

# CONDICIONES DE P-T DE LOS ESQUISTOS ACTINOLÍTICOS DEL COMPLEJO CAJAMARCA AL SURESTE DE MONTEBELLO, ANTIOQUIA

Toro, L. M.<sup>1</sup>; Gómez, A. de J.<sup>1</sup>; Bedoya, R. D.<sup>1</sup>

## RESUMEN

La historia de evolución presión y temperatura (P-T) para los esquistos actinolíticos en el sector suroccidental del municipio de Montebello, departamento de Antioquia, revelan un peak de temperaturas entre 320 a 475 °C y presiones de 2 a 6 kilobares, con base en las relaciones texturales y termobarométricas de los minerales metamórficos. Los datos de (P-T-t) definen una posible trayectoria antihoraria y en el campo de las facies de los esquistos verdes. El protolito de estas rocas corresponde a basaltos generados en zonas de dorsal oceánica confirmado, además, por la fase mineral ígnea.

**Palabras claves:** Termobarometría, esquistos actinolíticos, Complejo Cajamarca

## P-T OF THE ACTINOLITIC SCHIST OF THE CAJAMARCA COMPLEX TO THE SOUTHEAST THE MONTEBELLO, ANTIOQUIA

## ABSTRACT

The P-T conditions were determined in actinolitic schist of the basement of the Colombian Central Cordillera, in the southeast sector of Montebello, (Antioquia), the estimation of the pressure and temperature conditions was from 320 to 475 °C and 2 to 6 kbar; according to the textural and thermobarometric relations of the metamorphic minerals.

A reconstruction in space and time of these P-T-t paths allows an estimate counterclockwise evolution in the greenschist facies field. The protolith of these rocks indicates them to be derived from oceanic floor basalts, in addition, for the igneous mineral phase.

**Key words :** Thermobarometry, actinolitic schist, Cajamarca Complex

---

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Caldas. Apartado aéreo 275. Manizales.

## INTRODUCCIÓN

La zona de estudio está localizada en la parte occidental de la Cordillera Central, entre el municipio de Montebello y la vereda Morrogordo. Las rocas presentes son esquistos negros y verdes (actinolíticos) que se incluyen dentro del Complejo Cajamarca (Maya y González, 1995),

FIGURA 1. El objetivo de este documento es dar a conocer las condiciones de presión y temperatura que operaron durante el metamorfismo regional que dio lugar a los esquistos actinolíticos, para lo cual se utilizaron relaciones texturales y termobarometría; previa determinación de las formulas estructurales y clasificación de cada uno de los minerales utilizados.

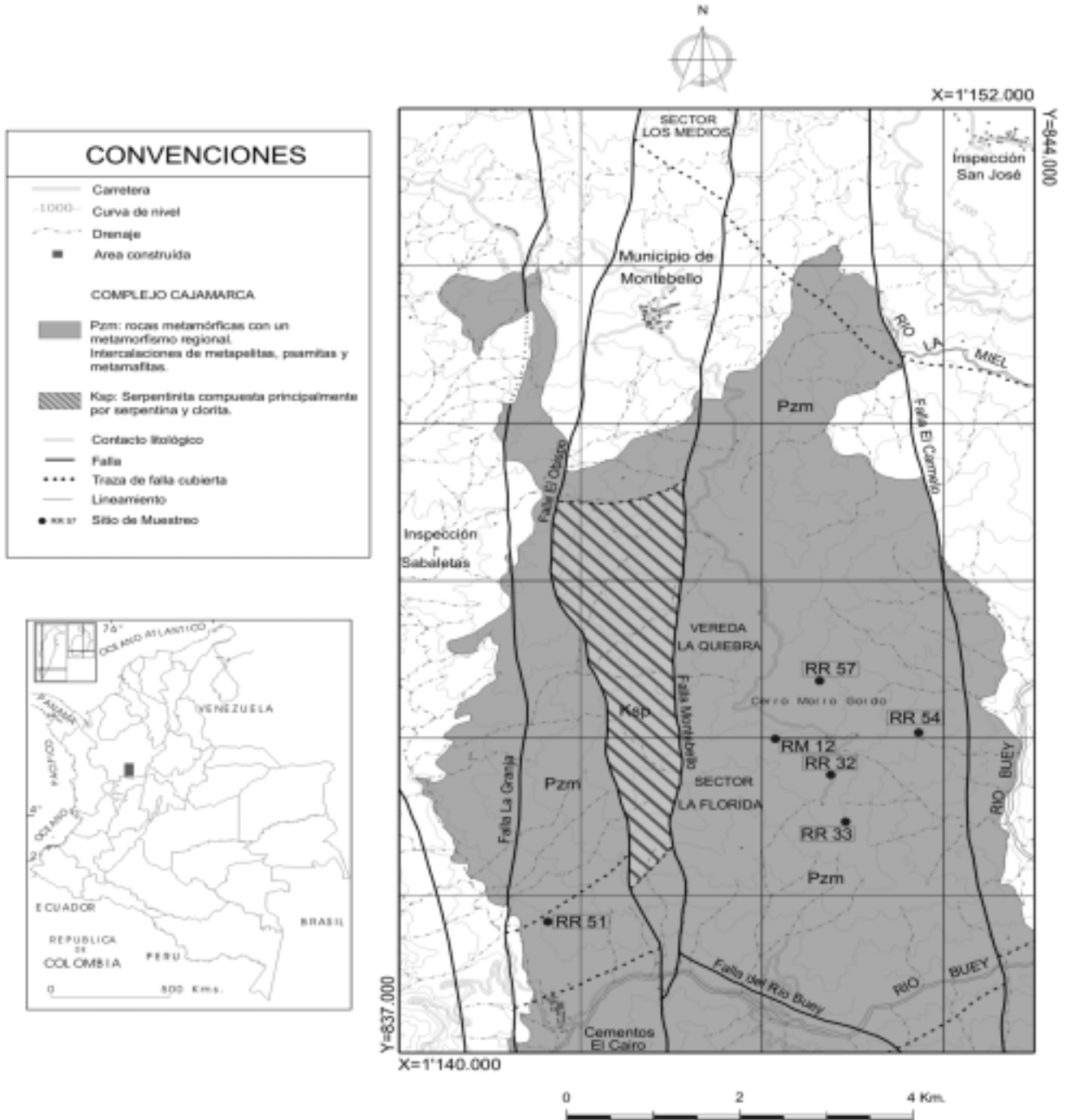


FIGURA 1. Mapa geológico y localización del área indicando los sitios de muestreo.

