

PRESENCIA DE CLORITOIDE EN ROCAS CRETÁDICAS DEL CINTURÓN ESMERALDÍFERO OCCIDENTAL (CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA): IMPLICACIONES GENÉTICAS

Mantilla, F. L.¹; Reyes G.²; Montoya, D.²; Mojica, J.²

RESÚMEN

Las rocas Cretácicas aflorantes en el sector Muzo-Quípama, las cuales hacen parte de las Formaciones Capotes, Tablazo y Pacho (con edades del Aptiano Superior-Albiano Superior), contienen pirofilita y microporfiroblastos de Cloritoide (indicadores de un metamorfismo de grado bajo o muy bajo).

Las formaciones infrayacentes Muzo y Rosablanca (de edad Hauteriviano-Barremiano y Valangianiano, respectivamente), presentan una mayor deformación y una gran profusión de venas hidrotermales, por lo que se considera evidencias del paso de fluidos calientes migratorios. A estas dos unidades se confinan los depósitos esmeraldíferos en el cinturón esmeraldífero occidental de la Cordillera Oriental de Colombia.

Las temperaturas reportadas para la formación del cloritoide y las esmeraldas, curiosamente resultan ser similares. La participación de fluidos hidrotermales en ambos casos, podría ser igualmente otro rasgo en común para ambos fenómenos. Sin embargo, aún no existen evidencias contundentes que permitan relacionarlos con un único evento termal (hidrotermal).

Palabras Clave: Cloritoide, Pirofilita, Cordillera Oriental, Cinturón Esmeraldífero Occidental.

PRESENCE OF CHLORITOID IN THE CRETACEOUS ROCKS OF THE WESTERN EMERALD BELT (CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA): GENETIC IMPLICATIONS

ABSTRACT

The Cretaceous rocks that crop out in the Muzo-Quípama area, which belong to the Capotes, Tablazo and Pacho Formations (with late Aptian and late Albian ages), contain pyrophyllite and chloritoid microporphroblasts (indicators of low-grade or very low-grade metamorphism).

The Muzo and Rosablanca Formations (with Hauterivian-Barremian and Valangianian ages, respectively), show more deformations and a wide hydrothermal veins profusion, which are considered evidences of the hot migrating fluids flow. To these two units the emerald deposits in the west emerald belt of the Cordillera Oriental of Colombia are confined.

The temperatures reported for chloritoids and emeralds formations, surprisingly are similar. The participation of hydrothermal fluids in both cases, could be another common feature for these both phenomena. However, there are not overwhelming evidences that allow to relate these with the same thermal (hydrothermal) event.

Key Words: Chloritoid, pyrophyllite, Cordillera Oriental, Western Emerald Belt.

INTRODUCCIÓN

El área de estudio (**FIGURA 1**) se localiza en la Cordillera Oriental de Colombia, dentro de los límites de los Municipios de Quípama y Muzo (Departamento de Boyacá), considerados como zonas mineras del cinturón esmeraldífero occidental (CEOC).

Actualmente, el CEOC es objeto de estudio por parte del INGEOMINAS y la UIS, en el marco de un convenio de cooperación científica firmado entre estas instituciones a finales del año 2005 (Acuerdo específico No. 01- complementario al convenio marco

¹ Escuela de Geología. Universidad Industrial de Santander (UIS). A. A. 678. Correo electrónico: lcmantil@uis.edu.co

² Instituto Colombia de Geología y Minería (INGEOMINAS). Sedes Bogotá y Cali.

