muaco se sedimentó entre los 20 y 46 m de paleopropundidad. La base de

la unidad exhibe lutitas yesíferas y anhidríticas con gran presencia de algas calcáreas, las cuales pasan areniscas ocasionalmente bioturbadas con niveles de pectínidos desarticulados. Hacia el tope de la unidad son comunes los niveles de areniscas eólicas finamente laminadas con estratificación cruzada y horizontes de óxido de hierro y jarosita. La malacofauna de moldes ferrolitizados en la unidad indican somerización e intemperismo breve. El Miembro El Muaco está caracterizado por una malacofauna mayormente endobéntica (figura 2), donde los bivalvos alcanzan anómalamente, un mayor tamaño en comparación con los gasterópodos. Esta diferencia morfológica permitió descubrir fenómenos de anomalías térmicas y de salinidad durante el lapso de tiempo considerado. El tenor de salinidad en esta unidad no varía con la sedimentación. Las icnocenosis presentes en la secuencia estudiada confirman la somerización de los ambientes depositacionales y la caracterización de facies marcadamente clásticas.



Fig. 1. Fauna característica del Miembro El Muaco: (1) *Aequipecten plurinominis*, (2) *Agripoma gatunensis*, (3) *Cyclinella ciclyca*, (4) *Argopecten venezuelanus*, (5) *Clementia dariena*, (6) *Cyathodonta tristani*, (7) *Lirophora mactropsis*, (8) *Dosinia elegans*, (9) *Lima caribaea*, (10) *Psammacoma democraciana*, (11) *Trachycardium dominicense*, (12) *Conus aemulator manzallinensis*, (13) *Cypraecassis testiculus*, (14) *Fasciolaria* cf. *F. kempi*, (15) *Ficus carbacea*, (16) *Turritella altilira montserratensis*, (17) *Turritella vistana*.

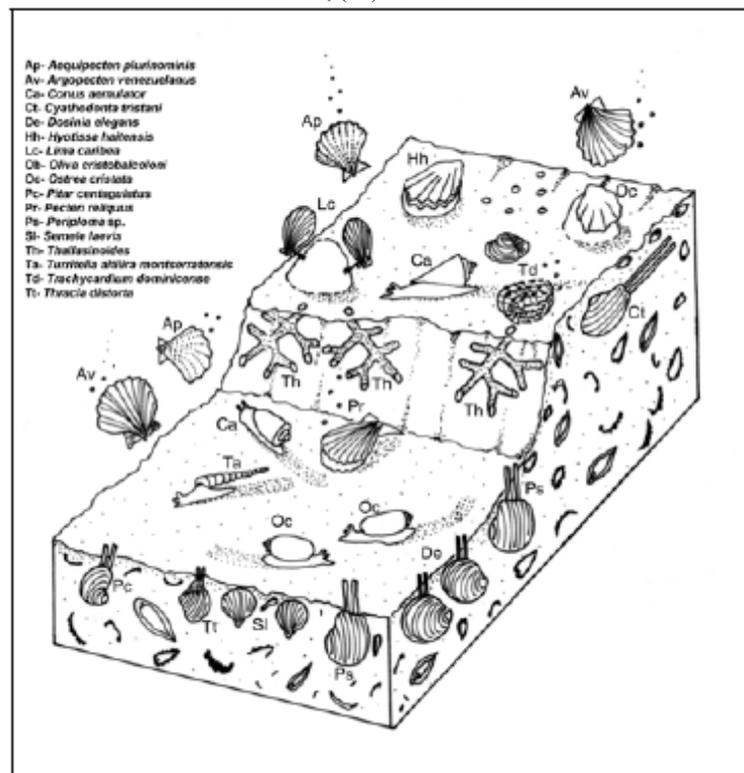


Fig. 2. Reconstrucción paleoecológica del Miembro El Muaco

Referencias

- [1] PERAZA, T. 2002. "Estudio Paleoecológico del Mioceno Tardío-Plioceno en la Estructura de La Vela, Estado Falcón". Tesis MSc. UCV, 111 p.
- [2] CAMPOS VILLARROEL R. A. & MACSOTAY, O. 2002. "Dos sub-provincias zoogeográficas en la plataforma submarina del mar Caribe sur-oriental de Venezuela. Distribución de moluscos". Bol. SVCN. T. XLVI (152): 153- 180.
- [3] PETUCH, E. J. 1982. "Geographical heterochrony contemporaneous coexistence of Neogene and Recent molluscan fauna in the Americas". *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*. 37(2,4): 277-312.

ESTUDIO DE LA METODOLOGÍA APLICADA PARA LA ELABORACIÓN DE UN MAPA DE RIESGO GEOLÓGICO

PEREIRA MÓNICA¹ & DÍAZ QUINTERO Armando²

¹UCV. Fac. Ingeniería. Instituto de Materiales y Modelos Estructurales. Caracas 1053. ²UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053. email: pereiracastillo@yahoo.com.

Las grandes limitaciones existentes en Venezuela de métodos establecidos para reflejar los riesgos geológicos en mapas, se debe a las pocas soluciones geotécnicas. En particular, la vulnerabilidad y la micro zonificación sísmica se han constituido como factores potentes dentro de la elaboración de un mapa de riesgo geológico en geotecnia y geología, siendo estos dos factores limitados dentro del estudio de riesgo. En este trabajo a través de la investigación se proponen una serie de criterios simplificados y sencillos particulares que contribuyan de manera efectiva al análisis físico integral de todas las variables que causen la inestabilidad de taludes. Igualmente se presentan estudios de la mecánica de suelos, mecánica de rocas y sísmica, permitiendo así ilustrar la importancia del manejo de software dentro del riesgo geológico, para el diseño de obras geotécnicas.

Referencias

- [1] CASTILLEJO, MIGUEL 1993. "Análisis Comparativo de los métodos de Estabilidad de Taludes y su control".
- [2] DE MARCO, PIETRO 1995. "Determinación de la Resistencia Mecánica de las rocas mediante ensayos de laboratorio".
- [3] URBANI, F 1999. "Revisión de las unidades de Rocas Ígneas y Metamórficas de la Cordillera de la Costa".
- [4] INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA 1985. "Manual de Ingeniería de Taludes".
- [5] JIMÉNEZ SALAS, A 1982. "Geotecnia y Cimientos: Propiedades de los Suelos y de las rocas".
- [6] SALCEDO, DANIEL. 1983. "El uso de las proyecciones hemisféricas como técnica de predicción y análisis de problemas relativos a estabilidad de taludes en Macizos Rocosos" Universidad Central de Venezuela"

INTEGRACIÓN GEOLÓGICA DE LA PENÍNSULA DE PARIÁ, VENEZUELA* (Geologic Integration of Paria Peninsula, Venezuela)

PETRÁSH R. D. & REVANALES C.

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica 330.
Caracas 1053. email: d_petrash@yahoo.com

*Contribución parcial al proyecto GEODINOS G-2002000478

El objetivo primario de este trabajo es la compilación e integración en formato cartográfico digital de los datos geológicos de la región de Paria, dispersos en numerosos trabajos previos publicados e inéditos. Para ello fueron generados 33 mapas geológicos a escala 1:25.000 basados fundamentalmente en datos de superficie obtenidos por tesisistas UCV entre los años 1964-1969, estos datos fueron integrados con la información geológica posteriormente obtenida; para el desarrollo de los mapas fueron utilizadas técnicas de cartografía digital coadyuvantes para la mejora de la cartografía geológica, éstas incluyen modelos de iluminación y sombra y de elevación digital del terreno, los cuales se producen a partir de los datos altimétricos. El presente compendio se fundamenta en la necesidad de facilitar el acceso a la información geológica existente, en pro de favorecer el análisis e interpretación de las relaciones espaciales y temporales que surgen del proceso de acreción oblicua que afecta y deforma, desde el Cenozoico medio, las unidades tectono-estructurales de la zona limítrofe nororiental de Suramérica. El considerar la edad, reología, petrología y disposición de las unidades cartografiadas permite plantear una visión moderna de la geología regional del área de estudio y zonas aledañas, congruente con el estado actual del conocimiento geocientífico.

