

**CARACTERIZACIÓN Y SIGNIFICADO DEL CLORITOIDE EN ROCAS
CRETÁICAS DE LA CORDILLERA ORIENTAL DEL SECTOR MUZO-
QUIPAMA (DEPARTAMENTO BOYACÁ, COLOMBIA)**

EDWIN ROMÁN PEÑA NIEVES

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2007**

**CARACTERIZACIÓN Y SIGNIFICADO DEL CLORITOIDE EN ROCAS
CRETÁICAS DE LA CORDILLERA ORIENTAL DEL SECTOR MUZO-
QUIPAMA (DEPARTAMENTO BOYACÁ, COLOMBIA)**

EDWIN ROMÁN PEÑA NIEVES

Proyecto de grado presentado como requisito para optar al título de Geólogo

Director

LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA

Geólogo Ph. D.

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS**

ESCUELA DE GEOLOGÍA

BUCARAMANGA

2007

*Dedico este trabajo a mi madre
quien ha sido la luz que siempre
ha alumbrado mi camino, y a
Nata por ser la fuerza que me
impulsa a seguir adelante.*

AGRADECIMIENTOS

El autor expresa sus agradecimientos a:

Al Geologo PhD Luis Carlos Mantilla Figueroa, por ser mi director y mi guía durante la realizacion de este trabajo y por haber confiado en mí,

A Diana Montoya y a todo el equipo de INGEOMINAS por su apoyo y su disponibilidad,

A Alejandro Silva Arias por estar siempre pendiente del grupo,

A Natica por su apoyo y su entrega en este trabajo.

CONTENIDO

RESUMEN.....	XIV
ABSTRACT.....	XV
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS.....	3
2.1. OBJETIVO GENERAL.....	3
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
3. METODOLOGÍA.....	5
3.1. MICROSCOPIA.....	5
3.1.1. Microscopía óptica.....	5
3.1.2. Microscopía Electrónica.....	6
3.2. DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX).....	9
3.2.1 Difractómetro Rigaku modelo RINT 2000, INGEOMINAS, seccional Cali9	
3.2.1 Difractómetro Rigaku modelo D/MAX IIIB, UIS, Escuela de Química....	11
4. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	13
4.1 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.....	13
4.2 INFRAESTRUCTURA VIAL Y URBANA.....	14
4.3 ASPECTOS GEOGRÁFICOS.....	14
5. ANTECEDENTES.....	16
5.1 CONTEXTO REGIONAL.....	16
5.2 MARCO GEOLÓGICO LOCAL.....	18
5.2.1. Arquitectura estratigráfica.....	20
5.2.1.1 Formación Capotes (Aptiano tardío – Albiano temprano).....	21
5.2.1.2 Formación Tablazo (Albiano temprano).....	22
5.2.1.3 Formación Pacho (Albiano medio – tardío).....	23
5.2.2. Aspectos Estructurales.....	24
5.3 ESTUDIOS ANTERIORES ENTORNO AL TEMA DEL CLORITOIDE.....	27
6. RESULTADOS.....	28
6.1 GENERALIDADES GEOLÓGICAS.....	28
6.1.1 Tipos de Rocas.....	31
6.1.2 Estructuras de deformación.....	32
6.2 PETROGRAFÍA.....	36
6.2.1 Muestra VC 184 001.....	37
6.2.1 Muestra IGM 1201321.....	40
6.2.3 Muestra IGM 1201322.....	42
6.2.4 Muestra IGM 1201323.....	43
6.2.5 Muestra IGM 1201324.....	45
6.2.6 Muestra IGM 1201327.....	47
6.2.7 Muestra IGM 1201330.....	49
6.2.8 Muestra IGM 1201331.....	50