## MARCO GEOLÓGICO

Los esquistos actinolíticos que afloran en el sureste del municipio de Montebello, departamento de Antioquia hacen parte de las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca (Maya y González, 1995). El Complejo Cajamarca está limitado al este por el sistema de fallas Otú-Pericos (zona de falla Chapetón-Perico de Restrepo-Pace, 1992) y al oeste por el Sistema de Fallas de Romeral; agrupa el conjunto de rocas metamórficas regionales que inicialmente Nelson (1962) describió como la Serie Cajamarca, las rocas al oeste de la falla Otú (Feininger *et al.*, 1972) y los grupos Ayurá-Montebello (Botero, 1963) y Valdivia (Hall *et al.*, 1972). Dentro de este complejo se incluyen las rocas del Terreno Cajamarca (Etayo-Serna *et al.*, 1983), aflorantes en la parte norte de la Cordillera Central de Colombia. Petrográficamente este complejo de rocas metamórficas está constituido por series heterogéneas, con variaciones texturales polifásicas y paragenéticas, conformadas principalmente por esquistos máficos, esquistos cuarzo micáceos con o sin grafito, filitas, cuarcitas y mármoles. El grado metamórfico alcanzó las condiciones de la facies esquistos verdes a facies anfibolita en un cinturón de baja presión (Núñez, 1979).

Las relaciones genéticas entre las diferentes unidades que conforman el Complejo Cajamarca, sus ciclos deformativos metamórficos y magmáticos así como sus límites tectónicos principales, son hasta el momento sujetos a estudio y controversia (González, 2001; Ordoñez, 2001; Nivia y Gómez, 2005)

## METODOLOGÍA

La baja cantidad de muestras analizadas, nos van a presentar resultados que pueden ser considerados como indicativos, más que concluyentes; se seleccionaron los esquistos actinolíticos debido a que ellos permiten discriminar de forma más directa el ambiente tectónico.

Los análisis químicos de elementos mayores, menores y traza (TABLA 1) se realizaron en el laboratorio de química

del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Chile, estos análisis fueron determinados a través de fluorescencia de rayos X y espectrometría de emisión con plasma (inductively coupled plasma atomic emission spectrometry- ICP-AES). Para determinar la composición química de las fases minerales de los esquistos actinolíticos fueron seleccionados las muestras RM-12 y RR-57, estos análisis se realizaron en el Centro de Microscopia Electrónica de la Universidad de Chile utilizando una microsonda Cameca con un potencial de aceleración 15Kv, corriente 30nA en un tiempo de conteo variando de 5 a 15 segundos.

## PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL

Este estudio se concentró en la unidad de esquistos actinolíticos. Los mejores afloramientos de esta unidad se presentan en el carretable que del municipio de Montebello conduce a cementos El Cairo. El espesor de los esquistos máficos no supera unos pocos metros, la esquistosidad muestra pliegues pequeños de diferentes tamaños y afectados por bandas de cuarzo de pocos centímetros de espesor y paralelas a la foliación.

Estos esquistos son conocidos como esquistos verdes, con tonos claros a oscuros; se intercalan con esquistos cuarzo micáceos con o sin grafito, filitas, cuarcitas y mármoles.

Las láminas delgadas de roca RM-12 y RR-57 son representativas de la unidad de esquistos actinolíticos, los que presentan una orientación nematoblástica marcada por blastos de actinolita y texturas lepidoblásticas señaladas por clorita; las epidotas, cuarzos y plagioclasas definen texturas granoblásticas inequigranulares. También se observan cristales de piroxeno relictico (FIGURA 2) cuya composición química es de origen ígneo (Wilson, 1989).

Mineralógicamente las rocas se componen de actinolita (20-40%), clorita (15-25%), epidota (18-30%), plagioclasa (10-15%), cuarzo (5-10%), clinopiroxeno (4%), titanita (1-2%), óxidos de Fe-Ti (0-2%).

**TABLA 1.** Análisis químicos (ICP-XRF) de elementos mayores (% en peso), menores y traza (en ppm) de los esquistos actinolíticos del Complejo Cajamarca.

Muestra % peso	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO
RM - 12	40,52	1,84	13,20	9,91	6,68	12,30	0,2	9,52
RR - 57	50,51	1,45	12,18	4,7	8,82	7,49	0,23	7,59
				ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Muestra	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Cr	V	Ce	Sr	Zr
RM - 12	1,94	0,21	3,51	530	203	21	250	83
RR - 57	4,33	0,1	2,4	133	331	9	35	62

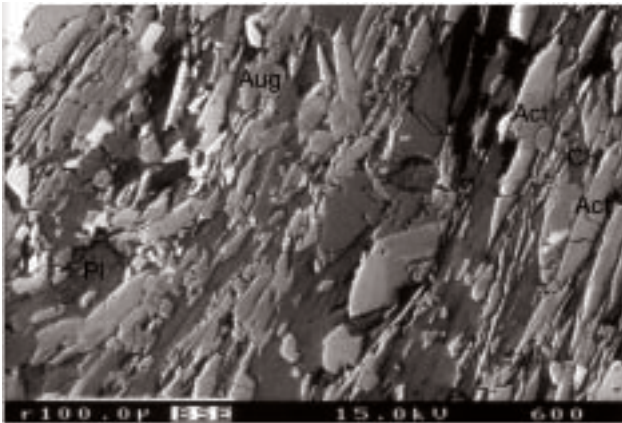


FIGURA 2. Análisis de microsonda de la muestra RR57 del esquistos actinolítico. IMágen SEM de cristales de actinolita (Act); plagioclasa (pl); piroxeno relictico, augita (Aug); Clorita (Cl).

