

ROCAS GRENVILLIANAS EN LA REGIÓN DE PUERTO BERRÍO - ANTIOQUIA

por

Oswaldo Ordóñez Carmona¹, Márcio M. Pimentel¹, Renato de Moraes¹, Jorge Julián Restrepo²

Resumen

Ordóñez, O., M. Pimentel, R. de Moraes & J.J. Restrepo: Rocas grenvillianas en la región de Puerto Berrío – Antioquia. Rev. Acad. Colomb. Cienc. **23**(87): 225-232. 1999. ISSN 0370-3908.

En la quebrada El Vapor (Puerto Berrío-Antioquia) afloran rocas miloníticas las cuales tiene altos contenidos de SiO₂ (65.7 a 80.9% en peso) y un carácter peraluminoso. Datos isotópicos Rb-Sr, obtenidos sobre algunas de estas rocas permitieron calcular una edad isocrónica de 894 ± 36 Ma y una razón inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0.71785. Este valor es interpretado como el de la edad del metamorfismo que origina estas rocas y se asocia con la orogenia Grenville. Adicionalmente, fueron obtenidos datos isotópicos Sm-Nd que confirman un tiempo de residencia cortical antiguo (T_{DM} = 1757 y 1829 Ma) y una edad ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb en zircón de 1.1 Ga.

Palabras clave: Puerto Berrío, Quebrada El Vapor, rocas miloníticas, orogenia Grenville. Colombia.

Abstract

In the El Vapor creek (Puerto Berrío-Antioquia), mylonitic rocks were identified. The geochemical data for the mylonites reveal high SiO₂ content (65.7 to 80.9 wt %) and a peraluminous character. A Rb-Sr isochron for these mylonites yielded an age of 894 ± 36 Ma, with an initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of ca. 0.71785. This date is interpreted here as a metamorphic resetting age in response to the Grenvillian orogeny. The high initial ratio suggests a long crustal residence period. This interpretation is confirmed with T_{DM} model ages of 1757 and 1829 Ma and zircon evaporation age of 1.1 Ga.

Key words: Puerto Berrío, El Vapor creek, mylonitic rocks, Grenvillian orogeny. Colombia.

1 Instituto de Geociencias - Universidad de Brasília – Brasil. CEP 70910-900. e-mail: ordonez@unb.br

2 Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia – Sede Medellín AA 1027.

Introducción

En el flanco nororiental de la Cordillera Central y al este de la falla de Otú, aflora parte del basamento metamórfico de esta parte de los Andes, constituido por neises localmente intercalados con lentes de anfibolita y mármol. Este basamento está cubierto en discordancia por pizarras y filitas con *Graptolites* ordovícicos. Esta característica sumada a la aparente similitud con las granulitas de la Sierra Nevada de Santa Marta, llevó a **Feininger et al.**, (1972), a asignarles una edad Precámbrica, la cual hasta hoy no había sido confirmada con estudios geocronológicos. Posterior al trabajo de **Feininger et al.** (1972), no han sido realizados estudios detallados (de campo, petrográficos, geoquímicos, isotópicos, etc) que permitan establecer una correlación/relación de estas rocas con otras de la Cordillera Central y de la parte andina en general.

Inicialmente, estas rocas podrían ser parte de un cinturón metamórfico continuo, que aflora más hacia el sur en los departamentos de Tolima y Huila y que constituiría el basamento occidental de la Cordillera Oriental. En hornblenda de las anfibolitas de Tierradentro **Vesga & Barrero** (1978), obtuvieron una edad K/Ar de 1360 ± 270 Ma y recientemente **Restrepo-Pace et al.**, (1997) en hornblenda de anfibolitas del Huila (unidad correlacionable con las de Tierradentro), obtuvieron una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 911 ± 2 Ma. Estas edades confirman la presencia de materiales precámbricos, en especial, el registro de un evento de edad Grenville responsable por la formación de estas unidades.

Las rocas metamórficas al este de la falla de Otú (objeto de este estudio) son básicamente gneis cuarzo-feldespáticos de grano fino a grueso y de color gris claro a rosado, localmente presentan texturas *augen* y sus mejores afloramientos se encuentran en las quebradas Malena y El Vapor.