El cinturón móvil marginal al norte de Suramérica en la región de la península de Paria es una zona en la cual pueden ser reconocidos bloques litosféricos que en su conjunto muestran patrones complejos y variables de deformación convergente, que como consecuencia de desplazamientos oblicuos post-Eocenos dieron lugar a un

proceso de imbricación tectónica sobre el margen pasivo Mesozoico de Suramérica que ocurrió de manera diacrónica de oeste a este. El cinturón ígneo-metamórfico de Paria es definido como un orógeno de doble vergencia consecuencia de la convergencia entre las placas, funcionando la placa Caribe como un inventor (CRUZ 2005); dos terrenos pueden ser reconocidos en este orógeno, el primero de carácter para-autóctono está conformado por los depósitos profundos de la cuenca de margen pasivo, acretados conjuntamente con fragmentos del basamento granítico (SPEED *et al.* 1997). Se yuxtapone a este terreno parte de la corteza oceánica y quizás depósitos de antearco, definiendo una provincia alóctona, cuyo límite meridional se produce a lo largo de las fallas Coche - North Coast, un sistema transtensional que ocurre en la costa norte. El terreno alóctono fue afectado por un metamorfismo generado en la zona de subducción mesozoica, donde se alcanzaron condiciones que permitieron neogénesis mineral en las facies del esquisto azul y del esquisto verde, posteriormente todos estos minerales serían reequilibrados bajo la facies del esquisto verde (zona de la clorita y localmente la de la biotita); el cual es común a ambos terrenos. Es probable que las condiciones de metamorfismo que afectan las secuencias de margen pasivo sean consecuencia del emplazamiento del terreno alóctono durante el Mioceno medio, como lo revelan análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ efectuados por SPEED *et al.* (1997) en micas metamórficas del Gneis de El Mango. El actual arreglo espacial de las unidades cartografiadas es consecuencia de un proceso de deformación transpresivo, los modelos digitales permitieron definir dos provincias morfo-estructurales de estilo alpino en el orógeno; estas se encuentran separadas por el valle de río Grande, el cual es generado por fallas que definen una zona transtensional que disecta diagonalmente el cinturón de deformación en el sector occidental, al sur de Río Caribe, dichas fallas se evidencian a través de marcadas lineaciones estructurales, visibles en los modelos digitales del terreno (Fig.1).

En el margen activo Terciario de Venezuela nororiental cuencas antepais periféricas reciben depósitos flysch, el levantamiento asociado a la convergencia oblicua genera la migración lateral de estas cuencas, donde el transporte de masas se produce por difusión lateral en ambientes marinos limitados al norte por el cinturón ígneo-metamórfico y al sur por el combamiento (forebulge) oblicuo producto de arreglos litosféricos derivados de la carga ejercida por frente de deformación que avanzaba desde el NNO. Al este de dichas cuencas una zona de subducción genera magmatismo con una afinidad de arco de islas, la unidad Riolita Porfídica de Carúpano, que intrusión a final del Mioceno la secuencia metasedimentaria mesozoica, es una evidencia remanente del proceso. Diacrónicamente se desarrollaban ambientes deltáicos, que con el inicio de la sutura en el sector occidental pasan a ser recubiertos por depósitos molásicos, estos caracterizan la sedimentación del pleistoceno al sur de Paria, desde El Pilar hasta Güiría. Se presenta a continuación una tabla resumen de las unidades ígneo metamórficas (Tabla 1), además existen en Paria 24 unidades sedimentarias. Estas unidades aparecen cartografiadas en los mapas geológicos generados.

Referencias

- CRUZ L. 2005. *Exhumation, deformation, and thermochronology of experimental orogenic wedges and natural transpressional orogens: Venezuelan Paria Peninsula* Ph.D. Thesis University of Minnesota USA.
 SPEED R. C., W. D. SHARP & K. A. FOLAND. 1997. Late Paleozoic granitoid gneisses of Northeastern Venezuela and the North America-Gondwana collision zone. *Journ. Geology* 105:457-470.

Tabla 1. UNIDADES ÍGNEO- METAMÓRFICAS

Intrusivas asociadas al AIT de las Antillas Menores. Terciario (Mioceno Tardío)	Ku Esquisto de Uquire
Tc Riolita Porfídica de Carúpano	Kg Metasedimentarias de Güinimita
Alóctonas con afinidad MORB y/ o AIT. Cretácico Temprano (Aptiense)	Jurásico Tardío-Cretácico Temprano
Kec Metaígneas de El Copey	JKt Esquisto de Tunapui
Kec3g Metagabro	JKma Esquisto de Macuro
Kec3p Metaperidotita	JKmah Mármol de Yaguaraparo
Kec1s Serpentinita	JKmah Mármol de La Horqueta
Kec3a Melange tectónico	JKmag Esquisto de Guatay
Metasedimentarias de margen pasivo	Fragmentos de basamento granítico Paleozoico. Carbonífero
Cretácico Temprano (Barremiense-Aptiense (??))	Pzcd Gneis de El Dragón
Kc Esquisto de Carúpano	Pzcm Gneis de El Mango
Kcq Esquisto de Cariaquito	
Kcqp Mármol de Patao	
Kcqy Esquisto de Yacua	

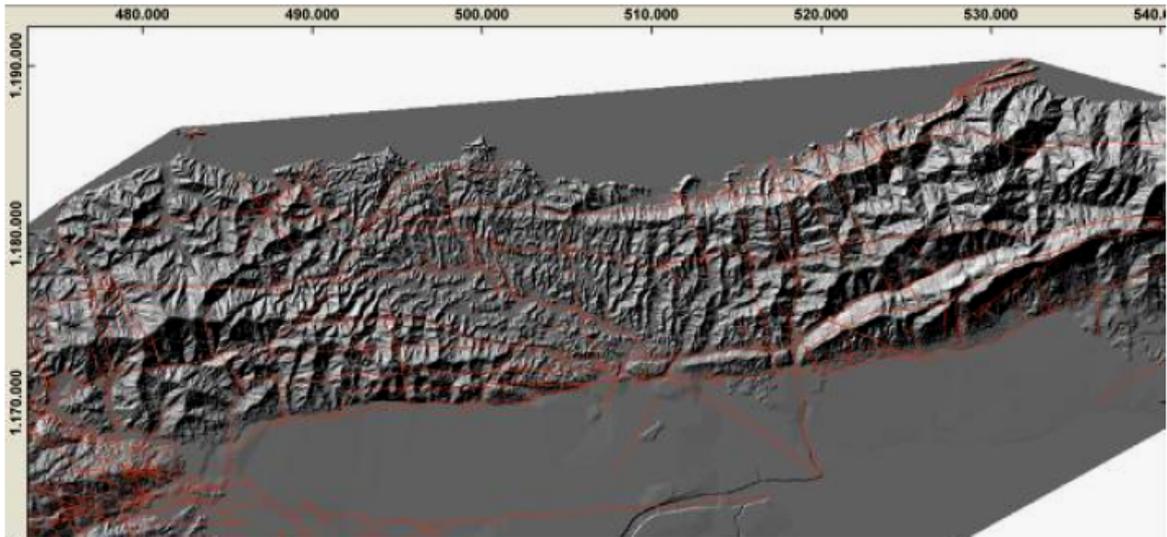


Fig. 1. Modelo de iluminación y sombra del sector occidental de Paria. Se muestra el patrón de fallamiento, el control estructural sobre el valle de río Grande y los dos dominios morfo-estructurales definidos.

ESTUDIO PETROGRÁFICO DE UNA SECCIÓN DE LOS ESQUISTOS DE LAS MERCEDES Y LAS BRISAS. TUNEL "CARRIZALITO", LOS TEQUES, EDO. MIRANDA*

ROVELLI T.

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

Caracas 1053. email: ing_geologa_ucv@yahoo.com

*Contribución parcial del proyecto GEODINOS G200200478

En este trabajo se estudia con detalle el contacto entre los esquistos de Las Brisas y Las Mercedes mediante la interpretación de los datos de campo, con posteriores análisis petrográficos y geoquímicos de rocas metamórficas enteramente las muestras frescas tomadas en el túnel de "Carrizalito", La ubicación del túnel está delimitada entre el sector MiniBruno y El Chorrizo de la Carretera Vieja Caracas-Los Teques, y desde el punto de vista técnico, entre las progresivas 3+865 y 7+439 del alineamiento total de este sistema de transporte masivo.

Mediante el Atlas de la Cordillera de la Costa se pudo utilizar la nomenclatura correcta para ubicar las unidades metamórficas de la zona de estudio a lo largo de la progresiva del túnel.

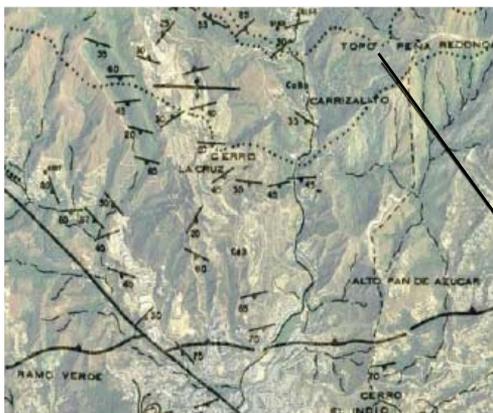


Fig. 1. Mapa geológico y topográfico de Los Teques escala 1:25.000.