El anfíbol se presenta en forma de prismas alargados y agujas con leve pleocroísmo, de amarillo pálido a incoloro o a verde amarillento, en agregados idioblásticos a subidioblásticos. Los resultados de los análisis químicos representativos de los anfíboles están presentados en la TABLA 2. El cálculo del  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  es asumido 13 cationes, excluyendo K, Ca y Na, en base a 23 átomos. El anfíbol corresponde a un anfíbol cálcico en el cual  $Ca_B (1,759-1,880)$ ,  $(Na+K)_A < 0,5$  con valores entre (0,01- 0,34), de acuerdo con la terminología de Leake *et al.* (1997) corresponde a una actinolita en los bordes del cristal y una magnesio-hornblenda en el centro (FIGURA 3). Esta zonación podría explicarse por un posible incremento de Na+Si y disminución en los cationes de

$Ca+Al^{IV}$  en el sistema, sin que esta variación implique cambio en el grado metamórfico (Kitajima *et al.*, 2001).

En la TABLA 3 se presentan los análisis representativos de las plagioclasas en los esquistos actinolíticos; es una plagioclasa de composición oligoclasa ( $An_{28-30}$ ) con formas idioblásticas y macla de albita.

Los análisis de clinopiroxenos se presentan en la tabla 4, son considerados mineral relictico de origen ígneo. Las fórmulas estructurales se han calculado sobre la base de 6 oxígenos y los valores de los términos extremos  $Wo$ ,  $En$ ,  $Fs$  se han calculado según la relación de  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  siguiendo el método de balances de cargas de Droop (1987) el clinopiroxeno corresponde a una Augita con unos valores de  $Wo_{27-28}$ ,  $En_{58-62}$  y  $Fs_{10-14}$ ; se han calculado según esquema propuestos por Morimoto *et al.* (1988) (FIGURA 4).

El clinopiroxeno es el único mineral que se conserva de origen ígneo y sus relaciones texturales lo muestran como una fase formada tempranamente y que permite conocer las características primarias de las rocas que los contienen, posibilitando identificar su afinidad magmática y/o ambiente tectónico (Kushiro, 1960; Le Bas *et al.*, 1962; Nisbet y Pearce, 1977; Leterrier *et al.*, 1982). Según Nisbet y Pearce (1977) y Leterrier *et al.* (1982), la aplicación del quimismo de los piroxenos a la interpretación de la afinidad magmática es válida, incluso en rocas básicas metamorfizadas en condiciones de metamorfismo de bajo grado.

Leterrier *et al.* (1982) y Molard *et al.* (1983) propusieron varios diagramas de discriminación tectónica basados

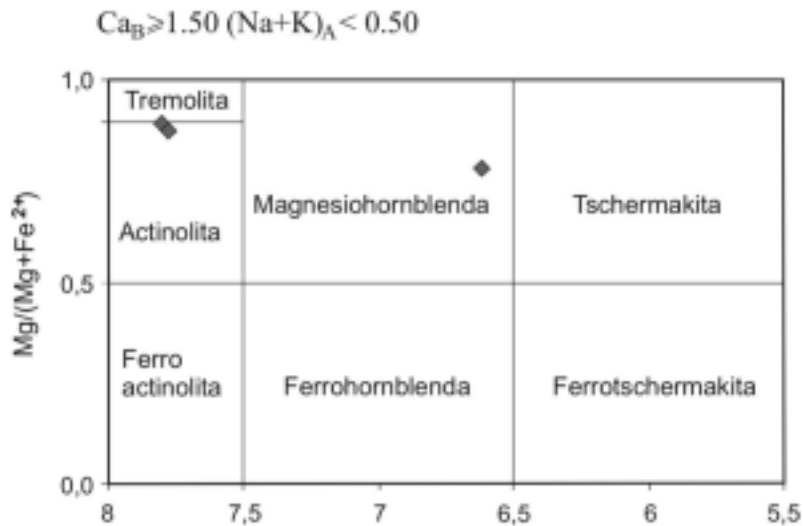


FIGURA 3. Composición de los anfíboles Ca-Na. (Tomado de Leake *et al.*, 1997) para los esquistos actinolíticos. Los rombos representan la ubicación de las muestras analizadas.

**TABLA 2.** Análisis de microsonda de anfíboles.

Muestra	RM-12	RM-12	RM-12
campo	37 borde	38 borde	40 centro
SiO <sub>2</sub>	56,76	57,30	46,57
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,05	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,38	1,31	10,51
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00
FeO	8,07	6,80	12,91
MnO	0,47	0,50	0,29
MgO	20,85	21,29	14,51
CaO	12,03	12,33	12,34
Na <sub>2</sub> O	0,36	0,31	1,35
K <sub>2</sub> O	0,06	0,02	0,20
TSi	7,773	7,804	6,620
TAl	0,222	0,196	1,380
suma en t	8,000	8,000	8,000
Al <sup>VI</sup>	0,000	0,014	0,381
Ti	0,005	0,005	0,033
Fe <sup>3+</sup>	0,117	0,137	0,654
Cr	0,000	0,000	0,000
Mg	4,257	4,323	3,074
Ni	0,621	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,621	0,521	0,859
Mn	0,000	0,000	0,000
SUMA EN C	5,000	5,000	5,000
Mg	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,186	0,117	0,021
Mn	0,054	0,058	0,035
Ca	1,760	1,759	1,880
Na	0,000	0,027	0,064
SUMA EN B	2,000	2,000	2,000
Ca	0,005	0,056	0,000
Na	0,095	0,004	0,309
K	0,010	0,004	0,036
SUMA EN A	0,100	0,155	0,154
Total	15,100	15,149	15,154