En varios afloramientos se observa la presencia de texturas de deformación (*pinch and swell*) las cuales no habían sido mencionadas en trabajos anteriores. En estudios bajo el microscopio se confirmó que realmente las rocas fueron afectadas por procesos deformacionales, los cuales las transformaron localmente en protomilonitas y milonitas.

Geología regional

Estudios geocronológicos realizados en los Andes colombianos han confirmado la existencia de materiales precámbricos en la Sierra Nevada de Santa Marta

(**MacDonald & Hurley**, 1969, **Tschanz et al.**, 1974, **Restrepo-Pace et al.**, 1997), Macizo de Santander (**Ward et al.**, 1973, **Restrepo-Pace et al.**, 1997), Macizo de Garzón (**Alvarez**, 1981, **Alvarez & Linares** 1984, **Priem et al.**, 1989, **Restrepo-Pace et al.**, 1997), flanco oriental de la Cordillera Central (**Vesga & Barrero**, 1978, **Ordóñez**, 1997, **Restrepo-Pace et al.**, 1997). En general, los estudios indican que en el territorio colombiano existen fragmentos corticales precámbricos que constituyen el basamento de la parte Oriental de los Andes Colombianos y que se generaron o fueron afectados significativamente por un evento orogénico de edad Grenville (1100-900 Ma), similar al registrado en la parte oriental de Norte América (**Kroonenberg**, 1982).

Feininger et al., (1972), durante el Inventario Minero Nacional, un proyecto de cartografía geológica y de investigación de recursos minerales ejecutado entre 1964 y 1969, hicieron la cartografía y caracterizaron las rocas que afloran entre la falla de Otú y el Valle del río Magdalena, en jurisdicción del municipio de Puerto Berrio (Antioquia). Las unidades que afloran en la región tienen edades que van desde el Precámbrico hasta el Cuaternario (Fig. 1).

El basamento precámbrico aflora al este de la falla de Otú y conforman un mosaico de bloques limitados por fallas, parcialmente cubierto por materiales más jóvenes e intruido por rocas ígneas. Esencialmente, se tienen gneis cuarzo-feldespáticos intercalados localmente con lentes de anfibolita y de mármol.

Feininger et al., (1972) consideraron una edad Precámbrica para estas rocas debido a que metasedimentos del Ordovícico las suprayacen en inconformidad y a una supuesta similitud que tienen con las granulitas de la Sierra Nevada de Santa Marta. La ausencia de minerales característicos de la fácies Granulita en las rocas de Puerto Berrio, impide en principio establecer algún tipo de relación genética con las rocas presentes en la Sierra Nevada de Santa Marta y descritas por **MacDonald & Hurley** (1969) y **Tschanz et al.**, (1974).

Los metasedimentos (pizarras y filitas) con graptolites ordovicianos de la Cristalina caracterizados por **Harrison** (1930) y **Botero** (1940), suprayacen a los gneis y afloran en una faja al oeste de la zona estudiada.

Al oeste de la falla de Otú, afloran en grandes áreas gneis cuarzosos, feldespáticos y algunos cuerpos de mármol, unidades consideradas por **Feininger et al.**, (1972) como parte del basamento metamórfico paleozóico de la Cordillera Central. Estas rocas son intruidas por



Figura 1. Geología simplificada de la Región de Puerto Berrío (modificado de **Feininger** et al 1972) y localización de las muestras coletadas para este estudio. (1) Sedimentos cuaternarios, (2) Sedimentos terciarios, (3) Cuarzodiorita cretácea, batolito Antioqueño, (4) Shales, areniscas y conglomerados cretáceos, (5) Volcánicas jurásicas al este de la falla de Otú, (6) Granitoides jurásicos, principalmente al este de la falla de Otú, (7) mármol paleozóico, (8) Gneis feldespático paleozóico, (9) Gneis y cuarzitas paleozóicas, (10) Pizarras y filitas con *Graptolites* del ordovico, (11) Gneis feldespático y milonitas del Precámbrico.

▣ B-1, B-3, B-4, B-5, B-6, B-7, B-8

⊞ B-17, B-18, B-19

▤ B-11, B-12, B-13, B-14, B-15, B-16

▥ B-20, B-21, B-22, B-23

cuarzodioritas cretáceas pertenecientes al Batolito Antioqueño.