6.2.9 Muestra IGM 1201332	53
6.2.10 Muestra IGM 1201333	54
6.2.11 Muestra IGM 1201334	56
6.2.12 Muestra MB 189026 1	57
6.2.13 Muestra MB 189027 1	59
6.2.14 Muestra LME 057 001	61
6.2.15 Muestra LME 058 001	63
6.2.16 Muestra LME 059 001	64
6.2.17 Muestra LME 063 001	65
6.2.18 Resumen del estudio petrográfico	67
6.2.19 Mapa de distribución de subfacies metamórficas	68
6.3 ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)	69
6.4 ANÁLISIS DE QUÍMICA MINERAL	72
6.4.1 Cálculo de la fórmula química a partir del porcentaje en peso de óxidos principales.....	75
6.4.1.1 Muestra: LME 063001 Análisis 1	75
6.4.1.2 Muestra: MB 189026 Análisis 13	76
6.4.1.3 Muestra: MB 189027 01 Análisis 15	77
6.4.2 Clasificación química del cloritoide	77
6.5 CONDICIONES FÍSICAS DEL METAMORFISMO.....	79
6.5.1. Consideraciones preliminares.....	79
6.5.2 Paragénesis mineral	90
6.5.3 Clasificación y geotermometría de cloritas	90
6.5.3.1 Datos físico-químicos derivados del análisis químico de las cloritas ..	94
6.6 ZONALIDAD METAMÓRFICA PROPUESTA	95
6.7 DETERMINACIÓN DEL TIPO DE METAMORFISMO	97
6.7.1 Evidencias de campo.....	97
6.7.2 Evidencias petrográficas.....	98
6.7.3 Evidencias de química mineral	98
7. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	100
7. CONCLUSIONES	102
8. RECOMENDACIONES	104
9. BIBLIOGRAFÍA	105

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Especificaciones técnicas del equipo de difracción INGEOMINAS, seccional Cali.....	10
Tabla 2. Parámetros de medición de muestras de polvo desorientadas.....	11
Tabla 3. Especificaciones técnicas del equipo de difracción UIS	12
Tabla 4. Muestras seleccionadas para estudio petrográfico	36
Tabla 5. Análisis cuantitativo y cualitativo de minerales desorientados por DRX. Modificado de Mojica, 2007. Ver mapa ubicación de muestras, Figura 34	70
Tabla 6. Resultados de análisis de DRX. Muestra MB 189 026 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 34).....	71
Tabla 7. Análisis de química puntual. Muestra MB 189026 1	74
Tabla 8. Análisis de química puntual. Muestra LME 063 001	74
Tabla 9. Análisis de química puntual. Muestra MB 189027 1	74
Tabla 10. Cálculo del número de cationes.....	75
Tabla 11. Cálculo del número de cationes.....	76
Tabla 12. Cálculo del número de cationes.....	77

Tabla 13. Composición química promedio de una lutita pelágica. Tomado de Gómez, 2006	84
Tabla 14. Resultados de geotermometría y clasificación de cloritas.....	93

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 . 1a) Microsonda JEOL del Centro de Microscopía Electrónica Luís Bru (Madrid, España); 1b) Microsonda Cameca MBX del Electrón Microprobe Laboratory en Arizona University (Tucson, Arozona, EE.UU) y; 1c) Esquema ilustrativo de los componentes de la microsonda Cameca.	7
Figura 2. (a) Difractómetro Rigaku, (b) <i>Platina</i> TH600 marca: LINKAM. INGEOMINAS, Seccional Cali.	10
Figura 3. Difractómetro RIGAKU modelo D/MAX IIIB. UIS.	11
Figura 4. Localización del Cinturón Esmeraldífero Occidental. Tomado de Reyes <i>et al.</i> , (2006).....	13
Figura 5. Geología de las planchas 169, 170, 189 y 190 del IGAC (Tomada de INGEOMINAS, 2006).....	19
Figura 6. Mapa estructural generalizado del Cinturón Esmeraldífero Occidental. .	25
Figura 7. Muestra de mano con presencia de cloritoide. (Muestra LME 061 001, Ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)	29
Figura 8. Muestra de mano con presencia de cloritoide. LME 063 001(ver mapa ubicación de muestras, Figura 15).....	30
Figura 9. Presencia de pizarrosidad, revelada por la partición de rocas en lápiz. Afloramiento LME 062 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)	33