**TABLA 3.** Análisis de microsonda de plagioclasas.

Muestra	RR-57	RR-57	RR-57
Campo	23 borde	24 centro	31 borde
SiO <sub>2</sub>	62,260	62,404	60,966
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,077	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,947	24,272	24,780
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,000	0,051
FeO	0,023	0,296	0,424
MnO	0,089	0,000	0,000
MgO	0,000	0,000	0,000
CaO	5,469	5,225	5,835
Na <sub>2</sub> O	6,969	7,694	7,853
K <sub>2</sub> O	0,011	0,035	0,090
BaO	0,000	0,000	0,000
Total	99,767	100,002	99,999
<b>Fórmula estructural de 8 oxígenos</b>			
Si	2,743	2,756	2,708
Ti	0,000	0,000	0,000
Al	1,296	1,263	1,297
Cr	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,008	0,011	0,016
Mn <sup>2+</sup>	0,003	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000
Ca	0,258	0,247	0,278
Na	0,595	0,659	0,676
K	0,001	0,002	0,005
Ba	0,000	0,000	0,000
Suma	5,073	4,938	4,980
An	30,226	27,219	28,951
Ab	69,703	72,564	70,512
Or	0,071	0,217	0,537

en la composición de los piroxenos, para la caracterización de la afinidad química de rocas paleovolcánicas en las que los clinopiroxenos ígneos se conserven bien. Estos autores aconsejan el uso exclusivo de piroxenos que contengan más de 0,5 átomos de Ca por fórmula estructural (calculada sobre la base de 6 oxígenos). En el diagrama Ti:Ca +Na de Letierri *et al.* (1982), que discrimina entre los piroxenos de basaltos alcalinos y subalcalinos, los piroxenos de los esquistos actinolíticos se ubican exclusivamente en el campo subalcalino (FIGURA 5).

Conforme al quimismo de los clinopiroxenos relicticos analizados en esta trabajo, se puede concluir que estos corresponden a augitas subálcalinas. El uso de varios diagramas discriminantes apuntan hacia un origen en dominios no orogénicos.

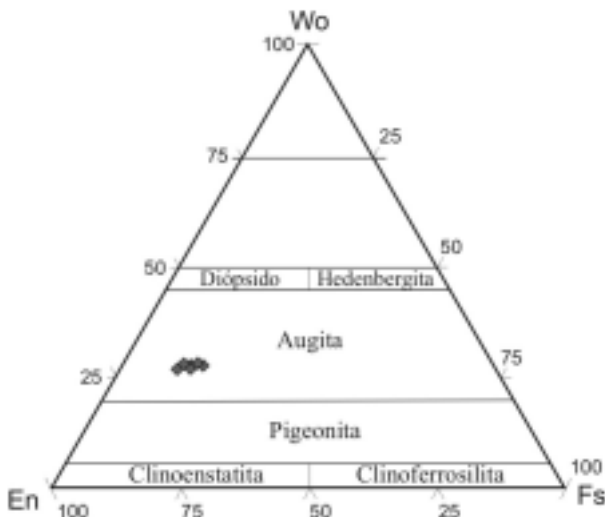
La clorita dominante es Pycnoclorita (Hey, 1954) con X<sub>MgO</sub> 10-49, pleocroica de verde claro a verde oscuro, en agregados de cristales en escamas la cual sigue la tendencia de la foliación principal y en los intersticios entre el anfíbol. Los análisis de microsonda se presentan en la TABLA 5.

**TABLA 4.** Análisis de fenocristales relicto de piroxenos.

Muestra	RR- 57	RR- 57	RR- 57	RR- 57	RR- 57	RR- 57
	Piroxeno	Piroxeno	Piroxeno	Piroxeno	Piroxeno	Piroxeno
SiO <sub>2</sub>	58,26	58,16	59,10	54,04	56,59	55,09
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,88	1,68	1,38	5,18	3,19	4,66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	6,62	7,72	6,32	8,53	7,31	7,76
MnO	0,31	0,33	0,02	0,23	0,25	0,27
MgO	20,60	20,78	21,25	18,57	18,81	18,81
CaO	13,31	13,20	12,96	12,66	19,71	12,81
Na <sub>2</sub> O	0,29	0,33	0,24	0,73	12,88	0,41
K <sub>2</sub> O	0,02	0,19	0,04	0,08	0,47	0,03
Total	101,30	102,30	101,30	100,50	100,50	99,88
<b>Formula estructural a 6 oxígenos</b>						
Si	2,000	2,000	2,000	1,942	2,000	1,975
Al <sup>IV</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025
Ti	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,001
Al <sup>VI</sup>	0,078	0,069	0,057	0,162	0,134	0,171
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,194	0,226	0,185	0,256	0,217	0,233
Mn	0,009	0,010	0,001	0,007	0,008	0,008
Mg	1,078	1,083	1,107	0,995	1,044	1,005
Ca	0,501	0,495	0,485	0,488	0,490	0,492
Na	0,020	0,022	0,010	0,051	0,032	0,028
K	0,001	0,008	0,002	0,004	0,006	0,001
En	60,489	59,738	62,278	56,990	59,350	57,836
Fs	11,422	12,989	10,424	15,086	12,776	13,857
Wo	28,089	27,277	27,298	27,923	27,874	28,308