Al este de la falla de Otú y de edad Jurásica afloran rocas volcánicas félsicas hasta intermediarias, así como intrusiones significativas de granitoides. Estas rocas son parte del cinturón magmático jurásico localizado en el borde oriental de la Cordillera Central, principalmente al este del sistema de fallas Otú-Pericos.

Una franja de edad Cretácea limitada por fallas y compuesta de shale negro con algo de arenisca gris y conglomerado aparece al este de la falla de Otú.

Sedimentos de edad Cenozóica suprayacen parte de las unidades anteriores especialmente en el Valle del Magdalena.

Son varias las fallas que cruzan por la zona y algunas de ellas han afectado intensamente las rocas, llegando a generar importantes y amplias zonas de brechas y roca cizallada. Las más importantes son las fallas de Otú, Palestina, Cimitarra, Bagre, Nus (**Feininger**, 1970), así como otras que carecen de nombre o que aún no han sido bien caracterizadas. Dos sistemas de fallas son destacados, uno de dirección general N-S a N30°E y en el cual se agrupan las más importantes fallas que aparecen en esta zona del país, el otro sistema tiene una dirección preferencial N30°W y aparece principalmente en el área de la quebrada El Vapor.

Petrografía

Las muestras utilizadas para los estudios petrográficos, geoquímicos e isotópicos fueron los gneis cuarzo-

feldespáticos, los cuales representan la unidad de mayor área y con amplios y buenos afloramientos en la quebrada Malena y a lo largo del cauce de la quebrada El Vapor (Fig. 1). Relaciones de contacto entre estas rocas y afloramientos de anfibolita y de mármol no fueron establecidas, lo que impide postular cualquier interpretación al respecto de su origen o asociación.

A partir de los estudios petrográficos detallados se caracterizaron mineralógica, textural y estructuralmente las rocas metamórficas precámbricas aflorantes en esta zona. Mineralógicamente, las rocas están compuestas por:

- cuarzo 45-60%,
- plagioclasa (andesina) 20-25%,
- feldespato potásico (ortoclasa y microclina) 28-10%,
- Biotita y mica blanca 7-5%,
- Zircón, apatita y opacos como accesorios

El cuarzo se concentra principalmente en bandas y aparece en dos tipos distintos de granos. Un tipo, está representado por granos grandes elongados y subgranos los cuales presentan una marcada extinción ondulatoria y bandas de deformación. El otro tipo, lo constituyen granos menores los cuales aparecen en los bordes de los granos mayores o formando agregados de pequeños granos con contactos suturados, presentando algunos una débil extinción ondulatoria. Estas características indican que los granos menores son producto de recristalización dinámica y que los mayores se preservaron como porfiroclastos

La plagioclasa se encuentra saussuritizada, originando mica blanca. Algunos granos presentan en sus bordes granos menores, originados posiblemente por recristalización dinámica e otros se encuentran segmentados por micro-fallas.

El feldespato potásico es peritítico, con predominio de microclina sobre la ortoclasa; la deformación origina micro-fallas y fracturas. Cuando los feldespatos están en contacto es común observar texturas mirmequíticas. Los aspectos observados en los feldespatos indican que la cataclasis es el proceso predominante de deformación en este mineral.

La biotita es de un color pardo (este color indica condiciones metamórficas de la facies anfibolita, a temperaturas de 450-550°C), define la foliación de la roca y se encuentra intercrecida con clorita, la cual es producto de su alteración. La mica blanca aparece subordinada a la biotita, principalmente como alteración de plagioclasa. Debe destacarse que la biotita no muestra rasgos defor-

macionales marcantes, lo cual indicaría que su formación se dio durante el evento de deformación dinámica que afectó a la roca.

La foliación es definida por dos direcciones de orientación de minerales, lo que confiere a la roca un aspecto anastomosado. La dirección preferencial es definida por la biotita y por agregados finos de cuarzo, entretanto la segunda dirección es inclinada respecto de la principal y está marcada por agregados finos de cuarzo, algunas biotitas y la parte lateral de los porfiroclastos

Las muestras descritas poseen en general más del 50% de porfiroclastos en relación con la matriz recristalizada, en algunas muestras donde la recristalización es más intensa, la proporción de porfiroclastos es menor que este valor. La relación porfiroclastos/matriz y el carácter anastomosado de la foliación permite clasificar texturalmente las rocas como protomilonitas o milonitas (Wise *et al.*, 1984, Bell & Hammond, 1984). Ordóñez *et al.* (1996) consideraron conveniente la utilización de un término genérico para facilitar la ubicación y denominación de estas rocas, llamándolas Milonitas de El Vapor. La mineralogía observada, así como las evidencias geológicas (homogeneidad de los afloramientos, tamaño de grano, composición, texturas ígneas preservadas, etc) sugieren que el protólito que originó las milonitas fue más probablemente un granitóide.