Figura 10. Intersección de planos de isotropía S1 y S2, indicados por la dirección de la libreta y el martillo. Afloramiento LME 061 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15).....	34
Figura 11. Estructura sigmoidal generada por cizallamiento. Afloramiento LME 059 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15).....	34
Figura 12. Venilla de calcita en una matriz constituida por cuarzo e illita. Muestra IGM 120 1327. Aumento de objetivo 40x, aumento de ocular 10x (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15).....	35
Figura 13. Laminación ondulosa con presencia de bolsones conformados por pirofilita. Muestra LME 059 001. Aumento de objetivo 40x, aumento de ocular 10x (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15).....	35
Figura 14. Microfalla cortando cristales de cloritoide, los cuales sufren una traslación de algunas micras. Muestra MB 189 001. Aumento de objetivo 40x, aumento de ocular 10x (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)	36
Figura 15. Mapa de ubicación de muestras. Modificado de Reyes <i>et al.</i> (2006)....	37
Figura 16. Microfotografía de luz plana analizada mostrando cristales de cloritoide en contacto con cristales idioblásticos de ankerita. La segunda fotografía muestra un cristal de cloritoide en contacto con pirita. Aumento de objetivo de 40x y aumento de ocular de 10x. Muestra VC 184 001(ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)	39

Figura 17. Microfotografía de luz plana analizada mostrando cristales de cloritoide en contacto con un cristal de albita y clorita. Aumento de objetivo 40x, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201321 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15) 41

Figura 18. Microfotografía de luz plana analizada mostrando cristales de cloritoide en una matriz de cuarzo. Aumento de objetivo 40x, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201322 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15) 43

Figura 19. Microfotografía de luz plana analizada, mostrando cristal de cloritoide en contacto con clorita. Aumento de objetivo 40x y 10x respectivamente, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201323 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15) 45

Figura 20. Microfotografía de luz plana analizada mostrando fenocristales de cloritoide exhibiendo la macla Carsbad en una matriz de Illita mayoritariamente. Aumento de objetivo 10X, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201324 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15) 47

Figura 21. Microfotografía de luz plana analizada mostrando cristales de cloritoide en una matriz contituida fundamentalmente por oxidos de hierro, Cuarzo y Illita. ademas de ello en la microfotografía de la izquierda se puede apreciar una venilla de Calcita, visiblemente alterada. Aumento de objetivo 10X, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201327 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15) 48

Figura 22. Microfotografía de luz plana analizada mostrando la textura poiquilítica entre cristales de cuarzo incluidos en un cristal de cloritoide de albita y clorita. Aumento de objetivo 10x, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201330 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15) 50

Figura 23. Microfotografía de luz plana analizada mostrando algunos cristales de cloritoide en una matriz de cuarzo y micas. Aumento de objetivo 10x, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201331 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15).52

Figura 24. Microfotografías de luz plana analizada mostrando foliación planoparalela entre micas y óxidos de hierro. Aumento de objetivo 40x, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201332(ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)54

Figura 25. Microfotografía de luz plana analizada mostrando un cristal de Cloritoide en una matriz de Cuarzo y Micas, las cuales se encuentran en su mayoría orientadas. Aumento de objetivo 10x, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201333 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)55

Figura 26. Microfotografía de luz plana analizada en la izquierda y la derecha se observa un agregado de tres y dos cristales de cloritoide respectivamente en una matriz de micas con abundantes oxidos de hierro. Aumento de objetivo 10x, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201334 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)57

Figura 27. Microfotografía de luz plana analizada, mostrado cristales de cloritoide en agregado, en una matriz de illita y cuarzo. Aumento de objetivo 15x. aumento de ocular 10x. Muestra MB 189026 1 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)59

Figura 28. Microfotografía de luz plana analizada de fenocristales de cloritoide en una matriz de micas, y materia orgánica. En la izquierda se observa el cloritoide con colores de interferencias naranjas producidos por la oxidación del hierro, en la derecha un agregado múltiple de cloritoide exhibiendo la macla carsbad. Aumento