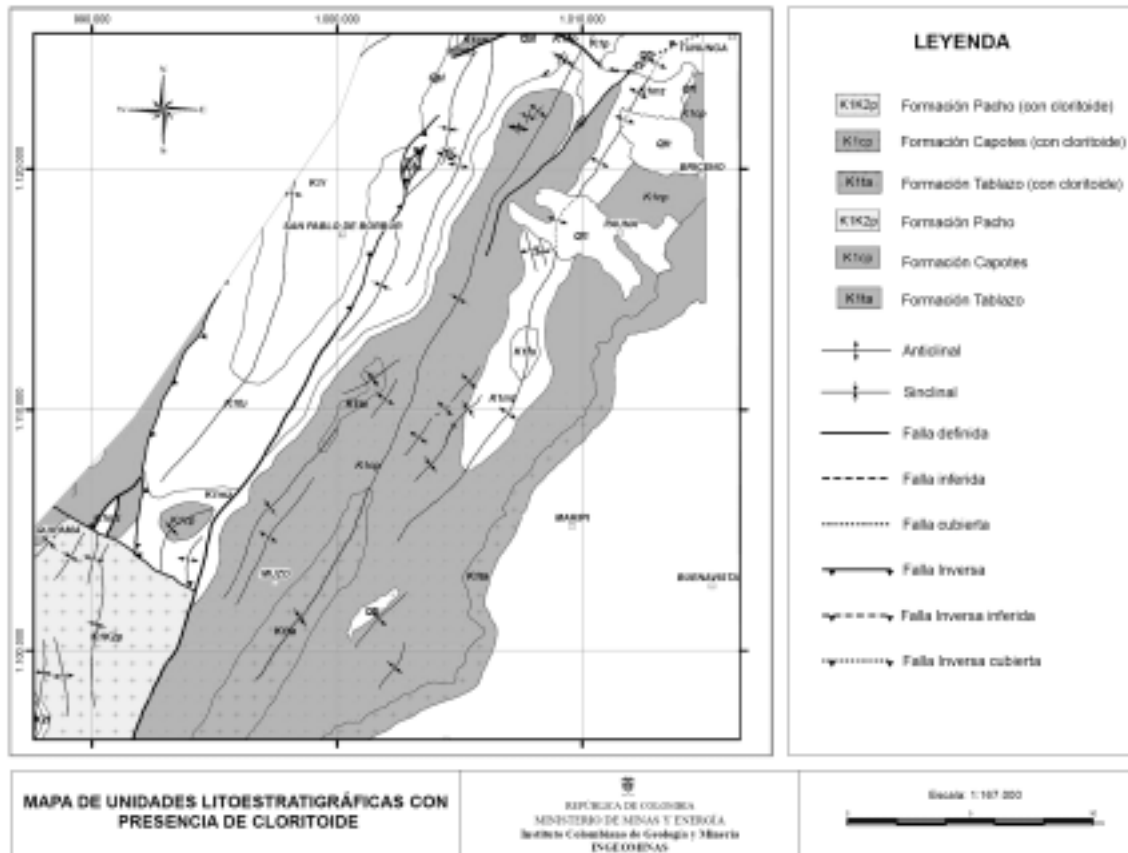


FIGURA 1. Localización y esquema geológico del área de estudio, en donde se señalan las unidades que contienen cloritoide

de cooperación 005/2001). El objetivo fundamental de este acuerdo inter-institucional es identificar nuevas áreas potenciales para la explotación de este tipo de piedra preciosa y definir los criterios geológicos para su exploración.

Con el propósito anteriormente mencionado, se realizó un re-levantamiento cartográfico-geológico para editar a escala 1:100.000, enfocados a definir las unidades estratigráficas hospedadoras de la mineralización esmeraldífera. A diferencia de los estudios cartográficos anteriores, ésta se realizó con énfasis en el contenido fósil, lo cual permitió una delimitación de unidades cartográficas con base a su litología y fauna.

La presencia de los depósitos de esmeraldas en rocas de las formaciones Rosablanca (Valanginiano) y Muzo (Hauteriviano-Barremiano); y de cloritoide (en el

sector Muzo-Quípama) en las Formaciones Capotes, Tablazo y Pacho (de edad entre el Aptiano superior y Albiano superior), muestran similitudes, en términos de sus condiciones de temperatura de formación, aunque aún no es claro que un solo evento térmico haya dado origen al cloritoide y a las esmeraldas.

El objetivo de éste trabajo es presentar algunas generalidades relacionadas con la presencia del cloritoide en rocas Cretácicas del CEOC y resaltar las implicaciones de su ocurrencia.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRAFICO

La secuencia estratigráfica Cretácica que aflora en el área de trabajo esta compuesta por una sucesión monótona de material arcilloso, con las cuales, se intercalan algunos paquetes silíceos o calcáreos; la diferenciación de las unidades litoestratigráficas se

realizó teniendo en cuenta el contenido fósil (amonitas). De este estudio se diferenciaron las siguientes unidades del Cretácico inferior : a) Formación Rosablanca; b) Formación Furatena, c) Formación Muzo, d) Formación El Peñón, e) Formación Capote, f) Formación Hilo, g) Formación Pacho y Formación Otanche; y para el Cretácico superior; las formaciones la Frontera, Olini, Córdoba y Umir (Reyes et al., 2006).

A continuación se describen las unidades en donde se observó cloritoide, apoyados en la descripción de las unidades reportada por Reyes et al., (2006), en el informe Geología del Cinturón Esmeraldífero Occidental.

La Formación Capotes (K1cp), es una sucesión de rocas finas, constituida por arcillolitas, limolitas y en ocasiones margas; la parte basal son capas muy

gruesas de arcillolitas de color azul grisáceo, con estructuras internas como laminación plana, paralela a ondulosa (FIGURA 2). La partición de las rocas es en lajas y en shales, con estas, se intercalan capas muy gruesas de arcillolitas limosas compactas y se presentan hacia la parte media madrigueras rellenas por pirita y concreciones limo-arenosas (con tamaños entre 5-10 cm. y 30-80 cm).