Geoquímica

Los análisis geoquímicos fueron realizados en el laboratorio de geoquímica del Instituto de Geociencias de la Universidad de Brasilia-Brasil. Las concentraciones de los elementos mayores en la forma de óxidos (menos Na₂O y K₂O) y de los elementos menores fueron determinadas por espectrometría de emisión con plasma (ICP-EAS). Las concentraciones de Na₂O y K₂O fueron determinadas usando un espectrómetro de absorción atómica Perkin Elmer. La concentración de volátiles fue determinada a través de métodos de gravimetría y por volumetría se obtuvo la concentración del Fe ferroso. En la tabla 1 se presentan los datos geoquímicos obtenidos en algunas muestras que afloran en los cauces de las quebradas El Vapor y Malena.

Para las clasificaciones geoquímicas es importante señalar que están basadas en resultados obtenidos con composiciones químicas de rocas ígneas, los cuales reflejan exclusivamente la naturaleza de la fuente y de los procesos ígneos que modifican la composición del magma parental. Las muestras analizadas en este estudio son rocas metamórficas y es muy probable que haya

Tabla 1. Concentración de elementos mayores (% en peso) y menores (ppm), para algunas rocas metamórficas de Puerto Berrio-Antioquia.

	B- 4	B- 6	B- 8	B- 11	B- 14	B- 17	B- 20	B- 22
SiO ₂	69.7	65.7	80.9	80.8	75.9	73.4	73.3	74.3
TiO ₂	0.79	0.82	0.37	0.61	0.44	0.35	0.23	0.18
Al ₂ O ₃	12.11	10.4	9.21	8.57	11.02	13.69	13.8	12.87
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0.07	0.23	0.15	0
FeO	7.34	6.97	2.91	3.34	2.19	2.3	2.5	2.94
MnO	0.06	0.13	0.06	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04
MgO	2.05	3.99	1.09	1.13	0.69	0.58	0.49	0.43
CaO	2.32	4.77	1.58	1.32	0.66	1.32	1.17	1.11
Na ₂ O	2.22	2.37	2.22	1.9	1.93	3.22	3.41	3.41
K ₂ O	2.71	2.44	0.93	1.7	3.77	3.19	3.19	3.9
P ₂ O ₅	0.16	0.08	0.06	0.06	0.06	0.12	0.11	0.09
H ₂ O	1.05	2	0.99	0.82	0.95	1.48	1.13	0.77
Total	100.51	99.67	100.32	100.3	97.72	99.91	99.52	100.04
Co	137	112	246	190	161	123	153	154
Y	15	34	15	8	11	23	28	51
V	100	140	36	48	40	30	31	25
Ni	51	85	22	21	17	14	15	16
Zr	13	10	12	10	8	18	23	17
Cu	124	80	42	38	28	42	28	33
Be	2	2	1	1	1	3	3	3
Cr	1687	473	606	581	382	281	376	490
Ba	467	715	808	217	645	867	586	478
Zn	43	77	31	49	36	18	31	42

ocurrido alguna modificación química, especialmente en lo que se refiere a los elementos más móviles (elementos mayores) y así las características finales no van a depender únicamente de los dos factores arriba mencionados. Por lo tanto, en estas rocas los resultados son utilizados (de manera cualitativa) en la tentativa de establecer una comparación aproximada con la composición química de rocas ígneas no metamorfoseadas.

El alto contenido de SiO₂ (65.7 a 80.9 % en peso) en las milonitas puede ser un relicto de una composición de intermedia a ácida de los materiales protolitos, o ser el resultado de la intensa removilización que afectó las rocas durante el evento dinámico que generó la milonitización, o bien una combinación de estos dos factores. De acuerdo con la clasificación de O'Connor (1965) basada en la variación normativa del feldespato, las milonitas corresponden en su composición a granodioritas y granitos (Fig. 2). En relación con la saturación en aluminio, son preferencialmente peraluminosas (Fig. 3) con las relaciones $(Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O)$ y $(Al_2O_3/Na_2O + K_2O) > 1$, sugiriendo una fuente sedimentaria para el magma que originó estos granitoides. La muestra B-6, se ubica en el campo de las rocas metaluminosas, indicando que materiales juveniles fueron participes de la génesis de estas rocas.