de objetivo 10x, aumento de ocular 10x. Muestra MB 189027 1 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15).....	61
Figura 29. Microfotografía que muestra un fenocristal de cloritoide en una matriz constituida por Micas y Material micritico. Aumento de objetivo 15x, aumento de ocular 10x. Muestra LME 057 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15) .62	
Figura 30. Microfotografía de luz plana analizado mostrando cristales de pirofilita en agregados radiales. Aumento de objetivo 10x, aumento de ocular 10x. Muestra LME 058 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)	63
Figura 31. Microfotografía de luz plana analizada mostrando laminación ondulosa formada por pirofilita y materia orgánica. Aumento de objetivo 40x, aumento de ocular 10x. Muestra LME 059 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15) .65	
Figura 32. Microfotografía de luz plana analizada mostrando cristales de cloritoide en agregado, exhibiendo macla Carlsbad en matriz de filosilicatos. Aumento de objetivo 10x, aumento de ocular 10x. Muestra LME 063 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15).....	67
Figura 33. Mapa de distribución de subfacies metamórficas. Modificado de INGEOMINAS, 2007.....	68
Figura 34. Mapa de ubicación de muestras analizadas por Difracción de Rayos X. Modificado de INGEOMINAS, 2007	69
Figura 35. Difractograma de la muestra MB 189 026 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 34).....	71

Figura 36. Microfotografías analizadas con microsonda electrónica (España). Se incluyen 4 imágenes de las más importantes para el desarrollo de la investigación. El número indica el análisis. Las imágenes a y b corresponden a la muestra MB189 026 1 y las imágenes c y d corresponden a la muestra LME 063 001(ver Tabla 7 y Tabla 8, respectivamente).....	73
Figura 37. Microfotografías analizadas con microsonda electrónica(Estados Unidos). Se incluyen 3 imágenes de las más importantes para el desarrollo de la investigación. Las imágenes e, f y g corresponden a la muestra MB 189 027 1. El número indica el análisis (ver Tabla 9)	73
Figura 38. Clasificación química del cloritoide. Muestra LME 063001 (ver Tabla 10)	78
Figura 39. Clasificación química del cloritoide. Muestra MB 189026 (ver TABLA 11)	78
Figura 40. Clasificación química del cloritoide. Muestra MB 189027 (ver Tabla 12)	79
Figura 41. Asociaciones minerales dentro de cada zona mineral en el metamorfismo regional barroviense de las rocas pelíticas pobres en Al de los Highlands escoceses. Estas rocas no desarrollan cloritoide. Tomado de Gómez, (2006).	81
Figura 42. Zonas de las pelitas. Mostrando asociaciones litológicas y microfábricas. La cristalinidad de la illita y otros indicadores en el progreso en el ciclo esmectita- illita-moscovita, son usados como índice de las zonas. (Tomado de Frey 1999).....	83

Figura 43. Diagrama AFM proyectado desde cuarzo, moscovita y H₂O en el que se muestra la posición de los minerales más comunes en las metapelitas y granitoides y tres composiciones de rocas representativas: los granitoides las pelitas pobres en Al y las pelitas ricas en Al. Los granitoides quedan entre la biotita y el feldespato potásico (que se proyecta en el infinito) y es por eso que su composición mineralógica típica es Qtz+ Ms + Bt + Kfs y por lo que no suelen desarrollar durante el metamorfismo minerales como el granate, la estauroлита o el cloritoide. Las lutitas, por el contrario, se sitúan por encima de la biotita, lo que hace que durante el metamorfismo progresivo se vean involucradas en gran cantidad de reacciones químicas que cambian su mineralogía de forma espectacular. Las lutitas pobres en Al se sitúan por debajo de la clorita, mientras que las ricas en Al lo hacen por encima. Esto hace que la sucesión de asociaciones minerales en un tipo y otro de metapelitas sea muy diferente. Tomado de Gómez, 2006.85

Figura 44. Línea piezotérmica correspondiente al metamorfismo orogénico de tipo barroviense. Esta línea corresponde a la serie de facies metamórficas de presión media o distena-sillimanita. Tomado de Miyashiro, 1961.87

Figura 45. Diagrama AFM para la zona de clorita. Las pelitas ricas en Al desarrollan la asociación caolinita (o pirofilita)+clorita y las pelitas pobres en Al la asociación clorita+feldespato potásico. La clorita puede tener cualquier relación Fe/Mg, tal vez exceptuando las composiciones más férricas. Tomado de Gómez, 2006.89

Figura 46. Clasificación de las cloritas según su cantidad de hierro Vs silicio. El número indica el número de análisis (ver Tabla 7, Tabla 8 y Tabla 9).....93

Figura 47. Distribución de las isógradas de la pirofilita y el cloritoide, se distinguen así mismo dos zonas; sector I a la izquierda, acotado por una línea roja punteada y

el sector II a la derecha, enmarcado por una línea azul continua. Modificado de INGEOMINAS, 2006.95