**TABLA 5.** Análisis de microsonda de cloritas.

Muestra	RM-12	RM-12	RM-12
	clorita	clorita	clorita
SiO <sub>2</sub>	27,96	26,98	27,68
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,00	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,45	21,64	22,81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00
FeO	13,18	13,29	12,22
MnO	0,14	0,42	0,30
MgO	24,97	24,38	24,43
CaO	0,06	0,06	0,12
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,03	0,02
K <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,01
Total	88,89	86,84	87,74
<b>Formula ajustada a 28 oxígenos</b>			
Si	5,656	5,623	5,721
Al <sup>IV</sup>	2,344	2,377	2,279
Ti	0,002	0,005	0,002
Al <sup>VI</sup>	2,048	2,155	2,084
Fe <sup>3+</sup>	5,119	5,135	5,055
Fe <sup>2+</sup>	0,000	0,010	0,000
Mn	0,084	1,083	0,067
Mg	4,862	4,684	4,864
Ca	0,018	0,020	0,020
Na	0,027	0,050	0,009
K	0,000	0,009	0,009
XMgO	0,490	0,009	0,490
X <sub>C</sub>	100	100	100
TcC°	315	321	305
TkC°	304	309	297

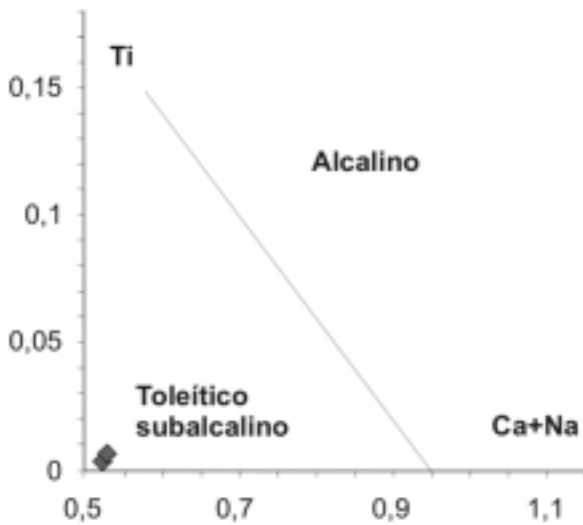


**FIGURA 4.** Composición de clinopiroxeno relicto de esquistos actinolíticos en el triángulo Mg-Ca-Fe de Morimoto *et al.*, 1988). Los rombos representan la ubicación de las muestras analizadas.

La epidota de color verde pálido – amarillo verdoso, forma agregados granulares seriados de forma lenticular a lo largo de la foliación. Las fases accesorias comúnmente son titanita y apatito.

### GEOQUÍMICA

La composición química de los esquistos actinolíticos esta dada en la TABLA 1. El diagrama de discriminación Ti versus Cr fue usado, considerando la relativa inmovilidad de estos elementos; las rocas analizadas se ubican en el campo de los basaltos meso-oceánicos y de basaltos intraplaca (FIGURA 6). Resultados más claros son obtenidos en los diagramas V versus Ti, Cr versus Ce/Sr y TiO<sub>2</sub> versus Zr en los cuales las muestras se proyectan en el campo de los basaltos de dorsales oceánicas descartándose una afinidad con basaltos intraplaca (FIGURA 6). La relación Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O



**FIGURA 5.** Diagrama de discriminación de piroxenos para basaltos alcalinos y subalcalinos. (Tomado de Leterrier et al., 1982). Los rombos indican la ubicación de las muestras analizadas.

relativamente alta con respecto a la abundancia promedio de rocas basálticas toleíticas coinciden con el protolito definido para los esquistos actinolíticos. La composición química está en concordancia con la asociación mineral, indicando un protolito de origen volcánico.

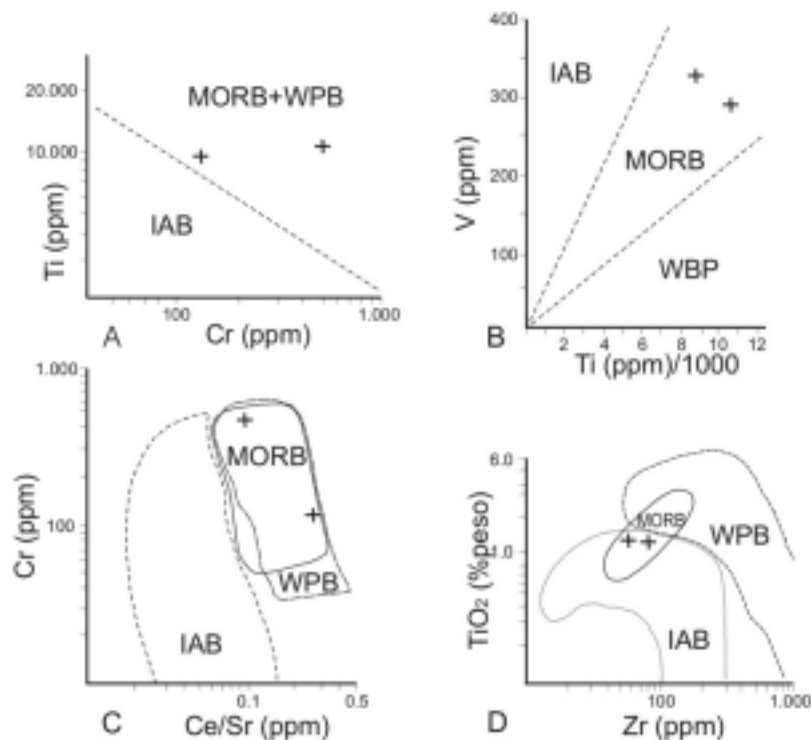
## RELACIONES METAMÓRFICAS Y CONDICIONES DE P-T

Las reacciones metamórficas involucradas serán principalmente referidas al sistema (MAFSH), aunque puede existir incertidumbre cuantitativa, es el sistema que mejor representa a las rocas de estudio. Es importante anotar que el elección de éstas tienen como base la o las asociaciones mineralógicas más características:

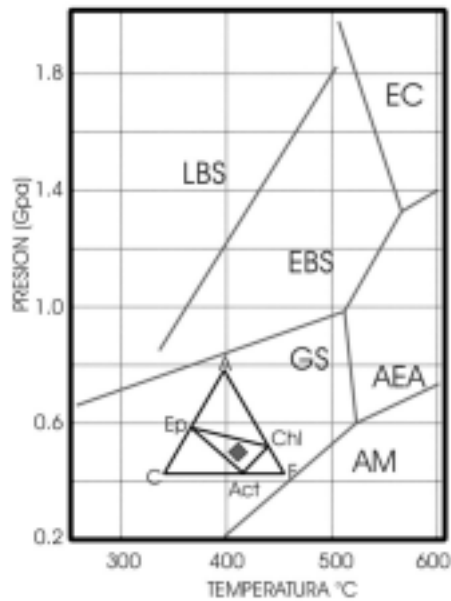
1. Actinolita + epidota/zoisita + plagioclasa
2. Actinolita + clorita + cuarzo
3. Plagioclasa + actinolita + cuarzo + epidota/zoisita

En el diagrama P-T de Maruyama *et al.* (1996) (FIGURA 7), se hace una representación gráfica (diagrama ACF) de la paragenesis de los esquistos actinolíticos en la facies de los esquistos verdes a partir, posiblemente, de la siguiente reacción:

(1) Clorita (baja Al) + carbonatos (calcita, dolomita) + oxidos ? actinolita + zoisita + CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O. Esta reacción puede presentarse en un rango de 350 a 400°C y presiones desde 2 a 6 kilobares (Maruyama *et al.*, 1996).



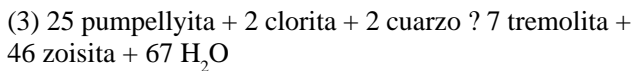
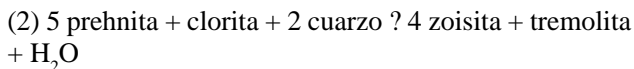
**FIGURA 6.** Diagrama de discriminación tectónica para los esquistos actinolíticos del Complejo Cajamarca. (A) Ti vs Cr, (B) V vs Ti, (C) Cr vs Ce/Sr, (D) TiO<sub>2</sub> vs Zr (Tomado de Strieder & Nilson, 1992). MORB, basaltos de dorsal oceánica; WPB, basaltos intraplaca; IAB, basaltos de arco de islas.



- LBS = esquistos azules-lawsonita
- AEA = facies epidota anfibolita
- EBS = esquistos azules-epidota
- GS = facies esquistos verdes
- AM = facies anfibolita
- EC = facies eclogita
- Ep = epidota
- Chl = clorita
- Act = actinolita

**FIGURA 7.** Diagrama P-T de Maruyama et al., (1996) mostrando los campos de estabilidad de las metabasitas. En el diagrama ACF se grafican las paragénesis de los esquistos actinolíticos.

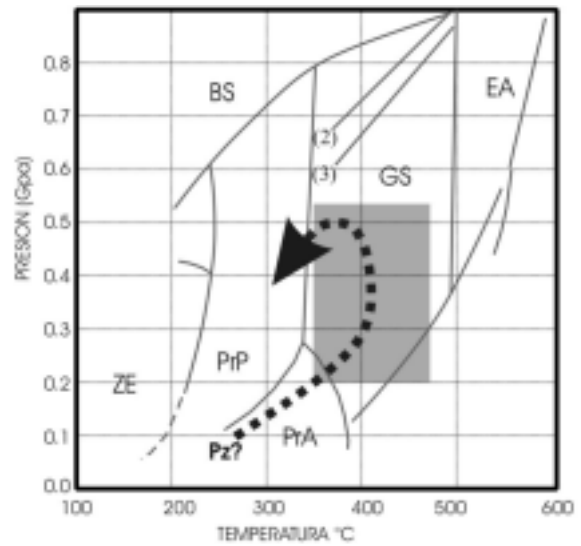
Con base en las relaciones entre las fases minerales actinolita y clorita pueden plantearse las siguientes reacciones:



Las reacciones (2) y (3) son típicas de la facies de los esquistos verdes con unas condiciones de 280° ± 30° C y presiones por debajo de 6 kilobares (Spear, 1993) (FIGURA 8).

La conservación del piroxeno relictivo nos indica que la pervisividad del metamorfismo no fue tan fuerte para que alcanzara obliterar toda la mineralogía primaria.

La reacción (4) permite explicar las relaciones texturales entre epidota y actinolita, y marca la transición entre las



**FIGURA 8.** Estimación de condiciones P-T para los esquistos actinolíticos. El área sombreada ilustra el campo de estabilidad de las facies esquistos verdes y la posible trayectoria (P-T - t). (base tomada de Spear, 1993). Gs, esquistos verdes; BS, esquistos azules; EA, epidota anfibolita; ZE, zeolitas; PrP, prehnita-pumpellyita; PrA, prehnita-actinolita; Pz ?, paleozoico.

facies pumpellyita – actinolita y las facies de los esquistos verdes.

(4) pumpellyita + clorita + cuarzo ? epidota + actinolita + H<sub>2</sub>O en un rango de 350 °C (Liou *et al.*, 1985). A su vez Liou *et al.* (1974) y Moody *et al.* (1983) estiman que la asociación mineralógica: actinolita + clorita + epidota + plagioclasa + cuarzo + titanita se presentan en una condiciones de temperatura entre 350 a 475 °C, por lo tanto, al aplicar las relaciones texturales los distintos autores coinciden en señalar unas condiciones T= 320 - 475 °C y presiones menores a 6 kilobares.

Al aplicar el geotermómetro de Cathelinaun (1988) indica que los procesos alcanzaron temperaturas entre 301 – 320 °C derivó la siguiente relación entre T (°C) y Al<sup>IV</sup>.

$$T = -61.92 + 321.98 Al^{IV}$$

Las temperaturas correspondientes a los esquistos actinolíticos fueron calculadas por el método del contenido de Al<sup>IV</sup> en cloritas y asumiendo las restricciones necesarias para su aplicación (De Caritat *et al.*, 1993). Según Bevis *et al.* (1991) este geotermómetro es más preciso para cloritas puras, sin componente esmectífico (<0,1 átomos de calcio p.f.u).