En la parte media, donde ésta unidad se hace mas limolítica, se intercalan limolitas, arcillolitas y limolitas arcillosas y arenosas, de color gris, compactas, dispuestas en capas medias y gruesas, con laminación continua plano paralela. En ocasionales, hay intervalos (2 m) de arenitas de grano muy fino, dispuestas en capa delgadas con contactos levemente ondulosos.

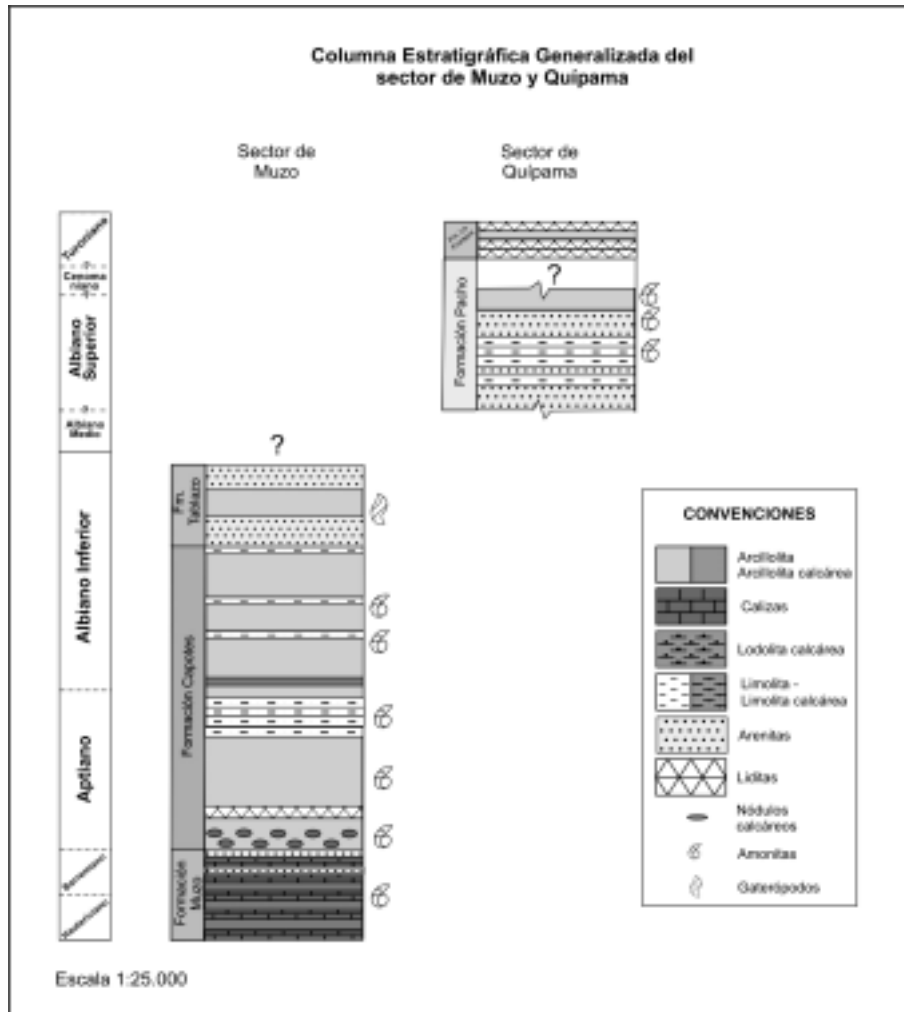


FIGURA 2. Columna estratigráfica generalizada de las unidades Cretácicas con cloritoide.

La parte superior, son arcillolitas carbonosas con esporádicas arcillolitas calcáreas, grises, están dispuestas en capas muy gruesas finamente laminadas plana paralela a levemente ondulosa para terminar en limolitas arcillosas de color gris negro con laminación discontinua dada por color rojizo debido a la concentración oxidación de minerales de hierro y es común observar madrigueras.

El límite inferior con la Formación Muzo es concordante con la estratificación de las rocas, pero considerando la edad de la Formación Muzo como Barremiano y la edad de la parte más baja de esta unidad como Aptiano tardío, se presenta un hiato correspondiente al Aptiano inferior (Reyes et al., 2006). El límite superior en el área de la plancha 190 (C1 y D1) y 189 (D12) que se da con la Formación El Tablazo, es neto y concordante con la estratificación de las rocas. Las amonitas colectadas en las rocas de la Formación Capotes arrojan edades desde Aptiano tardío-Albiano temprano (Etayo comunicación oral, 2005 en Reyes et al., 2006).