Figura 48. (Figura 48a) Muestra en primera instancia una foto de la apariencia de una sección delgada, con presencia de venillas, en la segunda microfotografía (Figura 48b) se ve la apariencia de la vena observada en un microscopio de luz transmitida analizada. La segunda imagen muestra cristales de cloritoide y cuarzo.98

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1. Pasos para la determinación de temperatura de formación de cloritas realizados por el geotermómetro de Reches

RESUMEN

TÍTULO: CARACTERIZACIÓN Y SIGNIFICADO DEL CLORITOIDE EN ROCAS CRETÁICAS DE LA CORDILLERA ORIENTAL DEL SECTOR MUZO-QUIPAMA (DEPARTAMENTO BOYACÁ, COLOMBIA)

AUTOR: Edwin Román Peña Nieves**

PALABRAS CLAVES: Cloritoide, Cordillera Oriental, Cretácico, Metamorfismo.

DESCRIPCIÓN:

El hallazgo del cloritoide en rocas del Cretácico inferior en el cinturón esmeraldífero occidental, más concretamente en sectores de los municipios de Muzo y Quípama, muestran que estas rocas sufrieron un metamorfismo de grado muy bajo, perteneciente a la facies subesquistos verdes. Por medio de estudios petrográficos se pudo determinar como paragénesis generalizada Illita + Cuarzo + Cloritoide ± Clorita ± Albita ± Pirofilita, lo cual permite ubicar estas rocas en la zona de la clorita. Por medio de estudios de química mineral en la microsonda electrónica se pudo clasificar a este mineral como un cloritoide rico en hierro y usando la composición química de las cloritas, con fines geotermométricos, se determinó una temperatura de $340 \pm 15^\circ\text{C}$ para el pico metamórfico. Evidencias de campo, petrográficas y de química mineral, apuntan a que el evento metamórfico responsable de la formación de los cloritoides, no se corresponde con un evento metamorfismo regional. Por el contrario, este evento parece estar relacionado con un evento termal localizado, el cual sólo afecta a las formaciones Tablazo (K1), Capotes (K1) y Pacho(K1-K2).

** Facultad de Ingenierías Físico – Químicas, Geología, Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa Geólogo Ph. D.

ABSTRACT

TITLE: CHARACTERIZATION AND MEANING OF THE CHLORITOID ON CRETACIC ROCKS OF THE EASTERN MOUNTAIN RANGE OF MUZO-QUIPAMA ZONE (BOYACA, COLOMBIA)

AUTHOR: Edwin Roman Peña Nieves**

KEY WORDS: Chloritoid, Eastern Mountain Range, Cretacic, Metamorphism

DESCRIPTION:

The finding of chloritoid on rocks of the inferior Cretacic in the western emerald belt, but concretely in the municipalities of Muzo and Quipama, shows that these rocks underwent a metamorphism of very low degree, pertaining to the facies green schists. By means of petrography studies could be determined like the generalized paragenesis: Illite + Quartz + Chloritoid ± Chlorita ± Albite ± Pirophillite, which allows to locate these rocks in the chlorite zone. By means of studies of mineral chemistry in the electronic microsoundings could be classified to this mineral like a rich chloritoid in iron and using geothermometry of Reches in neofomed chloritas. A temperature of $340\pm 15^{\circ}\text{C}$ was determined for the metamorphic tip, evidences of field, petrography and of mineral chemistry, they reveal that these rocks underwent a hydrothermal metamorphism. Evidences of field, petrography and of mineral chemistry, aim at that the metamorphic event responsible for the formation of the chloritoids, does not correspond with an event of regional metamorphism. On the contrary, this event seems to be related to a located thermal event, which only affects the formations Tablazo (K1), Capotes(K1) and Pacho (K1-K2).

** Faculty of Physical and Chemical Engineerings, Department of Geology, Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa Geólogo Ph. D.