Geocronología y geoquímica isotópica

La edad absoluta, así como los datos isotópicos obtenidos para estas rocas fueron determinados utilizando los métodos Rb-Sr, Sm-Nd y Pb-Pb. Los análisis Rb-Sr sirvieron para obtener la edad por el método de isócrona

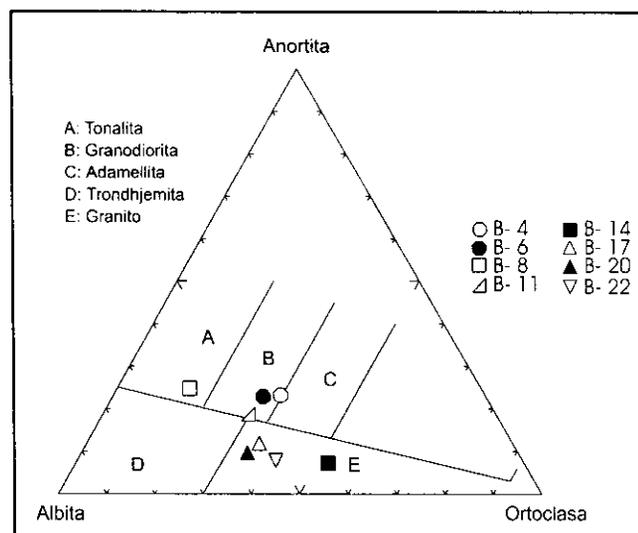


Figura 2. Clasificación basada en la composición normativa de feldespato. (O'Connor, 1965)

en roca total. Los valores de Sm-Nd permitieron calcular las edades modelo (T_{DM}) y los valores respectivos de e_{Nd} . Por último, una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ fue obtenida utilizando el método de la evaporación de monocristales de zircon.

Los análisis isotópicos Sr y Nd fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Brasília, después de obtener concentrados de Sr, Sm y Nd por cromatografía de cambio iónico, en un modo estático usando un espectrómetro de masa multi-colector **Finnigan MAT-262**. Las concentraciones de Sm y Nd fueron obtenidas por dilución isotópica usando un spike ^{149}Sm - ^{150}Nd . Las razones isotópicas obtenidas de Sr y Nd fueron normalizadas con los valores de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Las incertidumbres 2s para las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son menores que 0.05% y 0.005%, respectivamente.

Las constantes de decaimiento usadas son las recomendadas por **Steiger & Jäger** (1977) y las edades obtenidas presentan un intervalo de confianza del 95%. Durante el período en que se realizaron los análisis el patrón NBS-987 de Sr presenta valores entre 0.71024 y 0.71029 y el patrón LaJolla de Nd valores entre 0.511818 e 0.511842.

Método Rb-Sr. La razón $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ para todas las muestras de este estudio fue calculada a partir de la razón Rb/Sr determinada en el laboratorio de geocronología de la Universidad de São Paulo-USP, por fluorescencia de Rayos-X, en general con incertidumbre 2s < 2%.

Los análisis fueron realizados sobre siete muestras caracterizadas como miloníticas y que constituyen una buena representación de la unidad en estudio. Estas rocas presentaron altos y variados tenores de Rb (91 a 183 ppm), generando razones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ igualmente altas y variadas (tabla 2). Con estos datos se obtuvo una edad isocrónica de 894 ± 36 Ma y una razón inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.71785 (Fig. 4). La alta razón inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sugiere que los protolitos de las milonitas tienen un origen cortical o bien una larga residencia en la corteza al momento de su formación. La edad Precámbrica obtenida, mas probablemente representa la época de re-homogenización y encerramiento del sistema isotópico Rb-Sr que se dio durante el evento deformacional que origino las milonitas.

Método Sm-Nd. Fueron realizados análisis isotópicos Sm-Nd para dos muestras de las milonitas de El Vapor, B-4 y B-22 (tabla 3).