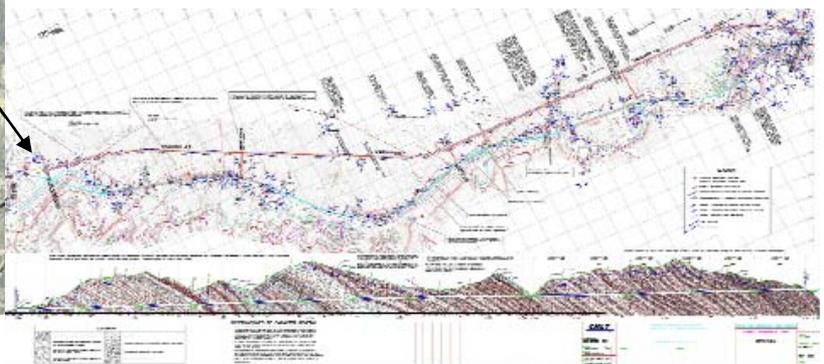


Fig. 2. Progresiva del túnel de Carrizalito.

Las muestras fueron colectadas cada 10 m, las cuales luego fueron descritas visualmente, con toma de fotografías y la información fue vaciada en planillas diseñadas para tal propósito que incluye además, la progresiva del túnel la ubicación de las muestras.

En los mapas se ubicaron los contactos según trabajos previos entre los esquistos de Las Brisas y Las Mercedes, para compararlos luego con los tipo de roca analizados y así determinar los contactos reales y sus características. Se realizaron los estudios petrográficos de las secciones finas complementado con difracción de rayos x en las muestras de dudosa caracterización petrográfica, para integrar la información geológica recolectada, con la información obtenida mediante los análisis petrográficos y geoquímicos.

Por ser éste el primer túnel de la zona se pudo obtener muestras lo suficientemente frescas como para realizar estudios que determinen la naturaleza de los contactos entre los esquistos de Las Brisas y Las Mercedes y el Gneis de Sebastopol, ya que debido a la intensa meteorización en superficie, era bastante inexacto determinar correctamente las litologías y sus contactos, además se puede trazar la dirección de los mismos ya que pueden variar su ubicación conforme se aumenta en profundidad.

En relación al análisis de muestras, se observa dentro del grupo de rocas pertenecientes al Esquisto de las Mercedes, el predominio de filita y esquisto grafitoso con minerales como el cuarzo, la calcita y la pirita probable indicadora de su formación en ambientes anóxicos, algunas presentan estructuras como pequeños pliegues y crenulaciones.

Dentro del grupo de rocas del Esquisto de Las Brisas predomina el esquisto clorítico de color verde intenso con minerales como cuarzo, calcita, moscovita y en algunos casos magnetita. En el conjunto de las muestras del Gneis de Sebastopol, se tienen gneis de colores blanquecinos y grisáceos con textura porfidoblástica principalmente, donde se observan cristales de feldespato a veces de 3 mm de tamaño.

Todas estas descripciones y mineralogías tipo, coinciden con las descritas en el trabajo de Aguerrevere y Zuloaga de 1937 [1], siendo concordante con las características litológicas presentadas en este trabajo, así como en el Atlas de la Cordillera de la Costa [2], lo cual nos permite identificar cada una de las unidades antes mencionadas y sus contactos definitivos.

Referencias

- [1] AGUERREVERE S. & ZULOAGA G. "Observaciones. 1937 Geológicas en la Parte Central de la Cordillera de la Costa, Venezuela". *Boletín de Geología y Minería*. Caracas 1(2-4); 3-22.
- [2] URBANI, FRANCO. 2005 Síntesis de la nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Bol. Tec. IMME*, 43(2):1-10.

SÍNTESIS DE LA NOMENCLATURA DE UNIDADES DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS DEL NORTE DE VENEZUELA*

URBANI F.

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología. Lab. Geología y Geoquímica 330. Caracas 1053 & FUNVISIS.

Caracas. email: furbani@funvisis.gob.ve

*Contribución parcial del proyecto GEODINOS G200200478

Recientemente se ha concluido con la integración de la información geológica y la elaboración de 230 mapas geológicos a escala 1:25.000, de diversas regiones donde afloran unidades de rocas ígneas y metamórficas del norte del país, a saber: Isla de Margarita (REKOWSKI & RIVAS 2005) [4], Península de Paraguaná (MENDI & RODRÍGUEZ 2005) [2], Península de Araya (ALVARADO 2006) [1] y Península de Paria (PETRASH & REVANALES 2006) [3], y Cordillera de la Costa (URBANI & RODRÍGUEZ 2004) [5]. Esto ha dado como resultado la redefinición de muchas unidades, así como el cambio de nomenclatura para adaptarse a las normas de unidades litodémicas. Para cada región a continuación se resume el esquema de las unidades principales:

ARAYA

* Alóctono - Cobertura metasedimentaria del sustrato metaofiolítico [Meta volcanosedimentarias de El Maguey, Metavolcanosedimentarias de Laguna Chica]. - Sustrato metaofiolítico [Mataígneas de El Copey].

* Parautóctono - Al norte de la falla de Laguna Grande [Asociación Metamórfica Manicuare]. - Al sur de la falla de Laguna Grande [Complejo Estructural Lechozal, Metasedimentarias de Güinimit, Esquisto de Carúpano, Esquisto de Tunapui].

PARIA

* Autóctono [Riolita Porfídica de Rivilla].

* Alóctono [Metaígneas de El Copey].

* Parautóctono [Metasedimentarias de Güinimita, Esquisto de Carúpano, Esquisto de Uquire, Esquisto de Cariaquito, Esquisto de Tunapui, Esquisto de Macuro, Gneis del Dragón, Gneis de El Mango].

MARGARITA

* Rocas ígneas no metamorfizadas [Volcánicas de Los Frailes].

* Rocas graníticas [Metagranito de San Juan Bautista, Metagranodiorita de Agua de Vaca, Metagranito de El Salado, Metatrandjemita de Matasiete, Gneis de Guayacán].

* Asociación Metamórfica Los Robles.

* Complejo Metaofiolítico de Paraguachí [Metavolcánicas de Manzanillo, Metamáficas de La Rinconada, Metaultramáficas de Cerro El Copey].

* Asociación Metamórfica Juan Griego [Mármol de El Piache].

PARAGUANÁ

* Unidades de litosfera oceánica [Basalto de Santa Ana, Diabasa de Arajó, Gabro de Capuana, Ultramáficas de El Rodeo].

* Unidades de corteza continental [Filita de Pueblo Nuevo, Metagranodiorita de El Amparo].

CORDILLERA DE LA COSTA

* Napas de la Serranía del Litoral

- Napa Costera [Súper-asociación La Costa: Complejo Nirgua, Esquisto de Tacagua, Mármol de Antimano].

- Napa Ávila [Súper-asociación Ávila: Complejo San Julián, Augengneis de Peña de Mora, Complejo de Yaritagua].

- Napa Caracas [Asociación Metasedimentaria Caracas: Esquisto de Las Mercedes, Esquisto de Las Brisas.

Asociación Metamórfica Los Cristales: Esquisto de Aroa, Esquisto de Mamey. Gneis de Sebastopol].

* Napas de la Serranía del Interior

- Napa Cauagua - El Tinaco [Complejo El Tinaco (Gneis de La Aguadita, Esquisto de Tinapú); Filita de Urape, Filita de Muruguata, Filita de Tucutunemo, Peridotita de Tinaquillo.

- Napa Loma de Hierro [Complejo Ofiolítico de Loma de Hierro: Metalava de Tiara, Gabro de Mesia, Ultramáficas de Loma de Níquel. Filita de Paracotos].

- Napa Villa de Cura

+ Napa septentrional con asociaciones mineralógicas de alta P baja T [Asociación Meta-volcanosedimentaria de Villa de Cura: Matatoba de El Caño / Metatoba de El Chino, Metalava de El Carmen, Granofel de Santa Isabel].

+ Napa meridional con rocas no metamórficas o con metamorfismo de muy bajo grado [Asociación Ígnea San Sebastián: Volcánicas de Las Hermanas, Ultramáficas de Apa, Ultramáficas de Chacao].

La naturaleza y condiciones geodinámicas que han afectado las unidades mayores puede sintetizarse como sigue:

* Súper-asociación La Costa (Mesozoico). Contiene rocas del dominio Caribe, algunas estuvieron incorporadas en un complejo de subducción, a su vez yuxtapuestas tectónicamente con rocas incorporadas del margen suramericano.