1. INTRODUCCIÓN

Este documento, es el resultado de un trabajo de pregrado 'modalidad investigación', desarrollado en el marco de un convenio de cooperación científica entre el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) y la Universidad Industrial de Santander (UIS). Este convenio (acuerdo específico 004 de 2005); aunque se focalizó especialmente en el estudio de las manifestaciones hidrotermales asociadas a las mineralizaciones esmeraldíferas del Cinturón Esmeraldífero Occidental de la Cordillera Oriental de Colombia; abrió un espacio (el presente trabajo de tesis de pregrado) para estudiar la presencia de unos cloritoides (minerales exclusivos de ambientes metamórficos), considerados neoformaciones en materiales Cretácicos de origen sedimentario.

La presencia del cloritoide en las Formaciones del Cretácico Inferior Tablazo, Capotes y Pacho; las cuales se encuentran suprayaciendo a la Formación Muzo (de edad Cretácico Inferior), considerada unidad hospedadora de los depósitos de esmeraldas en el área (al igual que la Formación Rosablanca); despertó una gran curiosidad en todo el grupo de investigación encargado del desarrollo del proyecto (Grupo de Investigación en Mineralogía, Petrología y Geoquímica de la UIS. MINPETGEO). La razón fundamental de esta curiosidad, es debido a la posible relación causa-efecto, que pudiera existir entre el evento metamórfico responsable de la formación del cloritoide, y el posible evento hidrotermal responsable de la formación de los depósitos de esmeraldas en el área.

Aunque muchas de las inquietudes planteadas desde el comienzo de éste trabajo, aún persisten, se espera que el aporte de éste trabajo sea fundamental para continuar profundizando en el estudio de esta problemática.

Los resultados de este trabajo de grado 'modalidad investigación, establecen que la formación del Cloritoide (de tipo rico en Fe) en el sector Muzo-Quípama, tuvo lugar durante un evento metamórfico de facies sub-esquistos verdes. Su formación, sugiere la presencia de una inversión termal en la secuencia sedimentaria Cretácica del área. Por otro lado, las condiciones de temperatura de formación del Cloritoide (entorno a 345°C), apunta a una gran similitud entre la temperatura de formación de este, y las temperaturas de formación de los depósitos esmeraldíferos.

Aunque hasta la fecha no ha sido posible establecer la relación de temporalidad entre estos dos eventos termales (formación del cloritoide y depósitos de esmeraldas), su posterior estudio y su posible relación en el contexto de una zonalidad termal, son temas de gran importancia científica y económica para nuestro país.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GENERAL

Estudiar la presencia de cloritoide en las rocas Cretácicas de la Cordillera Oriental, en el sector Muzo-Quípama (Departamento de Boyacá, Colombia).

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Recopilación y análisis de la bibliografía existente sobre el área de estudio, especialmente en lo relacionado con su contexto geológico regional y local.
- Revisar los distintos informes de campo realizados por estudiantes de la UIS en el año 2006 (en el marco de la asignatura Campo I), mapas y memorías geológicas elaboradas por personal del INGEOMINAS, entre otros, en aras de identificar en éstos documentos, posibles puntos donde previamente se haya reportado la presencia de cloritoide.
- Realizar una salida geológica al área de estudio, con fines de reconocimiento y muestreo.
- Realizar una revisión y selección de material rocoso, recolectado durante trabajos de campo anteriores (realizados tanto por la UIS, como por el INGEOMINAS), con el propósito de estudiar macroscópicamente su composición, textura y estructura.

- Estudiar la mineralogía y la petrografía de las rocas Cretácicas de las Formaciones Tablazo, Capotes y Pacho, en las cuales se considera se presenta el cloritoide.
- Analizar la composición química elemental del cloritoide, clorita y otros minerales asociados, mediante uso de microsonda electrónica, para fines de su caracterización y estudio de sus condiciones de formación.
- Establecer a la luz de los datos obtenidos, el significado de la presencia del cloritoide, en términos de su formación.

3. METODOLOGÍA

La metodología seguida para el logro de los objetivos anteriormente propuestos, consistió básicamente en tres fases: precampo, campo, laboratorio, interpretación de datos y elaboración del informe.

Debido a la mayor importancia que tuvo la fase de laboratorio en la obtención de los nuevos datos que se presentan en éste documento, a continuación se realizará una descripción más detallada de ésta.

Durante la fase de laboratorio, fundamentalmente se realizaron análisis de microscopía óptica, química mineral y difracción de Rayos X (DRX), fundamentalmente. A continuación se describe en detalle estos análisis.