Para el cálculo de la edad modelo T_{DM} , interpretada como la edad de residencia cortical para un material, se utilizo la ecuación de **DePaolo** (1981) : $0.25T^2 - 3T + 8.5$.

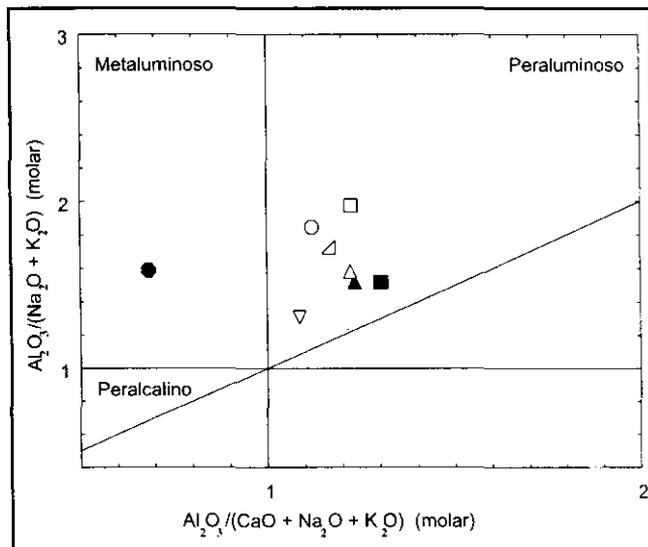


Figura 3. Saturación de Aluminio, utilizando los índices de Shand. (Maniar & Piccoli, 1989)

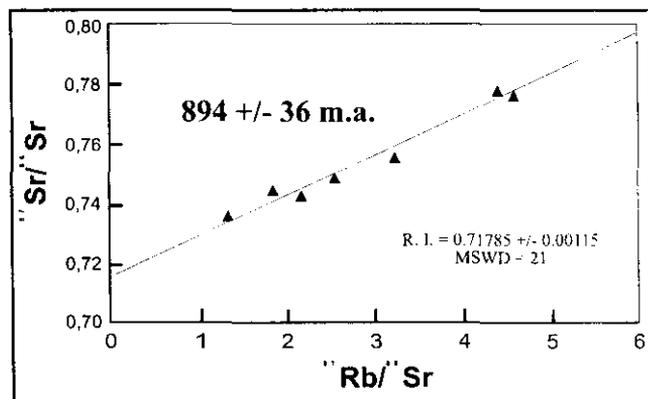


Figura 4. Isócrona Rb/Sr de las Milonitas de El Vapor

Tabla 2. Resultado de los análisis Rb-Sr de las Milonitas de El Vapor. Incertidumbres 2s en la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son menores que 0.05% y para las razones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ menores que 2%.

MUESTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
B-3	106	167	1.86	0.74446
B-4	124	141	2.55	0.74861
B-7	183	164	3.22	0.75547
B-12	96	128	2.18	0.74255
B-17	90	196	1.35	0.73558
B-22	148	98	4.40	0.77792
B-23	151	96	4.58	0.77610

Tabla 3. Datos Sm-Nd de las Milonitas de El Vapor. Incertidumbres 1s en la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son menores que 0.005% y para la razón $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ menor que 0.1%. El valor $e_{\text{Nd}(T)}$ fue calculado utilizando la edad isocrónica Rb-Sr de 894 Ma.

Muestra	Sm	Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$e_{\text{Nd}(T)}$	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	Nd_i
B-4	7.48	37.15	0.511931 ± 14	0.1218	-5.23	1829	0.511217
B-22	7.99	30.79	0.512370 ± 13	0.1560	-0.57	1757	0.511455

El valor de Epsilon de Neodimio (e_{Nd}) en el tiempo "t" se obtuvo utilizando la ecuación de **DePaulo & Wasserburg (1976)**: $e_{\text{Nd}} = [\{ (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{im}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR-t}} \} - 1] \times 10^4$, con valores para el CHUR (*chondritic uniform reservoir*) de: $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ y $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$.