* Súper-asociación Ávila (Paleozoico-Precámbrico). Rocas con afinidad de corteza continental, probablemente corresponde a un bloque mayormente metaígneo de Sur América.

* Asociación Metasedimentaria Caracas (Mesozoico: Jurásico Tardío a Cretácico medio): Sedimentos depositados en el margen pasivo del norte de Sur América.

* Complejo Ofiolítico Loma de Hierro (Cretácico). Fragmento de litósfera oceánica del Caribe.

* Asociación Meta-volcanosedimentaria Villa de Cura (Cretácico). Lavas y piroclásticas asociadas al arco de islas del Caribe. Estuvieron involucradas en los procesos de un complejo de subducción.

* Asociación Ígnea San Sebastián (Cretácico): Rocas del arco de isla propiamente dicho, sin o con muy bajo metamorfismo. Estas unidades no fueron subducidas.

Referencias

[1] ALVARADO A. 2006. *Geos* (UCV, Caracas) 39 [+ 254 p. y 21 mapas 1:25.000 en CD].

[2] MENDI D. & E. RODRÍGUEZ. 2005. *Geos* (UCV, Caracas) 38:93-94 [+ 184 p. y 12 mapas en CD].

[3] PETRASH D. & C. REVANALES. 2006. Integración geológica de la península de Paria, estado Sucre. *Geos* (UCV, Caracas) 39 [+ p. y 33 mapas 1:25.000 en CD].

[4] REKOWSKI F. & L. RIVAS. 2005. Integración geológica de la isla de Margarita, estado Nueva Esparta. *Geos* (UCV, Caracas) 38:97-98 [+ 242 p. y 18 mapas 1:25.000 en CD].

[5] URBANI F. & J. A. RODRÍGUEZ. 2004. Atlas geológico de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Coedición Fundación GEOS-UCV y FUNVISIS, xii+146 p. (1 46 hojas geológicas a escala 1:25.000).

OBSERVACIONES SOBRE ALGUNAS ROCAS DEL CRETÁCICO TARDÍO EN LA ZONA DE YUMARE, ESTADOS FALCÓN Y YARACUY*

URBANI F.¹, CAMPOSANO L. A.¹, MENDI D.¹, MARTÍNEZ A.² & GONZÁLEZ A.²

¹UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica 330. Caracas 1053. ²PDVSA- INTEVEP, Gerencia de Exploración y Caracterización de Yacimientos. Los Teques.

*Contribución del proyecto GEODINOS (G2002000478)

En la zona limítrofe de los estados Yaracuy y Falcón, afloran varios cuerpos de rocas ígneas del Metagabro anortosítico de Yumare de probable edad Precámbrico, así como las Metavolcanosedimentarias de San Quintín, semejantes a otras unidades del Cretácico en la Cordillera de la Costa. Adyacentes a estos cuerpos, varios autores han cartografiado una presunta unidad de edad Paleoceno que incluye olistolitos de rocas del Cretácico Tardío tipo La Luna.

En la literatura esta unidad sedimentaria aparece como sigue: - NATERA (1957) [1] la muestra como "Cretácico-Paleoceno" sin diferenciar, discordante sobre el macizo metamórfico y a su vez cubierta discordantemente por la Formación Casupal. - En el mapa de BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1968) [3] aparece como "Kp. (Cretácico Paleoceno sin diferenciar). Caliza negra carbonácea, lutita carbonácea. Chert, lutita y arenisca gris. Se interpreta como una zona de olistostromos y melanges)", con contactos de fallas inversas ("límites de bloques alóctonos"). - BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1976) [4] la describe como "Temc. Eoceno inferior. Formación Cerro Misión. Alternancia monótona de lutita y arenisca con gradación y marcas de base. Abundantes bloques, especialmente de caliza del Cretácico. Sedimentación turbidítica del Surco de Barquisimeto". - BELLIZZIA (1986: 6998) [2] amplía la descripción como "caliza micrítica finamente laminada, rica en materia orgánica, intercalada con chert; además radiolarios y globigerinas, embebido en lutita calcárea, chert y arenisca arcillosa; es frecuente el conglomerado polimítico. La sedimentación es de tipo turbidítico (flysch y flysch salvaje). Los olistolitos son semejantes a las calizas de las formaciones Querecual y La Luna. - Interesa señalar que adyacente a uno de estos cuerpos, BERMÚDEZ & RODRÍGUEZ (1962) [5] describen una caliza litográfica de color gris oscuro a marrón, encontrada como grandes bloques incluida en un conglomerado de peñones en la base de la Formación Casupal del Oligo-Mioceno. En dicha caliza identifican Tintínidos o Calpionelas de Cretácico Temprano (Valanginiense – Barremiense).

En la quebrada Aguacate se colectaron tres muestras de caliza negra de granulometría muy fina (no fétida y sin concreciones). Las secciones finas fueron examinadas por el Dr. Max Furrer quien identifica abundantes radiolarios y algunos escasos fragmentos de foraminíferos sugerentes de una edad Cretácico Tardío, confirmando la semejanza con la Formación La Luna. Más recientemente los tesisistas Arturo Mussari y Fernando Lozano colectaron una muestra de lutita negra de una quebrada adyacente en esta misma unidad, resultando estéril en microfauna (foraminíferos, nanoplankton y palinomorfos).

Las muestras fueron analizadas por técnicas de geoquímica orgánica, a saber: 1- SARA, COT y Cmin. 2- Se obtuvieron los cromatogramas con los cuales se determinó la distribución de n-parafinas e isoprenoides acíclicos. 3- Las muestras fueron analizadas por pirólisis Rockeval versión Delsi. Los diagramas resultantes para evaluar el tipo de materia orgánica permitieron interpretar que el tipo de materia orgánica es terrestre. Este resultado es opuesto a lo aportado por el estudio petrográfico y paleontológico que indica que las muestras son del tipo "Formación La Luna" (es decir, con materia orgánica esencialmente marina). Debido a la baja cantidad de hidrocarburos pirolizables (S2) el detector Delsi no permitió determinar el Tmax, por consiguiente las interpretaciones ya indicadas deben verse con cuidado. 4- Por lo anterior se efectuó un nuevo análisis de pirólisis Rockeval con un equipo de versión 6, que presenta una mayor rampa de calentamiento (300 a 850°C) y una mayor sensibilidad, lo que permite determinar Tmax en aquellas muestras cuya materia orgánica ha alcanzado un alto nivel de madurez (>470°C).

De los resultados destaca el bajo contenido de carbono orgánico total (%COT). Es importante recordar que para que una muestra sea considerada roca madre de valor comercial, es necesario que sea igual o mayor a 1%. Adicionalmente la calidad de la materia orgánica de las muestras evaluadas es deficiente, debido al bajo valor del índice de hidrógeno (IH) que es menor a 150 mg HC /g roca. Este valor representa el límite inferior para que la materia orgánica sea considerada de buena calidad para generar hidrocarburos líquidos. Esto es apoyado con el índice de producción (IP) que está muy por debajo de 0,1 que marca el inicio teórico de la ventana de hidrocarburos. Otro parámetro de interés a evaluar en una "potencial roca madre" es la madurez, la cual fue determinada a partir del Tmax. De acuerdo a los resultados observados en la tabla 1, se determina que la materia orgánica de las tres muestras se encuentra en una etapa sobremadura, al final de la ventana de generación de hidrocarburos. Lamentablemente el COT se ubica muy por debajo de 0,8 %, necesario para obtener querógeno aislado de la matriz mineral y efectuar los análisis de reflectancia de vitrinita y del querógeno visual, que ayudarían notablemente a corroborar el estado de madurez determinado con la pirólisis y los demás resultados.

En los diagramas de discriminación luce que el tipo de materia orgánica es de origen terrestre, sin embargo, cuando es evaluado el índice de hidrógeno en función de la temperatura de pirólisis, se obtiene que las muestras se ubican por debajo de la línea de carbonización de la materia orgánica. Las muestras analizadas presentan un COT promedio de 0,27 % en promedio, lo cual aunado a una baja calidad de la materia orgánica, permite interpretar que poseen una deficiente potencial para generar hidrocarburos. La alta madurez alcanzada (>480°C) no permite establecer con certeza el tipo de materia orgánica, por lo cual se prefiere utilizar las características litológicas, paleontológicas y petrográficas para considerar preferencialmente que la materia orgánica es mayormente marina, como en todas las rocas del tipo "Formación la Luna".