Barometría: Brown (1976) propuso un geobarómetro aplicable a anfíboles cálcicos, en los cuales la relación del contenido del  $Al^{IV}$  versus  $Na_{M4}$  en los anfíboles está directamente relacionada con la presión; las presiones obtenidas corresponden a 2 kilobares.

Para la determinación de las presiones, además de los geobarómetros y geotermómetros, la composición de la plagioclasa sódica sugiere un grado metamórfico bajo (Spear, 1993).

Para estimar las condiciones de P-T se ilustra el campo de estabilidad para los esquistos actinolíticos, donde  $T = 321 - 475$  °C y  $P = 2 - 6$  kilobares (FIGURA 8).

## DISCUSIÓN

La edad del metamorfismo para el Complejo Cajamarca se ha considerado, como: Paleozoica (González, 1980; McCourt *et al.*, 1984); Permo-triásico (Hincapié y Moreno, 2000); Predevónicos, (Restrepo *et al.*, 1991; Toussaint, 1993). Datos radiométricos K/Ar obtenidos en roca total, hornblenda, y biotita, en rocas de este complejo, muestran una dispersión de edades entre 312 y 61 Ma. (Maya, 1992), indicando por lo menos dos eventos metamórficos; uno en el Paleozoico y otro en el Cretáceo (Restrepo *et al.*, 1991; Maya y González, 1995). Si consideramos, entonces, para el Complejo Cajamarca una edad de metamorfismo Paleozoico superior y teniendo en cuenta los resultados obtenidos, en donde el protolito para los esquistos estudiados serían basaltos de dorsal oceánica, entonces debemos pensar, desde el punto de vista evolutivo que, para el Pre-Paleozoico superior o durante la parte inferior del Paleozoico superior, debió existir una zona de expansión oceánica en la frontera occidental de Gondwana; podría tratarse del Proto Atlántico II (Toussaint, 1993).

La posible trayectoria (P-T- t) para los esquistos actinolíticos está ligada a un tipo de metamorfismo no-deformativo inicial, relacionado a la evolución geotectónica en régimen de expansión oceánica, en donde se presenta un rápido y temprano aumento de temperatura en respuesta a la extensión, que describe una trayectoria anti-horaria (Aguirre *et al.*, 1989) (FIGURA 8). El posterior cierre de la cuenca y la colisión con el continente estarían señalados por el pico metamórfico en facies de los esquistos verde y un posible descenso en las condiciones de temperatura registrarían un proceso retrogrado (?).

El metamorfismo estaría asociado al cierre de esta zona de expansión y a su posterior colisión con el continente, posiblemente durante la Orogénesis Herciniana. Hay que

tener en cuenta que dado la complejidad tectónica de la zona de estudio y la presencia de fallas de rumbo (e.g. falla de Palestina) no se puede descartar que las rocas estudiadas se hayan emplazado al continente algunos kilómetros distantes de su lugar actual.

## CONCLUSIONES

Con base en las relaciones texturales y termobarometría, los esquistos actinolíticos del Sureste del municipio de Montebello (Antioquia), que hacen parte del Complejo Cajamarca evidencian valores de temperatura entre 320° a 475°C y presión de 2 a 6 kilobares.

La trayectoria (P-T-t) de los esquistos actinolíticos presentan su Peak metamórfico en el campo de las facies de los esquistos verdes y describen una posible trayectoria antihoraria.

Los clinopiroxenos relicticos (augita), son típicos de basaltos toleíticos, apoyando un protolito volcánico.

Los esquistos actinolíticos del Complejo Cajamarca, en el sector sureste del municipio de Montebello estarían relacionados a una historia evolutiva, donde el protolito se habría originado en una zona de expansión oceánica registrando posteriormente el cierre y colisión de esta, el metamorfismo estaría asociado, posiblemente, a la Orogenia Herciniana.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar sus agradecimientos a la Vicerrectoría de Investigaciones y Posgrados de la Universidad de Caldas por el apoyo económico para la realización de este trabajo; a Hardany Castillo G. y Mario Moreno S. por sus comentarios al trabajo y su contribución con las figuras.

## REFERENCIAS

- Aguirre, L.; Levi, B, Nystron, J. O. (1989). The link between metamorphic, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. In Evolution of metamorphic belts (Daly, J, S. Cliff, R. A; Yardley, B. W. D. editors), pp. 223-232.
- Bevis, R. E.; Robinson, D. and Rowbathan, G. (1991). Compositional variations in mafic phyllosilicates from regional low grade metabasites and application of the chlorite geotermometer. Journal of Metamorphic Geology, Vol. 9, pp. 711-721.