Las edades T_{DM} de 1757 y 1829 Ma, indican que parte de los materiales que originaron las milonitas son tan antiguas como 1.8 Ga. Hasta hoy, no han sido identificadas rocas con esa edad en esta parte de Colombia. Estos valores son semejantes a los registrados para otras unidades andinas (**Restrepo-Pace et al., 1997**) e interpretados como asociados, de un modo general, con la evolución del Craton Amazónico. Sin embargo, las edades son igualmente semejantes a las obtenidas para rocas grenvillianas identificadas en México y la parte oeste de Norte América (**Ruiz et al., 1988, Yañez et al., 1991**), así como en el norte de Argentina, sur de Bolivia y en el occidente peruano y sugeridas como indicadoras de la participación de materiales provenientes o asociados con el Cratón de Norte América durante la orogenia Grenville, lo que bien podría ser sugerido para las rocas grenvillianas presentes en Colombia.

Los valores negativos de $e_{\text{Nd}(T)}$ de -5.23 y -0.57, indican que los materiales involucrados en el origen de las milonitas tenían, en el momento de su formación, un origen cortical o probablemente resultan de una mezcla entre materiales antiguos y juveniles que sirvieron de fuente para originar los protolitos de las milonitas.

Método Pb-Pb. A partir de un concentrado de minerales de una de las muestras estudiadas (B-17), fue separado un cristal de zircón y colocado en un doble filamento de Renio y sometido a altas temperaturas para su evaporación y análisis isotópico en el espectrómetro de masa. Los detalles de la técnica utilizada son los propuestos por **Kober (1986)**. Con este método se obtiene una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, la cual es calculada a partir de la ecuación:

$$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^* = ^{235}\text{U}/^{238}\text{U} (e^{\lambda_1 t} - 1) / (e^{\lambda_2 t} - 1), \text{ con}$$

$$(^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb})^* = \text{valor medido en el espectrómetro de masa}$$

$^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 1/137.88$, Valor actual para todo el U de composición isotópica normal en la Tierra, la Luna y los meteoritos.

$$\lambda_1 = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda_2 = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

Los zircones de Puerto Berrio presentan formas prismáticas bien definidas, un color marrón y tamaños de hasta un mm. A partir de un solo análisis realizado se obtuvo una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1100 Ma. Este valor podría representar la edad de parte de los protolitos que formaron las milonitas o la edad de cristalización del granitoide, sin embargo es un valor que debe ser considerado como preliminar dado su carácter de análisis único.

Discusión

Aunque **Feininger et al. (1972)** mencionaron de forma general que estas rocas sufrieron fuerte cataclasis y metamorfismo retrogrado, no describieron ni caracterizaron la recristalización ni la deformación diferencial que sufrieron estas rocas, ya que en el área pueden ser encontrados gneis, gneis protomiloníticos, milonitas y posiblemente ultramilonitas.

La falla o evento deformacional que originó la milonitización en estas rocas, actuó durante el Precámbrico y solamente afectó estas rocas, ya que en los trabajos realizados en el área (este en particular), no se identificaron características indicadoras de que los metasedimentos de la Cristalina, los cuales suprayacen las milonitas, estén afectados dinámicamente. La edad isocrónica Rb-Sr de 894 ± 36 Ma representa la época de re-homogenización y encerramiento del sistema isotópico Rb-Sr, el cual se dio durante el evento deformacional que originó las milonitas. Esta edad es semejante a las obtenidas para otras unidades presentes en Colombia (Macizo de Garzón, Macizo de Santander, Sierra Nevada de Santa Marta, flanco este de la Cordillera Central) y que en conjunto son interpretadas como asociadas con la orogenia Grenville.

Además de constituir la exposición más occidental de rocas precámbricas en Colombia, estos fragmentos

corticales representarían una evidencia de la posible unión entre la parte noroeste de Sur América y la margen oriental de Norte América, situación que se dio posiblemente durante el evento Grenville hace entre 1100 y 900 Ma, o bien pueden ser "pedazos" grenvillianos que han sido incorporados al territorio colombiano durante los distintos eventos de acreción registrados en los Andes Colombianos, como lo sugieren los modelos, propuestas, por **Restrepo & Toussaint (1988)** **Toussaint & Restrepo (1994)** y **Etayo et al., (1986)**.

Agradecimientos

Para la realización de este estudio se conto con la colaboración de la Facultad de Minas de la Universidad Nacional de Colombia - Sede Medellín, del Instituto de Geociencias de la Universidad de Brasília, del laboratorio de geocronología de la universidad de São Paulo y el apoyo financiero del CNPq y CAPES de Brasil.