Los nuevos estudios de geología de superficie que se están llevando a cabo en las zonas de Siquisique-Río Tocuyo y Yumare, así como nuevos estudios geoquímicos de más rocas del tipo "La Luna" pero recogidas a lo largo de una franja de más de 100 km, permitirán un mejor comprensión de la geología regional y la relevancia de estas rocas del Cretácico Tardío en los posibles sistemas petroleros.

Resultados de pirólisis Rock-Eval versión 6.

ID	COT (%)	Cmin(%)	Tmax	S1 ¹	S2 ¹	S3 ²	IP	IH ³	IO ⁴
2	0,25	11,4	478	0,01	0,07	0,35	0,09	28	140
3	0,36	10,1	488	0,01	0,06	0,45	0,09	17	125
4	0,21	11,4	484	0,01	0,06	0,34	0,13	29	162

¹: mg HC/ g roca. ²: mg CO₂/ g roca. ³: mg HC/ g COT. ⁴: mg CO₂/ g COT

Referencias

- [1] NATERA B. 1957. Geology of the lower rio Tocuyo basin. Creole Petroleum Corp. [PDVSA, CIT de Exploración y Producción, Caracas, EP-10861].
- [2] BELLIZZIA A. 1986. Sistema montañoso del Caribe. Una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur. *Mem. VI Congr. Geol. Venezolano*, Caracas, 1986, 10: 6657-6836.
- [3] BELLIZZIA A. & D. RODRÍGUEZ. 1968. *Mapa geológico del estado Yaracuy*. Min. Minas e Hidrocarburos, Dir. Geología. Escala 1:100.000, inédito.
- [4] BELLIZZIA A. & D. RODRÍGUEZ. 1976. Geología del estado Yaracuy. *Mem. IV Congr. Geol. Venezolano*, Caracas 1969. Bol. Geol., Public. Esp. 5, 6: 3317-3417.
- [5] BERMÚDEZ P. J. & D. RODRÍGUEZ G. 1962. Notas sobre la presencia de tintinidos o calpionelas en Venezuela. *Bol. Inf. A.V.G.M.P.* 5(2): 51-57.

NOTAS PETROLÓGICAS SOBRE LAS "ROCAS VOLCÁNICAS DE EL TOTUMO", SIERRA DE PERIJÁ, ESTADO ZULIA

URBANI F., MENDI D., GRANDE S., BARITTO I., URBINA L. & CAMPOSANO L. A.

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica 330. Caracas 1053. email: urbani@cantv.net

En la parte media de la zona piemontina de la Sierra de Perijá, afloran rocas volcánicas félsicas, que se conocen como las "Rocas volcánicas de El Totumo". Esta unidad aparece como válida en el "Código Geológico de Venezuela" [3] y ha sido descrita por varios autores [1], quienes indican sus características litológicas. Predominan los flujos de lava con la presencia de latita cuarcífera, traquita, riolita y dacita, además describen tobas y brechas volcánicas. Tradicionalmente se han correlacionado con las rocas volcánicas de la parte media de la Formación La Quinta, que son basalto y andesita, de edad Triásico Jurásico.

En una reciente salida de campo a los cerros de la Hacienda Rancho Jota R, en la región de El Totumo (coordenadas UTM 1.162 km N, 783 km E, huso 18), se colectaron 11 muestras de lava, en general de colores rojizos pálidos ligeramente violáceos, típicos de rocas félsicas. En muestras de mano son visibles los cristales de feldespato (usualmente de 1 mm) formando una textura porfírica y a veces de flujo. Ante la ausencia en la literatura de datos petrográficos y geoquímicos cuantitativos para esta unidad, se procedió a los análisis correspondientes (tablas 1 a 3). Las muestras fueron clasificadas tanto por criterios petrográficos como geoquímicos. Por los primeros existe la dificultad intrínseca, que la clasificación se realiza sólo con base al porcentaje de minerales distinguibles, usualmente <50% dada la alta cantidad de matriz afanítica y vidrio alterado. Por ese motivo una complementaria clasificación química es conveniente dado que toma en cuenta la composición total de la roca.

La petrografía permitió la siguiente clasificación (Tabla 3): andesita (4 muestras), latita cuarcífera (4), latita (2), dacita (1) y riolita (1), todos estos nombres deben incluir el prefijo feno, debido a que fueron determinados sólo con la mineralogía de los fenocristales. Casi todas comparten las texturas: amigdaloides, vesicular, afieltrada, porfídica,

poikilitica y traquítica. Probablemente cristalizaron en orden decreciente de temperatura a saber: andesita, latita, latita cuarcifera y dacita. Varias texturas evidencian flujo, observándose orientaciones de los microlitos en la matriz. Algunas incipientes texturas perlíticas indican contracción del vidrio al enfriarse la roca. El componente principal de estas rocas es una matriz muy fina no identificables por métodos ópticos, probablemente vidrio alterado.

La presencia en algunas muestras de serpentina (probablemente procedente de la transformación de hipersteno, dado que por la concentración de SiO₂ > 65% no debería contener olivino), junto a la alteración de los cristales de plagioclasa, podría sugerir actividad hidrotermal tardía o que las rocas fueron sometidas a un metamorfismo de muy bajo grado en la facies de la prehnita-pumpellita.

Sobre el ambiente tectónico que haya producido este magmatismo, surgen al menos dos posibilidades:

- Los gráficos de discriminación tectónica para rocas de composición granítica (Nb vs Y, Rb vs Y+Nb), colocan a estas rocas en un magmatismo de composición granítica intraplaca. Esto, junto al hecho que la Formación La Quinta se sedimentó en un ambiente tipo rift, asociado también con volcanismo basáltico, permite interpretar que las intrusiones basálticas de alta temperatura fundieron parte de la corteza continental globalmente de composición granítica, dando lugar a magmas de composición silícica como los que dieron lugar a las rocas volcánicas félsicas. Aquí surge la dificultad que el Rb y en parte el Y, son elementos muy afectados por fluidos hidrotermales, por tanto las interpretaciones a partir de ellos pueden ser erróneas. Tampoco hay evidencia de campo convincente que exista una verdadera asociación bimodal basalto-riolita de rift continental en Perijá.

- Otra alternativa -en parte sustentada por la presencia de traquita y riolita-, puede ser que estas volcánicas más bien correspondan a una asociación volcánica orogénica calco-alcalina, similar a la de los Andes centrales de Perú-Chile de hoy día, probablemente representando una cuenca extensional intra-arco (o retro arco) desarrollada en un margen activo que existiera en el Triásico-Jurásico en el borde NO del bloque suramericano. Para resolver estas interrogantes se requiere de estudios geoquímicos más refinados tanto en las rocas basálticas de La Quinta (para determinar su afinidad intraplaca o de arco volcánico, toleítico, calco álcalino o alcalino), así como en las félsicas de El Totumo. Igualmente es necesario más trabajo de campo para tratar de definir los contactos y relaciones entre unidades. Rocas félsicas parcialmente semejantes a las de El Totumo, también se conocen en la Península de la Goajira.

Referencias

- [1] HEA J. P. & A. B. WHITMAN. 1960. Estratigrafía y Petrología de los sedimentos precretácicos de la parte nortecentral de la Sierra de Perijá, estado Zulia, Venezuela. III Cong. Geol. Venez., Caracas, 1959. Mem. 1: 351-376.
 [2] ROLLINSON H. 1993. Using geochemical data. Longman Scientific & Tech. Press.
 [3] SCHUBERT C. 1997. Formación La Quinta. www.pdvsa.com/lexico.

	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11
Matriz	40	30	70	40	35	35	25	70	50	40	50
Vidrio	8	6	3	8	2		15	6	10	10	5
Qtz					10	10				6	6
Kfs	5	10	6	12	12	20	24	6	12	14	18
Pl	20	28	12	25	22	28	22	8	15	15	15
Px	15										
Aug		6									
Hbl		4									
Srp.	5	5	3				3		3		
Ms		1		3	1	2	2	1	1	2	1
Bt			4		12		3	2	1	8	3
Ap	2	2		2		2		1		1	
Ttn				1							
Rt	2			3	1			1			1
Zrn				1	1			1			
Min.Opac	3	8	2	5	4	3	6	4	8	4	1

Tabla 1. Análisis petrográfico.