- Brown, E. H. (1976). The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism, *Journal of Petrology*, Vol 18, pp. 53-72.
- Botero, G. (1963). Contribución al Conocimiento de la Geología de la Zona Central de Antioquia. *Anales de la Facultad de Minas. Universidad Nacional. Medellín. Colombia.* Vol. 57, 101 p.
- Cathelineau, M. (1988). Cation site occupancy in chlorites and illite as a function of temperature. *Clay Minerals*, Vol 23, pp. 471-485.
- De Caritat, P. D., Hutcheon, I and Walshe, J. L. (1993). Chlorite geothermometry: A review. *Clays and clay Minerals*, Vol. 41, pp. 219-239.
- Droop, G. T. R. (1987). A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria, *Mineralogical Magazine*, Vol 51, pp. 431-435.
- Etayo-Serna, F., D. Barrero, H. Q. Lozano, A. Espinosa, H. Gonzalez, A. Orrego, I. T. Ballesteros, H. O. Forero, C. Q. Ramirez, F. Zambrano-Ortiz, H. Duque-Caro, R. H. Vargas, A. Nuñez, J. Alvarez, U. C. Ropain, E. P. Cardozo, N. Galvis, L. R. Sarmiento, J. P. Albers, J. E. Case, D. A. Singer, R. W. Bowen, B. R. Berger, D. P. Cox, and C. A. Hodges. (1986). Mapa de terrenos geológicos de Colombia: Publicaciones geológicas especiales. Ingeominas, Bogotá. Colombia, Vol. 14, 235 p.
- Feininger, T., Barrero, D., Castro, N. (1972). Geología de Antioquia y Caldas (subzona II-B9). Ingeominas, Bogotá. *Bol. Geol.*, Vol. 20, No 2, 173 p.
- González, H. (1980). Geología de las Planchas 167 Sonsón y 187 Salamina. *Boletín Geológico. Ingeominas. Bogotá. Colombia*, Vol. 23, No 1, 174 p.
- González, H. (2001). Mapa geológico del Departamento de Antioquia. Escala 1:400.000. Memoria Explicativa. Ingeominas, Bogotá. Colombia, 240 p.
- Hall, R. B., Alvarez, J. y Rico, H. (1972). Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-Zona II-a). *Boletín Geológico. Ingeominas, Bogotá*, Vol. 20, No 1, 85 p.
- Hey, M. H. (1954). A new review of the chlorites. *Mineralogy Magazine*, Vol. 30, 277 p.
- Hincapié, G., y Moreno, M. (2000). Comparación entre las fases deformativas presentes en las metamórfitas del Complejo Cajamarca y en las metamórfitas del Complejo Arquía, en el departamento de Caldas. VIII Congreso Colombiano de geología, memorias C-D. Manizales.
- Kitajima, K., Maruyama, S., Utsonomiya, S and Liou, G. (2001). Seafloor hydrothermal alteration at an Archaean mid-ocean ridge. *J. metamorphic Geol.*, Vol 19, pp. 581-597.
- Kushiro, I. (1960). Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 258, pp. 548-554.
- Leake, B. E., Woolley, A. R. *et al.* (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist*, Vol 35, pp. 219-246.
- Le Bas, M. J., Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1962). The role of igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal Science*, 260, pp. 270-288.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M. (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 59, pp. 139-154.
- Liou, J. G., Kuniyoshi, S. and Ito, K. (1974). Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science*, Vol. 274, pp. 613-632.
- Liou, J. G., Maruyama, S. and Cho, M. (1985). Phase equilibria and mineral paragenesis of metabasites in Low-grade metamorphism. *Mineralogical Magazine*, Vol. 49, pp 321-333.
- Maruyama, S., Liou, J. G., Terabayashi, M. (1996). Blueschist and eclogites of the world their exhumation. *Int. Geology. Rev.* Vol. 38, pp. 485-594.
- Maya, M. (1992). Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia. *Boletín Geológico*, Vol 32, No 1-3, pp. 127-187.
- Maya, M. y González, H. (1995). Unidades Litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico. Ingeominas. Bogotá. Colombia*, Vol. 35, No 2, pp. 3-43.

- McCourt, W., Aspden, J., Brook. (1984). New geological and geochronological date from de Columbian Andes. Continental growth by multiple acretion, *J.Geol. Soc. London*.141: pp. 831-845.
- Moody, J. B., Meyer, D. and Jenkis, J. E. (1983) Experimental characterization of the greens schist – amphibole boundary in mafic systems. *American Journal of Science*, Vol. 283, pp. 48-92.
- Molard, J. P., Maury, R. C., Leterrier, J. and Bourgois, J. (1983). Teneurs en chrome et titane des clinopiroxenes calciques des basaltes; application al identication des affinites magmatiques de roches paleovolcaniques. *C. R. Aca, Sci, Paris*, t, 296, serie II, pp. 903-908.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson. A. K., Ginzburg, I. V., M, Serpert, F. A. Zussman, J, Aoki, and K. Gottardi. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, Vol. 173, pp. 1123-1133.
- Nelson, H. (1962). Contribución al Conocimiento de la Cordillera Central de Colombia, Sección entre Ibagué y Armenia. *Boletín Geológico*. Vol. 10, No1 – 3, pp. 161-202.
- Nisbet, E. G. y Pearce, J. A. (1977). Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to mineralogy and Petrology*, Vol 97, pp. 43-50.
- Nivia, A. y Gómez, J. (2005). Consideraciones acerca del Modelo Geológico Evolutivo del Occidente Colombiano (Colombia). Resúmenes de memorias X Congreso Colombiano de Geología. Bogotá.
- Núñez, T. A. (1979). Metamorfismo Regional en la parte media de la Cordillera Central de Colombia, informe inédito. Ingeominas-Ibagué (Tolima).
- Ordoñez, O. (2001). Caracterização isotópica Rb-Sr e Sm-Nd dos principais eventos magmáticos nos andes colombianos. Tese de doutorado. Universidade de Brasília.
- Restrepo, J. J., Toussaint, J. F., González, H., Cordani, U., Kawashita K., Linares, E. y Parila C. (1991). Precisiones geocronológicas sobre el Occidente Colombiano, *Simp. Magmatismo Andino y su Marco Tectónico*. Manizales. Mem 1, 25 p.
- Restrepo-Pace P. A. (1992). Petrotectonic characterization of the Central Andean Terrane, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1), p. 97-116.
- Spear, F.S. (1993). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, 799 p.
- Strieder, A. J. and Nilson, A. A. (1992). Melange Ofiolítica nos Metassedimentos Araxá de Abadiania (GO) e Implicacoes tectonicas Regionais. *Rev. Bras. Geoc*, Vol. 22, No 2, pp. 204-215.
- Toussaint, J. F. (1993). Evolución Geológica de Colombia. Precámbrico Paleozoico. Univ. Nacional de Colombia. Medellín. 229 p.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Harper Collins Academic, 468 p.

---

Trabajo recibido: diciembre 15 de 2004

Trabajo aceptado: septiembre 2 de 2005