La Formación Tablazo (K1ta); se reconoce al oriente de la población de Muzo, forma una morfología abrupta por lo que es fácil cartografiarla ya que contrasta con la morfología suavemente ondulada de las unidades infra y suprayacente. La parte inferior son limolitas arenosas y arcillolitas arenosas dispuestas en capas delgadas, medias a gruesas, con contactos levemente ondulados a planos paralelos continuos; las estructuras internas más comunes son laminación discontinua ondulosa, acentuado por color (gris y naranja rosado grisáceo) y laminación inclinada a pequeña escala (**FIGURA 2**). En las láminas de color naranja rosado grisáceo se observa acumulación de mineral de hierro (siderita?- andkerita?).

La parte intermedia esta representada por lodolitas de color gris mediano oscuro y en menor cantidad limolitas arcillosas, dispuestas en capas muy gruesas con laminación levemente ondulosa; que gradan a limolitas y limolitas arenosas compactas, de color gris con moteado de color naranja pálido.

En la parte superior se diferencian dos intervalos arenosos separados por uno blando. En los arenosos se observan intercalaciones de arenitas inmaduras, de grano muy fino, con matriz o cemento micrítico,

de color crema naranja muy pálido, gris mediano y verdoso; las rocas están dispuestas en capas medias y gruesas con contactos levemente ondulados, en ocasiones bioturbadas moteadas a colores rojizos. En el intervalo blando esta representado por paquetes gruesos de limolitas arenosas y arcillosas micáceas. Los últimos metros se esta sucesión son arcillolitas limosas de color azul grisáceo, las cuales por alteración toman un color amarillo y púrpura, y se hace notoria la presencia de gasterópodos.

Esta unidad descansa concordantemente sobre rocas del Albiano inferior de la Formación Capotes. El contacto superior no fue observado, debido a que no aflora en la zona de estudio. La edad inferida por posición estratigráfica es Albiano temprano.

La Formación Pacho (K1K2p), esta constituida por limolitas, arcillolitas y arenitas, genera fillos y valles, y se diferencian tres paquetes que forman relieve intercalados con tres paquetes blandos, sin observar el techo de unidad ya que no aflora en el área.

Los paquetes duros están constituidos por limolitas, limolitas arenosas, grises, micáceas; dispuestas en capas desde medias hasta muy gruesas, se observa laminación y madrigueras y es notorio el color rojizo que toman por meteorización. En las capas arenosas superiores -arenitas grises- son abundantes las amonitas y bivalvos, algunos reemplazados por mineral verde (illita), y también se observan limolitas de cuarzo. Las amonitas recolectadas en esta unidad se mueven en el intervalo del Albiano medio alto hasta Albiano tardío alto (Reyes et al., 2006).

La ocurrencia de cloritoide esta relacionada a los conjuntos limo-arcillosos de las formaciones Capotes, Tablazo y Pacho y se ha establecido que cronoestratigráficamente se presenta en rocas de edad Aptiano superior a Albiano superior y geográficamente entre Quípama, oriente de Muzo.

MÉTODOS DE ESTUDIO

El estudio de láminas delgadas con presencia de cloritoide, se realizó utilizando un microscopio óptico marca NIKON, tipo Labophot-pol, del laboratorio de Petrografía de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander (UIS).

Los análisis de química mineral se realizaron utilizando una microsonda electrónica marca JEOL, modelo JXA 8900 M, dotada de cuatro espectrómetros. Estos trabajos fueron realizados en el Servicio de microscopia “Luís Bru” de la Universidad Complutense de Madrid (España). Las condiciones de trabajo fueron las siguientes: 15Kv, 20 nA con un haz de 5 μ m.

El estudio de difracción de rayos X (DRX), realizado con el propósito de confirmar por ésta vía la presencia del cloritoide y para identificar sus minerales asociados, se llevó a cabo en el laboratorio de DRX del INGEOMINAS (Regional Calí). Para tal fin, se analizaron muestras de polvo desorientado de tamaño menor a 40 μ m, utilizando un difractómetro de rayos-x de polvo con geometría Bragg-Brentano, marca Rigaku rint 2200. Las condiciones de registro empleadas fueron: radiación Kalfa de cobre a 40Kw y 30mA, con paso de 0.02 segundos y velocidad de 5 grados por minuto, entre los rangos 2 y 70 2teta.

RESULTADOS

■ Difracción de Rayos X (DRX)

El análisis de DRX se realizó en 15 muestras de roca, fundamentalmente de tipo limolitas y lodolitas

carbonosas. En general, la composición mineralógica de estas rocas es básicamente cuarzo, clorita, illita, paragonita, pirofilita y cloritoide (Ver **FIGURA 3**). La abundancia relativa, establecida mediante comparación visual entre la intensidades relativas, en los registros desorientados de muestra total, indican abundancia de cuarzo en la mayoría de las muestras (mayor al 40%). La clorita, illita y pirofilita son comunes (20-40%), mientras que la cantidad de cloritoide es pobre (10-20 %). La paragonita se presenta en una cantidad muy escasa (menor a 10%) en aquellas muestras con presencia de pirofilita y cloritoide. Lo mismo sucede con interestratificados de illita-clorita. Minerales tales como hematita, piritita y goethita, se presentan ocasionalmente en muy pequeñas cantidades. Una descripción más detallada de las especies minerales más importantes por su relación con éste trabajo, se presenta a continuación.