ID	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Total
G-1	64,14	15,37	5,64	3,05	1,43	5,48	2,98	0,208	0,139	0,178	98,06
G-2	60,67	15,75	4,99	3,59	0,75	6,13	4,68	0,220	0,106	0,194	95,81
G-3	71,55	16,81	1,32	0,00	0,16	1,27	8,97	0,063	0,020	0,050	99,91
G-4	64,98	15,91	4,35	1,85	0,86	5,31	3,16	0,222	0,070	0,146	95,55
G-5	71,15	15,03	3,10	0,00	0,50	4,35	4,36	0,095	0,050	0,114	97,99
G-6	70,64	16,11	3,06	0,00	0,27	3,49	6,37	0,118	0,020	0,040	99,67
G-7	63,16	15,71	4,91	3,81	0,77	5,31	4,35	0,238	0,136	0,157	97,25
G-8	74,19	14,54	2,13	0,00	0,14	1,37	8,10	0,064	0,014	0,040	100,32
G-9	63,24	15,25	5,59	1,82	0,71	5,78	4,40	0,220	0,103	0,174	96,08
G-10	71,95	14,72	3,22	0,00	0,47	3,25	5,45	0,110	0,050	0,117	98,59
G-11	72,76	15,77	0,00	0,00	0,15	2,24	8,76	0,107	0,010	0,030	99,52

Tabla 2. Composición química: componentes mayoritarios (análisis INGEOMIN)

ID	Zr	Rb	Sr	Ba	Cr	Nb	Pb	Th	Zn	Y	Petrográfico	Químico
G-1	36	86	283	1.028	25	36	22	7	29	30	Feno-andesita	Traquita
G-2	33	138	238	1.085	17	37	23	6	34	31	Feno-andesita	Traquita
G-3	29	212	85	3.225	7	43	21	8	24	33	Feno-andesita	Riolita
G-4	37	106	305	1.336	14	40	23	9	31	31	Feno-andesita	Traquita
G-5	31	121	251	1.501	24	44	23	3	24	32	Feno-dacita	Riolita
G-6	30	161	166	1.938	16	41	22	3	24	32	Feno-latita cuarcífera	Riolita
G-7	38	132	305	1.368	24	36	25	7	30	31	Feno-latita cuarcífera	Traquita
G-8	29	162	61	1.518	11	42	22	8	24	32	Feno-latita	Riolita
G-9	36	116	219	1.045	26	34	23	5	28	30	Feno-latita	Traquita
G-10	29	156	204	1.935	10	43	23	3	26	32	Feno-latita cuarcífera	Riolita
G-11	27	196	69	2.086	14	44	22	5	23	33	Feno-latita cuarcífera	Riolita

Tabla 3. Composición química: elementos trazas. Se incluye la calificación según criterios petrográficos y químicos [según gráfico SiO₂ vs NaO+K₂O de LE MAITRE *et al.* (1989 en ROLLINSON 1993: 50).

ESTUDIO GEOQUÍMICO DE UNA CALICATA UBICADA EN LA ISLA GRAN ROQUE, PARQUE NACIONAL ARCHIPIÉLAGO LOS ROQUES, DEPENDENCIA FEDERALES, VENEZUELA

VALLETTA G., UTRERA O., MENDI D. & PADILLA J.

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología Minas y Geofísica, Laboratorio de Geología y Geoquímica 330.
Caracas 1053. email: davidmendi@cantv.net

Se realizó un análisis geoquímico con la finalidad de establecer unidades quimioestratigráficas en una calicata realizada en la isla Gran Roque, Parque Nacional Archipiélago Los Roques, Dependencias Federales, Venezuela. Para ello, se realizó el muestreo de una sección vertical 4,6 m, donde fueron recolectadas 46 muestras con espaciado de aproximadamente 10 cm entre ellas (fig. 1), y con dichos datos se levantó una columna estratigráfica local. Estas muestras fueron analizadas mediante la técnica de fluorescencia de rayos X por dispersión de energía, obteniéndose las concentraciones en porcentaje en peso (%) de los óxidos mayoritarios SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, K₂O y las concentraciones (ppm) de los elementos trazas As, Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Rb, Sr y Zn. Para el procesamiento de los resultados obtenidos se realizaron análisis estadísticos univariantes y multivariantes, y se elaboraron perfiles de distribución para cada uno de los elementos [1].



Fig. 1.-Ubicación de la zona en estudio, sección de la calicata. Tomado de PADILLA [2]

Con los datos geoquímicas se definieron dos unidades quimioestratigráficas; los criterios utilizados para definir las fueron la abundancia y variación de las concentraciones, así como su relación con la litología correspondiente (fig.2):

La unidad I, ubicada al tope de la columna, fue definida como una unidad siliciclástica, constituida por sedimentos arenosos y limosos con fragmentos ígneos y una capa de conglomerado; en la cual, las concentraciones de SiO_2 varían de acuerdo a la litología, presentando sus máximos porcentajes, en las capas de arenas, al tope y a la base, y sus mínimos en la capa de limo ubicada en el medio de la misma. Estas variaciones son proporcionales a las concentraciones de Al_2O_3 y Fe_2O_3 presentes, los cuales muestran sus mayores valores en las muestras de arena, mientras que sus concentraciones mínimas se encuentran en limo; este comportamiento debe ser consecuencia de la presencia de algunos fragmentos de rocas ígneas que se encuentran dentro en la matriz arenosa. Así mismo, se puede decir que la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, determinada para esta unidad nos indica que la energía del medio que transportó a los sedimentos hacia la cuenca, era alto permitiendo la depositación de estos cuerpos arenosos. Otros componentes que muestran un comportamiento similar son las concentraciones de TiO_2 (asociado a la presencia de material arcilloso), As, Ba, y Co; quienes manifiestan un incremento muy sutil, en los cuerpos de arena, disminuyendo su proporción en el limo. Igualmente el Zn y el Ni, en donde el primero aumenta hacia el tope, coincidiendo con el Ni; pero este disminuye hacia la base, mientras que el Zn no; en donde su presencia se debe a la cantidad de materia orgánica existente en la zona. Los porcentajes de CaO varían de manera inversa a los porcentajes de SiO_2 , tal como se esperaba, por tratarse de una unidad siliciclástica; sin embargo, existen intervalos en que este aumenta, llegando a un 40 % de concentración, lo que pudiera estar representando un zona de transición entre ambas unidades, lo que ocurre en la capa conglomerática. El Sr está asociado a la presencia del CaO, y se puede encontrar sustituyendo a este en la estructura de la calcita, por ésta razón la tendencia de variación de éste es similar a la del CaO. Se realizó difracción de rayos X a una muestra del tope de la columna debido a la existencia de restos de fauna ovíparas (huevos de aves, iguanas, tortugas), que pudieron haber reaccionado con la roca caja dando origen fosfatos.

Con respecto a la unidad II, ubicada a la base de la columna, esta se encuentra constituida por sedimentos carbonáticos de 4 m de espesor; esta unidad está definida químicamente por un aumento considerable de las concentraciones de CaO, y una caída en las concentraciones de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Ba y Zn; cuyos aumentos y descensos se debe directamente a la depositación de sedimentos con fragmentos de organismos en la zona. Es importante destacar, una variación en las concentraciones de Ni hacia la parte media y basal del cuerpo carbonático, lo cual puede ser consecuencia de un enriquecimiento por fluidos que percolaron a través del sedimento clástico provenientes de las rocas máficas y depositado en esta zona. El MgO fluctúa, pero en general aumenta un poco su proporción en esta zona, lo cual se debe a la presencia de calcita magnesiana determinadas por difracción de rayos X y a la presencia de los fragmentos de rocas ígneas.

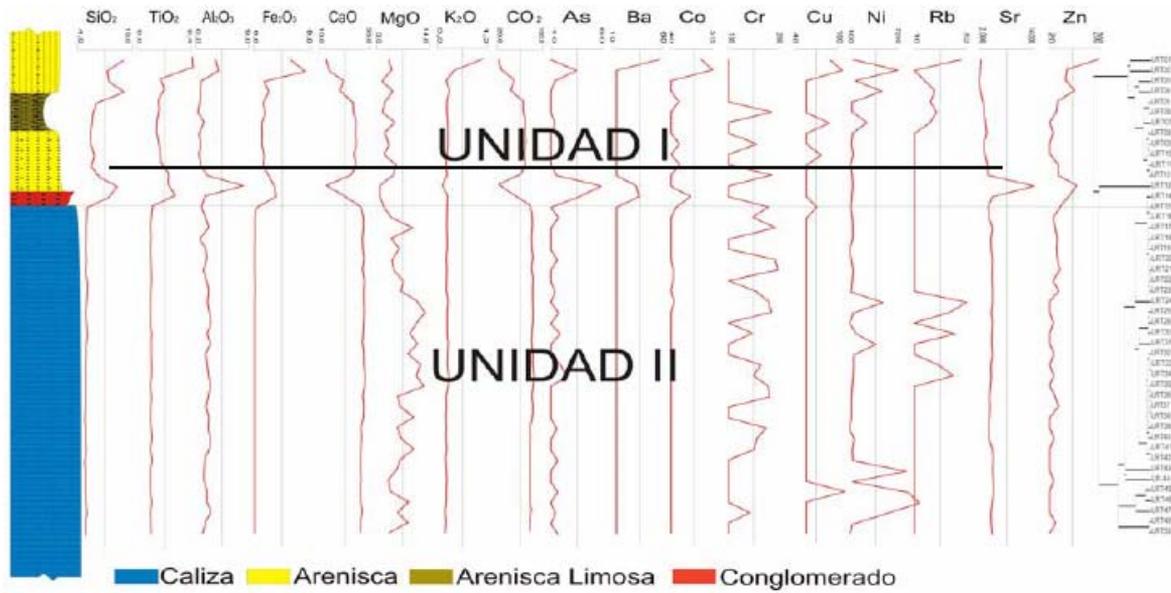


Fig. 2. Perfiles químicos de los componentes mayoritarios y trazas de las muestras analizadas. Se puede decir, que la geoquímica de rocas sedimentarias es una herramienta de gran ayuda que permite la definición de distintos ambientes sedimentarios, tomando como criterios las variaciones químicas elementales de los compuestos que la constituyen.