Referencias citadas

- Alvarez, J.** 1981. Determinación de edad Rb/Sr en rocas del Macizo de Garzón, Cordillera Oriental de Colombia. *Geología Norandina*, Bogotá, **4**: 31-38.
- Alvarez, J. & Linares, E.** 1984. Una edad K/Ar del Macizo de Garzón, departamento del Huila (Colombia). *Geología Norandina*, Bogotá, **9**: 31-38.
- Botero A. G.** 1940. Geología sobre el Ordoviciano de Antioquia. *Minería, Medellín*, **17**(99): 8249-8256.
- Bell, T. & Hammond, R. L.** 1984. On the internal geometry of mylonite zones. *Journal of Geology*, **92**: 667-686.
- DePaolo, D. J.** 1981. Neodymium isotopes in The Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**: 193-196.
- DePaolo, D. J. & Wasserburg, G. J.** 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models, *Geophysical Research Letters*, **3**(5): 249-252.
- Feininger, T.** 1970. The Palestina fault. *Geological Society of American Bulletin*, **81**(4): 1201-1216.
- Feininger, T., Barrero, D. & Castro, N.** 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-zona II-B). *Boletín Geológico*. Bogotá. **20**(2): 1-173.
- Harrison, J. V.** 1930. The Magdalena Valley. - C.R. 15th International Geological Congress, Petroria, South Africa, **2**: 399-409..
- Kober B.** 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - age- investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**: 482-490.
- Kroonenberg, S. B.** 1982. A grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield. *Geol. Mijnbouw*, **61**: 325-333.
- MacDonald, W. D. & Hurley, P. M.** 1969. Precambrian gneisses from northern Colombia, South America. *Geological Society of America Bulletin*, **80**: 1867-1872.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M.** 1989. Tectonic discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 635-643.
- O'Connor, J. T.** 1965. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U. S. Geological Survey special Paper. **525B**: 79-84.
- Ordóñez, C. O.** 1997. O Pré-Cambriano na parte norte da Cordilheira Central dos Andes colombianos (Dissertação de Mestrado). Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília-Brasil, 99p.
- Ordóñez, C. O., Pimentel, M. M., Moraes, R., Viana, M., Angel, P. & Restrepo, J. J.** 1996. Ocurrencia de rocas cizalladas en la región de Puerto Berrio - Antioquia. - VII Congreso Colombiano de Geología, Libro de resúmenes, Bogotá.
- Priem, H. N. A., Kroonenberg, S. B., Boelrijk, N. A. I. M., & Hebeda, E. H.** 1989. Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of a 1.6 Ga basement underlying the 1.2 Ga Garzón-Santa Marta granulite belt in the Colombia Andes. *Precambrian Research*, **42**: 315-324.
- Restrepo, J. J. & Toussaint, J. F.** 1988 Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, **11**(3): 189-193.
- Restrepo-Pace, P. A., Ruiz J., Gehrels, G. & Cosca, M.** 1997. Geochronological and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, **150**: 427-441.
- Ruiz, J., Patchett, J. P. & Ortega, F. G.** 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopes studies. *Geological Society of America Bulletin*, **100**: 274-281.
- Steiger, R. H. & Jäger, E.** 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **36**: 359-362.
- Toussaint, J. F. & Restrepo J. J.** 1994. The Colombian Andes during Cretaceous times. In: *Cretaceous tectonics of the Andes*. Ed. Vieweg & Sohn, Wiesbaden: 61-100.
- Tschanz, C., Marvin, R., Cruz, J., Mehnert, H. & Cebula, G.** 1974. Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, **87**: 481-495.
- Vesga, C. J. & Barrero D.** 1978. Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica. - II Congreso Colombiano de Geología, libro de resúmenes, Bogotá.
- Ward, E. D., Goldsmith, R., Cruz, B. J. & Restrepo, A. H.** 1973. Geología de los cuadrangulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona. *Boletín Geológico*, Bogotá. **21**(1-3): 1-132.
- Wisc, D. U., Dunn, D. E., Engelder, J. T., Geiser, P. A., Hatcher, R. D., Kish, S. A., Odom, A., L. & Schamel, S.** (1984). Fault-related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, **12**: 391-394.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, J. P., Ortega, F. G. & Gehrels, G.** 1991. Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: implications for Paleozoic north america tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, **103**: 817-828.