Los cloritoides identificados mediante DRX, corresponden a cloritoides-A Triclinico, los cuales están representados por sus tres reflexiones basales principales de 4.47 Å plano (0 0 2), 2.96 Å, plano (0 0 3) y 2.45 Å plano (0 2 2), siendo el plano indicador el 2.96 Å (30.18 2teta) (**FIGURA 2**).

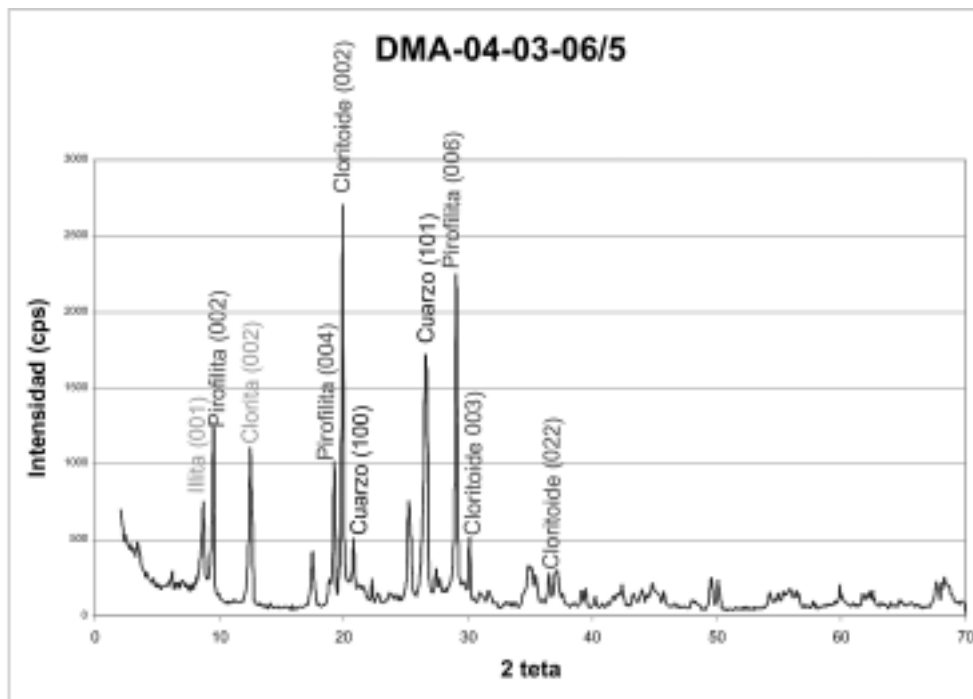


FIGURA 3. Difractograma donde se observan las reflexiones basales del cloritoide y la pirofilita (sector Peñas del Guazo, Municipio de Muzo).

La pirofilita identificada, corresponde a una variedad $2M_1$ (monoclinica), cuyos planos basales indicadores son 9.28 Å (0 0 2), 4.58 Å (0 0 4) y 3.08 Å (0 0 6).

Tanto el cloritoide, como la pirofilita, siempre se han identificado juntos.

Los minerales de arcilla predominantes son de tipo 2:1, grupo de las micas principalmente illita $2M_1$; y grupo de cloritas, principalmente clorita triclinica de la variedad Fe-clinocloro (rico en hierro).

■ Microscopía

El cloritoide se presenta a manera de microporfiroblastos tabulares dispersos (FIGURA 4), ocasionalmente formando agregados radiales, con longitudes de hasta 400 μm, relieve de moderado a alto, y un pleocroismo moderado entre gris verdoso y azul verdoso. Según *Deer et al.*, (1982), éste pleocroismo responde a cloritoides de término ferrosos.

Algunos cristales se presentan fracturados, poiquiloblásticos (observados con aumentos >50X), y discordantes con los planos de foliación.

La inexistencia de una orientación preferente de los porfiroblastos de cloritoides en la roca, parece indicar que este mineral cristalizó en un campo de esfuerzos dirigidos muy débil o prácticamente nulo (isótropo).

Un análisis detallado de las inclusiones en los cloritoides, permite reconocer la presencia de cuarzo y clorita, la cual igualmente parece confinarse oca-

sionalmente hacia los bordes de los profiroblastos, seguramente formada por retrogradación.