Referencia

- [1] GONZÁLEZ L. & SÁNCHEZ G. 2001 Caracterización geoquímica y radiométrica de dos secciones estratigráficas de la Formación La Luna, Estado Táchira. Geos (Caracas) 36: 73+412 p en CD
- [2] PADILLA, J 2003. Caracterización de Ambientes Sedimentarios Carbonáticos Reciente de Aguas Someras Presentes en la Isla Gran Roque, Parque Nacional Archipiélago Los Roques, Dependencia Federales. Geos (Caracas) 37: 36 p.

LITOESTRATIGRAFÍA DEL LÍMITE EOCENO–OLIGOCENO DE LA ZONA SURCENTRAL DE LA CUENCA DE FALCÓN, CERCANA A LA POBLACIÓN DE BARAGUA, EDO. LARA

VÉLEZ R.¹, ALEZONES R.¹, ARIZA M.¹, REY O.¹, MARTÍNEZ M.², GUTIÉRREZ J.² & ROMERO M.²

¹UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología Minas y Geofísica. ²UCV. Fac. Ciencias. ICT. Caracas 1053. email: velezlarez@gmail.com.

Se caracterizó litoestratigráficamente el límite Eoceno–Oligoceno en la zona surcentral de la Cuenca de Falcón. El área de estudio se ubica específicamente en los afloramientos presentes a partir de este límite sobre la trayectoria de la Quebrada Maica, en el norte del estado Lara. El levantamiento se restringió a medio kilómetro en ambos sentidos a partir del límite. Dicho límite se encuentra representado por el contacto entre las formaciones Jarillal (Eoceno Medio Tardío–Eoceno Tardío Temprano) y Churuguara-Castillo sin diferenciar (Oligoceno Temprano), el cual está cartografiado en el mapa geológico C-4-D de la Creole Petroleum Corporation [1], y el de los trabajos de Berroterán / Ziritt [2] y Romero & Salas [3]

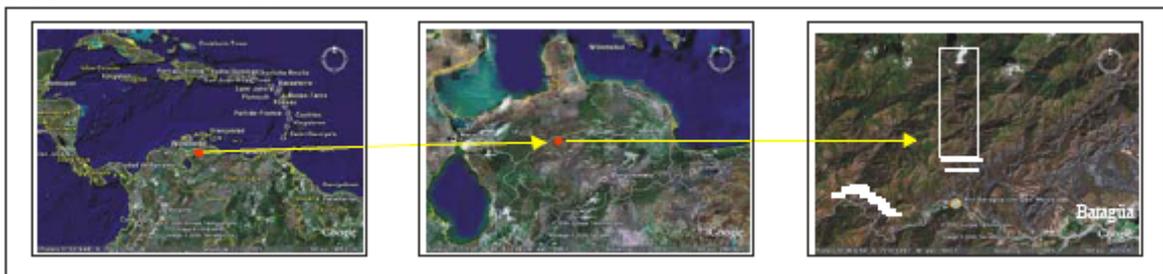


Fig. 1. Imágenes de Ubicación del área de estudio.

La zona estudiada consta solamente de dos estudios geológicos previos, los ya referidos como [2] y [3], ambos del año 2004, este último es el único de carácter estratigráfico. Se pretende con este trabajo aportar información a la historia geológica de la cuenca de Falcón.

Partiendo de la información suministrada por los trabajos ya mencionados, se organizó un levantamiento de campo para obtener datos más detallados de la estratigrafía, y recolectar muestras de rocas clásticas resistentes, a las cuales se les realizaron estudios petrográficos, aplicando el método de análisis modal propuesto por YORIS [4]. A través de este estudio petrográfico se estimó cuantitativamente la granulometría y la proporción de las especies minerales presentes. Estos datos sirvieron para discriminar litofacies usando la clasificación de PETTIJOHN *et al.* [5] y, en segundo lugar, para establecer la procedencia y marco tectónico asociado a los sedimentos depositados para ese momento, usando los diagramas de procedencia propuestos por DICKINSON *et al.* [6].

Se diferenciaron cuatro litofacies en el transepto estudiado: Arcillita marrones laminadas no-calcárea, conglomerado polimícticos verdosos, grawaka marrones y arenisca grises de grano fino a medio, correspondiendo, las 2 primeras a la Formación Santa Rita, y las otras dos a Jarillal, y Churuguara-Castillo sin diferenciar, respectivamente.

Composicionalmente, según la clasificación de PETTIJOHN *et al.* [5], se define la matriz de la facies conglomerática como una arenisca lítica, las grawacas marrones como grawaka feldespática, y por último, las areniscas grises como arenisca lítica.

En los estudios del marco tectónico asociado a la sedimentación, para las tres facies superiores, se obtuvo que el aporte sedimentario, tanto para los conglomerados como para las areniscas grises, se relaciona con un ambiente tectónico de arco de isla. Por su parte, en las grawacas marrones, éste se vincula con un basamento levantado. En la tabla 1 se presentan los resultados obtenidos. En las figuras están representados gráficamente los resultados en los diagramas respectivos, ver figura 1 A-B y figura 2.

Simb	Facie Sedimentaria	Fm	Edad	Clasificación Mineralógica	Ambiente Tectónico
●	Areniscas grises finas a medias	Castillo-Churuguara sin diferenciar	Olig. temp.	Arenisca lítica	Arco
●	Grawakas marrones	Jarillal	Eoc. med. tard. Eoc. tard. temp.	Grawaca feldespática	Basamento levantado
●	Conglomerados polimícticos verdosos	Santa Rita	Eoc. med. tard.	Arenisca lítica	Arco

Tabla 2. Tabla de resultados

Referencias

- [1] HUNTER, V. F. 1974. A Mid Tertiary stratigraphic unit of the southern Caribbean area. En: Contributions dedicated to the Geology and Paleobiology of the Caribbean and Adyacent Areas. The Kugler Volume, P. JUNG et al., Editores. Verhandl. Naturf. Ges. Basilea. Suiza. 84(1): 520 p.
- [2] CREOLE PETROLEUM CORPORATION, Carta Geológica C-4-D, año 1962.
- [3] BERROTERÁN, L. & ZIRRI, F. 2004. Interpretación estructural y restauración de secciones de un transecto ubicado entre los poblados Purureche, Estado Falcón, y Baragua, Estado Lara. Universidad Central de Venezuela.
- [4] ROMERO, Y. & SALAS, R. 2004. Estudio de litofacies del Eoceno Superior – Mioceno en la zona centro occidental de la cuenca de Falcón, sección sureste de la población Pedregal. Universidad Central de Venezuela.
- [5] YORIS, F. 1989. Proposición y desarrollo de un método para el análisis modal petrográfico. Universidad Central de Venezuela.
- [6] PETTIJOHN F. J., POTTER P. E. & SIEVER R. 1972. Sand and Sanstone. Springer-Verlag, New York-Heidelberg.
- [7] DICKINSON W. R., & SUCZEK C. A., Plate Tectonics and Sanstone Compositions. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.: 2104-2182, 1979.

RETROSPECTIVA DE EL MACIZO DE EL BAÚL, ESTADO COJEDES. VENEZUELA* (Retrospective of El Baúl area, Cojedes state. Venezuela)

VISCARRET P.

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053.

email: patxiviscarret@yahoo.com

*Contribución del proyecto GEODINOS (G2002000478)

Se realizó una recopilación de mapas geológicos e información existente sobre el macizo de El Baúl, donde afloran rocas ígneas y metasedimentarias, desde 1856 hasta el presente. KARSTEN (1858, 1886) [1] [2] representa en un mapa y sección geológica a El Baúl. Se describen las notas hechas por LIDDLE (1928, 1946) [3] [4] quien reporta alto metamorfismo de lutitas conteniendo pequeñas cantidades de arenisca alterada y pizarra esquistosa, estableciendo semejanza a las formaciones de Hato Viejo y Carrizal de posible edad Triásica. ENGLEMAN (1935) [5] representó al área de El Baúl y Barquisimeto como un lineamiento desde el río Orinoco hasta la península de Paraguaná. BUCHER (1949, 1952) [6] [7] describe al norte y al sur de El Baúl sedimentos metamorfizados por

granitos que emergen del aluvión e intrusionan las filitas quienes a su vez están cortadas por rocas volcánicas. FEO-CODECIDO (1954) [8], agrupó a las rocas del macizo en depósito cuaternario (Cenozoico); roca volcánica y granítica (Mesozoico pre- Cretaceo?); roca metamórfica (Jurásico inferior-Triásico superior?) y rocas del basamento (pre-Cámbrico). Distinguió tres tipos de granitos: uno tipo porfídico (Granito de Mogote); un tipo biotítico (Granito de Mata Oscura) y un tipo alcalino (Granito Piñero). ROD (1955) [9] describe una unidad de rocas metasedimentarias que le da el nombre de Formación Mireles, rica en fauna de trilobites y la correlaciona con la Formación Carrizal del Paleozoico. MARTÍN (1961) [10] realizó una cartografía detallada de todos los tipos de rocas, a saber: sedimentos metamorfizados que los asignó al Grupo El Barbascó, el cual fue dividido en tres formaciones: Mireles, Cerrajón y Cañaote; rocas graníticas y coladas de lavas interestratificadas con tobas, aglomerados, brechas y conglomerados que incluye un su Grupo Volcánico de Guacamayas, con cinco episodios volcánicos: Corcovado, Casupal, Valle Hondo, El Oso y Segoviera. URBANI (2002) [11] presenta recomendaciones sobre actualización de la nomenclatura a usar en las unidades de las regiones de El Tinaco y El Baúl. VISCARRET & URBANI (2005) [12] plantean una nueva historia geológica del área de la región de El Baúl. El autor de este artículo plantea nuevas hipótesis sobre la evolución del macizo de El Baúl.

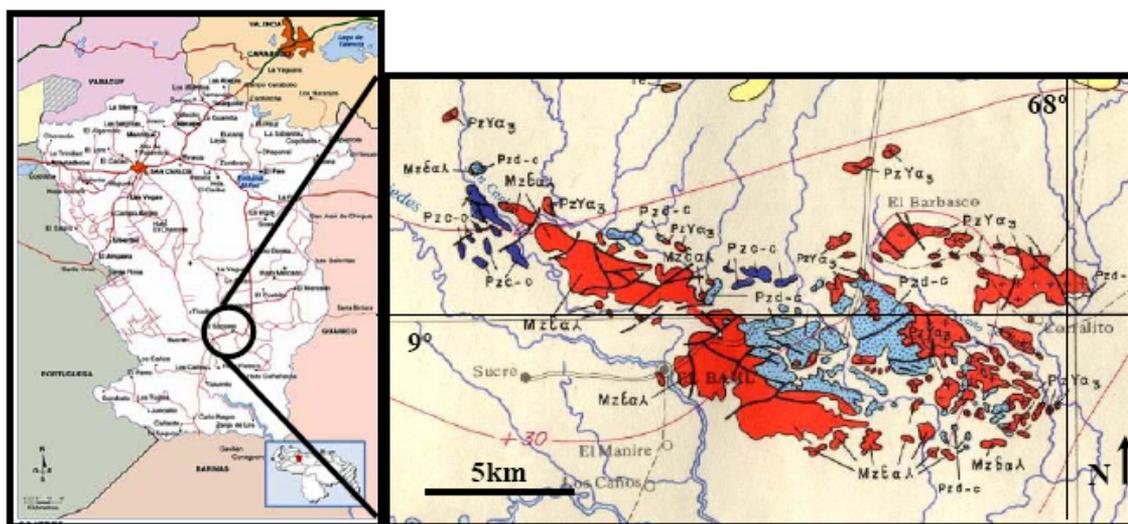


Fig. 1.- Ubicación del Macizo de El Baúl, estado Cojedes. (Tomado de BELLIZZIA *et al.* 1976).

El macizo de El Baúl es una aislada zona montañosa muy disectada y de abrupto relieve, ubicada en las adyacencias de la población de El Baúl (Fig. 1), al sur del estado Cojedes, a unos 120 km al SE de la población de Tinaco y unos 60 km de la población del Pao. Las elevaciones siguen una dirección noroeste - sureste y abarca una superficie aproximada de 720 km². Este grupo de rocas emerge como un alto geomorfológico y estructural entre las cuencas sedimentarias Oriental de Venezuela, en el este y la de Barinas-Apure en el suroeste.

El objetivo del presente estudio es analizar y actualizar la evolución de la información que existe sobre el macizo de El Baúl, desde 1856 y en el cual se han reportado un conjunto de rocas variadas, desde granito hasta rocas metamórficas y diques tardíos de pórfidos, así como plantear nuevas hipótesis de su evolución, basándose en las interpretaciones previas, aunado a observaciones de campo propias.

Finalmente se confirma el interés que el arco de El Baúl ha tenido, con énfasis directo en la evolución y relaciones de campo de los cuerpos graníticos y la roca caja, tomando en cuenta que ha sido un objetivo importante durante largo tiempo, de investigadores y empresas petroleras, debido a que como elemento estructural a jugado un papel en la evolución de las principales cuencas sedimentarias de Venezuela.

En los trabajos de campo se incluirán las observaciones a afloramientos de rocas graníticas y roca caja, con toma de muestras, haciendo especial énfasis en los contactos entre las diferentes unidades. Aparte de las muestras recolectadas para los análisis petrográficos, se tomarán porciones necesarias para la realización de análisis químicos y dataciones U/Pb en circones.

Referencias

- [1] KARSTEN H. 1858. Über die geognostischen Verhältnisse des westlichen Columbien, der heutigen Republiken Neu-Granada und Equador: 32nd versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte zu wien im September 1856, Amtlicher Bericht, pp. 80-117, 1 pl., prof., 1 geol. map, 6 pls. Fossils, Viena.
- [2] KARSTEN H. 1886. *Géologie de l'ancienne Colombie bolivarienne, Venezuela. Nouvelle-Grénade et Ecuador.* 62 p. 6 pls. 1 map, 11 prof., Berlín. Traducción al español de p. 7-22 "Idea general de la geología de Venezuela" con notas de A. ERNST, Ministerio de Obras Públicas (Venezuela), Rev. Tec., 2(13):51-56, 2(14):110-112, 2(15):156-159, 2(17):270-272, 2(18):324-328, 1912.

-
- [3] LIDDLE R. A. 1928. *The geology of Venezuela and Trinidad*. J. P. Mac Gowan, Fort Worth. (USA). 552 p.
- [4] LIDDLE R. A. 1946. *The geology of Venezuela and Trinidad*. 2da ed. Paleon. Res. Inst. Ithaca, (USA). 890 p.
- [5] ENGLEMAN R. 1935. Geology of Venezuelan Andes. *AAPG Bull.* 19(6): 769-792.
- [6] BUCHER W. H. 1949. Tectónica de Venezuela. *Asoc. Ven. Geol. Min. Pet. Bol.* 1(1):155-176.
- [7] BUCHER W. H. 1952. Geologic structure and orogenesis history of Venezuela. *Geol. Soc. Am. Mem.* 49, 113 p.
- [8] FEO-CODECIDO G. 1954. Notas petrológicas sobre formaciones que afloran en la región de El Baúl, estado Cojedes. *Bol. Geol. (Venezuela)* 3(8): 109-121.
- [9] ROD E. 1955. Trilobites in metamorphic rocks of El Baúl, Venezuela. *AAPG Bull.* 39(9): 1865-1869.
- [10] MARTÍN BELLIZZIA C. 1961. Geología del Macizo de El Baúl, estado Cojedes. *III Congreso Geológico Venezolano*. Noviembre 1959, *Memoria. Bol. Geol.* (Caracas) Publ. Esp. 3, 4: 1463-1530.
- [11] URBANI F. 2002. Nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa. *Geos* (Caracas) 35:61 + 105 p. en CD.
- [12] VISCARRET P. & F. URBANI. 2005. Algunos aspectos de la geología de la región de El Baúl, estado Cojedes. *Notas de avance. Geos* (UCV, Caracas) 38: 49-51.