■ Química Mineral

El uso de microsonda electrónica permitió caracterizar químicamente el cloritoide y el uso de imágenes con electrones secundarios facilitó observar relaciones texturales que difícilmente se observan con microscopía de luz transmitida.

La Tabla 1, resume la composición química de diferentes cristales de cloritoide del sector Peñas del Guazo (Municipio de Muzo). Uno de los rasgos químicos más llamativos, es el relativamente insignificante contenido de MnO y MgO.

Los datos químicos, al igual que lo señalado en el estudio óptico de luz transmitida, apuntan a que los cloritoides son de términos ferrosos. Las imágenes tomadas con retrodispersados, muestran una ausencia de zonación.

■ Implicaciones genéticas

El cloritoide es un mineral que se presenta en una gran variedad de contextos geológicos, como en rocas metapelíticas de bajo grado: desde aureolas de contacto y venas hidrotermales a regiones con metamorfismo de relaciones P/T alta (Ganguly, 1969; Winkler, 1979). La presencia de este mineral, aunque es poco frecuente, resulta ser un hecho muy importante, dado que su campo de estabilidad permite hacer aproximaciones sobre sus condiciones de formación.

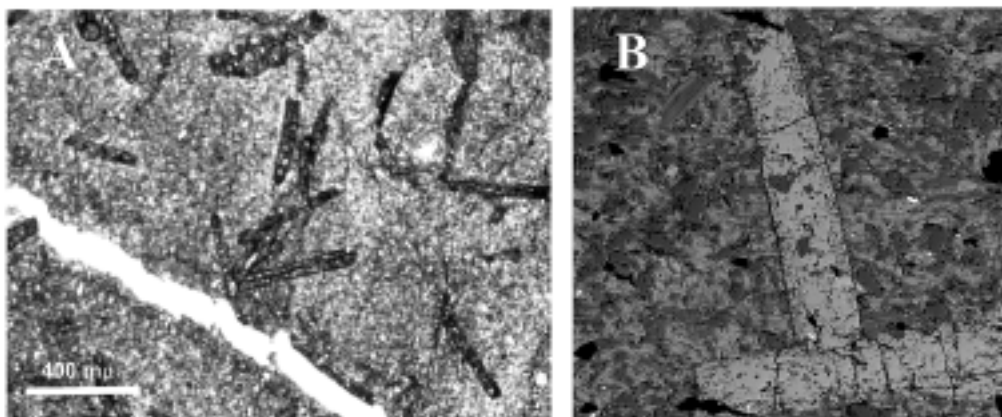
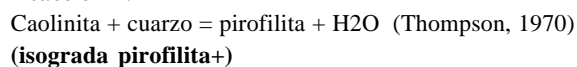


FIGURA 4. Aspecto del cloritoide al microscopio óptico en nícoles paralelos (A) y en electrones secundarios (B). Los círculos en la imagen 4B indican las áreas donde se analizó la química mineral reportada en la Tabla 1.

Diferentes estudios de rocas con cloritoide (Thompson y Norton, 1968; Hoschek, 1969; Frey y Wieland, 1975; Baltatzis, 1980; Paradis *et al.*, 1983; Ashwoth y Evirgen 1984; Milovanovic *et al.* 1994; Bucher y Frey, 1994, Fox y Winkler, 1997; Mantilla-Figueroa *et al.*, 2005), apuntan a que este mineral puede formarse en ambientes isoquímicos (sistema cerrado) o en ambiente aloquímico (sistema abierto).

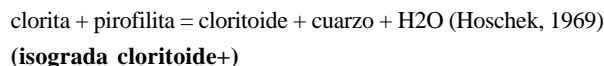
Si se asume la existencia de un sistema pelítico, el comienzo del metamorfismo daría lugar a las siguientes reacciones sucesivas, a T creciente:

Reacción 1:



y,

Reacción 2:

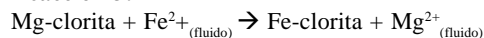


Sin embargo, sobre este particular hay que tener presente que la reacción 1 es de tipo discontinuo y por tanto univariante (L=1). La reacción 2 es de tipo continuo (reacción discontinua + reacción de intercambio) (L=2 en el sistema FMASH). Esta última reacción ha sido propuesta en otras regiones para explicar la formación del cloritoide (p.ej., Paradis *et al.*, 1983). Sin embargo, para utilizar las reacciones mencionadas como explicación de la presencia de la

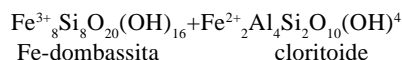
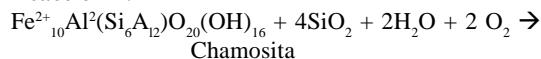
cloritoide y la pirofilita en un sistema rocoso cerrado (sistema esencialmente isoquímico), se espera que debiera existir una zona externa con caolinita, una zona interna con pirofilita y una zona central (núcleo de la anomalía termal), con cloritoide. Aspecto que aún se desconoce en el área de estudio.

Por otro lado, existen otras explicaciones que apuntan a la formación del cloritoide y la pirofilita en ambientes donde tienen lugar reacciones fluido/roca en sistema abierto (metamorfismo aloquímico). Los argumentos utilizados, básicamente se fundamentan en la variación química (dentro y fuera de las zonas con estos minerales metamórficos) que sufren las cloritas y las rocas (Barnicoat *et al.*, 1997a,b; Fox y Winkler, 1997; Mantilla-Figueroa *et al.*, 1999). Las posibles reacciones sugeridas en Mantilla-Figueroa (1999), serían las siguientes (suponiendo que el Aluminio se haya comportado como un componente inmóvil durante la interacción fluido/roca):

Reacción 3:



Reacción 4:



Por otro lado, según Bucher y Frey (1994), a temperaturas más altas (entorno a los 510°C), el cloritoide reaccionaría con la clorita y el cuarzo para formar

Tabla 1. Composición química de los cloritoides analizados por microsonda electrónica

Elemento	Análisis	
	1	2
SiO ₂	24.294	24.717
Al ₂ O ₃	41.001	39.880
FeO	25.601	25.872
MnO	0.381	0.401
MgO	1.044	1.251
CaO	0.002	0.009
Na ₂ O	0.001	0.013
K ₂ O	0.018	-
TiO ₂	0.023	-
NiO	-	0.064
Cr ₂ O ₃	0.040	0.026
P ₂ O ₅	0.092	0.053
Cl	0.004	0.006
Total	92.500	92.291

granate tipo almandino. Sin embargo, a temperaturas más bajas, este mineral presenta amplios rangos de temperatura. Según Ashwoth y Evirgen (1984), en un estudio realizado en los 'mantos' de Lycian, en el suroeste de Turquía, señalan temperaturas del orden de $350^{\circ}\text{C}\pm 30^{\circ}\text{C}$, para un sector con presencia de cloritoide y pirofilita con calcita y dolomita. Indicando igualmente, que la actividad del agua en la estabilidad de la pirofilita, debió de ser moderada a alta, en este sector. Este mismo rango (entorno a 350°C) de temperatura de formación del Cloritoide es reportada en el trabajo de Milovanovic *et al.* (1994), para rocas en la zona de Morava (sector más oriental del macizo Serbio-Macedonio), atribuyendo su formación a procesos de alteración por infiltración de fluidos hidrotermales durante el metamorfismo a nivel de un amplio sector. Rangos de temperatura similares (entorno a 370°C) para la formación del Cloritoide han sido reportadas por Casquet *et al.*, (1992) y Mantilla *et al.*, (2005), para la cuenca de Cameros (España) y por Barnicoat *et al.* (1997a, b) y Fox y Winkler (1997), para la cuenca aurífera de Witwatersrand en Sudáfrica (300 y 370°C).

Debido a que hasta el momento no existen suficientes datos geotermométricos precisos, ni un estudio entorno a la zonalidad metamórfica del área de trabajo, solo se resalta que la formación del cloritoide debió tener lugar durante un evento termal en condiciones de metamorfismo de grado bajo. La pregunta sobre su edad y formación en un sistema cerrado (por flujo de calor regional) o en un sistema abierto (transporte de calor por infiltración de fluidos hidrotermales) y su correspondiente estructura termal, es otro aspecto que en este caso queda pendiente por resolver. Sin duda alguna, las respuestas a las dudas mencionadas, podrían aportar nuevos elementos de discusión para relacionar o no con el tema de la génesis de las esmeraldas Colombianas.

CONCLUSIONES

Las rocas Cretácicas de las formaciones Pacho, Capotes y Tablazo (de edad Aptiano-Albiano), aflorantes en el área del cinturón esmeraldífero occidental (sectores Quípama- Muzo), presentan como minerales metamórficos pirofilita y cloritoide, los cuales son indicadores de un ambiente de metamorfismo de grado bajo.

Las condiciones de formación del cloritoide, reportadas para otras regiones del mundo, apuntan a temperaturas entorno a 350°C .

Aunque los depósitos de esmeraldas solo se reportan en unidades estratigráficas más antiguas (Formación Rosablanca, de edad Valanginiano y Formación Muzo, de edad Hauteriviano-Barremiano), resulta muy curiosa la similitud entre el rango de temperatura de formación del Cloritoide, y aquellas señaladas como temperaturas de formación de las esmeraldas Colombianas (igualmente entorno a 350°C).

Aunque en la actualidad no existen evidencias que permitan establecer una relación entre estos dos eventos termales (formación de cloritoides y esmeraldas), se hace necesario profundizar en éste sentido.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan un profundo agradecimiento al Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) y a la Universidad Industrial de Santander (UIS), entidades que auspiciaron el desarrollo de este trabajo a través del proyecto de Investigación relacionado con el estudio del Cinturón Esmeraldífero Occidental (Cordillera Oriental de Colombia).

Asimismo, se expresa un profundo agradecimiento a Edwin Peña, por su colaboración en la toma de fotografías durante los estudios de microscopía óptica.

REFERENCIAS

- Ashworth, J. R., Evirgen, M. M., (1984). Mineral chemistry of regional chloritoid assemblages in the Chlorite Zone, Lycian Nappes, South-west Turkey. *Mineralogical Magazine*. Vol. 48. 347. Pp. 159-165.
- Baltatzis, E., (1980). Chloritoid-forming reaction in the eastern Scottish Dalradian: a possibility. *N. Jah. Mine. Ab.* 7. Pp. 306-313.
- Barnicoat, A. C., Henderson, I. H. C., Knipe, R. J., Yardley, B. W. D., Napier, R. W., Fox, N. P. C., Kenyon, A. K., Muntingh, D. J., Strydom, D., Winkler, K. S., Lawrence, S. R., Cornford, C., (1997a). Hydrothermal gold

mineralization in the Witwatersrand basin. *Nature*. Vol. 386. Pp. 820-824.

■ Barnicoat, A. C., Henderson, I. H. C., Napier, R. W., Knipe, R. J., Kenyon, A. K., (1997b). Paragenetic and structural studies of Witwatersrand gold reefs. In: *Geofluids II. Second International Conference on fluid Evolution, Migration and Interaction in Sedimentary Basin and Orogenic Belts*. Pp. 428-431.3

■ Bucher, K., Frey, M., (1994). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag ed. Pp. 1-318.

■ Casquet, C., Galindo, C., González Casado, J. M., Alonso, M., Mas, R., Rodas, M., García, E., Barrenechea, J. F., (1992). El metamorfismo en la cuenca de los Cameros. *Geocronología e Implicaciones tectónicas*. *Geogaceta*, 11. Pp. 22-25.

■ Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., (1982). *Rock-forming minerals. Orthosilicates*. 1A. Longman. Pp. 1-919.

■ Fox, N., Winkler, S., (1997). Hydrothermal alteration of the Witwatersrand Basin. In: *Geofluids II. Second International Conference on fluid evolution, migration and interacion in Sedimentary Basin and Orogenic Belts*. Pp. 440- 443.

■ Frey, M., Wieland, B., (1975). Chloritoid in authochthon-parautochthonen sedimenten des Aamasius. *Sch. Min. Petrol*. 8. Pp. 268-282.

■ Ganguly, J., (1969). Chloritoid stability and related parageneses: theory, experiments, and applicatios. *Am. Journal of Science*. Vol.267. Pp. 910-944.

■ Hoschek, G., (1969). The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks: *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 22. Pp. 208-232.

■ Mantilla Figueroa, L. C., Casquet, C., Galindo, C., Mas, R., (2005). El metamorfismo hidrotermal Cretácico y Paléogeno en la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica, España). *Zubia Monográfico. Revista de Ciencias*. No. 14 (2002), Logroño (España-2002). pp. 143-154.

■ Mantilla Figueroa, L.C., (1999). El Metamorfismo hidrotermal de la Sierra de Cameros (La Rioja-España): *Petrología, Geoquímica y Contexto Estructural de los procesos de interacción fluido-roca*. Ph. D. Tesis. Pp. 1-361.

■ Milovanovic, D., Milosavljevic, M., Kalenic, M., Marchig, V., (1994). Ocurrance of chloritoid and pyrophyllite in metaclastic rocks of Morava Zone. *Geologica Balcanica*, 24. 3. Pp. 31-38.

■ Paradis, S., Velde, B., Nicot, E., (1983). Chloritoid-Pyrophyllite-Rectorite Facies Rocks from Brittany, France. *Contrib. Mineral. Petrol*. 83. Pp. 342-347.

■ Reyes, G., Montoya, D., Terraza, R., Fuquen, R., Mayorga, M., (2006). *Memoria Geología del Cinturón Esmeraldífero Occidental*. INGEOMINAS. Pp. 1- 42.

■ Thompson, A. B., (1970). A note on the Kaolinite-pyrophyllite equilibrium. *American Journal of Science*. 268. Pp. 454-458.

■ Thompson, J. B., Norton, S. A., (1968). Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas. In: *Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime*, ed. Zen, E-an, Interscience, New York. Pp. 319-327.

■ Winkler, H. G. F. (1979). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 5 edic. Springer-Verlag, New York.

Trabajo recibido: septiembre 19 de 2006

Trabajo aceptado: noviembre 3 de 2006