3.1. MICROSCOPIA

3.1.1. Microscopía óptica

La descripción macroscópica de las muestras de mano, se realizó utilizando una lupa estereoscópica marca Stemi DV4, *Carl Zeiss* Jena. Esta descripción consistió en la determinación de las principales características macroscópicas de las rocas con cloritoide, tales como color, textura, estructura, composición mineralógica y clasificación, entre otros aspectos.

Los análisis petrográficos de 17 láminas delgadas seleccionadas para el presente estudio, se realizaron con ayuda de un microscopio de luz transmitida, marca Nikon *Eclipse-50i*, incorporado con cámara digital modelo DS-L1.

Estos equipos utilizados en los análisis de microscopía óptica de las muestras, hacen parte de los laboratorios de Arcillas (UIS-Sede Principal) y Microscopía Óptica (UIS-sede Guatiguará y Principal), pertenecientes a la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander (UIS).

La elaboración de las láminas delgadas, destinadas a los estudios petrográficos, se realizó igualmente en el laboratorio de 'Preparación de muestras' de la Escuela de Geología. A la mayoría de las láminas delgadas no se les puso cubreobjetos, dado que éstas serían sometidas igualmente a análisis con microscopía electrónica.

3.1.2. Microscopía Electrónica

Los análisis de química mineral, fueron realizados en el Centro de Microscopía Electrónica Luís Bru, ubicado en Madrid (España), empleando una microsonda electrónica JEOL, modelo JXA 8900 M, dotada de cuatro espectrómetros (Figura 1a), y en NAU Electron Microprobe Laboratory, College of Engineering & Natural Sciences, Northern Arizona University (USA) en el que se empleó una microsonda marca Cameca MBX Microprobe figuras 1b y 1c.

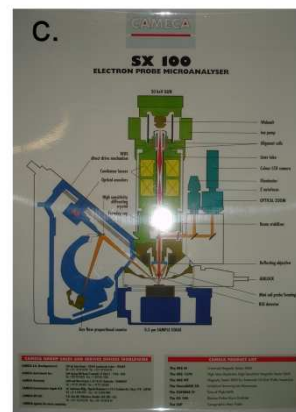


Figura 1 . 1a) Microsonda JEOL del Centro de Microscopía Electrónica Luís Bru (Madrid, España); 1b) Microsonda Cameca MBX del Electrón Microprobe Laboratory en Arizona University (Tucson, Arozona, EE.UU) y; 1c) Esquema ilustrativo de los componentes de la microsonda Cameca.

Para este análisis las muestras fueron preparadas como secciones delgadas en el laboratorio de muestras de la Universidad Industrial de Santander, empleando la misma metodología para la preparación de secciones delgadas, con la diferencia de que no se les pegó cubreobjetos y fueron pulidas con alúmina de $1\mu\text{m}$ y $0,005\mu\text{m}$; con el objetivo de dejar su superficie lo mas pulida posible ya que ésta sería bombardeada por electrones.

En el análisis por microsonda electrónica, Los electrones incidentes normalmente tienen una energía cinética de 10-30 KeV (un eV es la energía asociada con un cambio de 1 voltio en el potencial de un electrón), y penetra la muestra a una profundidad del orden de $1\mu\text{m}$, extendiéndose lateralmente a una distancia

similar. Esto impone un límite inferior para el volumen analizado y por tanto para la resolución espacial.

La mejora de la resolución mediante la reducción de la energía del electrón es generalmente impracticable ya que éstos deben poseer suficiente energía para conseguir una excitación eficiente de rayos X. En los análisis de microsonda, el espectro de rayos X es grabado con un espectrómetro de dispersión de longitudes de onda (*wavelength-dispersive spectrometers, WDS*), o de dispersión de energía (*energy-dispersive spectrometers, EDS*).

El primero utiliza un cristal difractor que actúa como un monocromador, seleccionando una longitud de onda cada vez, dependiendo del ángulo de incidencia de los rayos X. Muchos instrumentos tienen dos o más espectrómetros con cristales que cubren diferentes rangos de longitudes de onda. Los espectrómetros de energía dispersiva emplean detectores complementarios de rayos X en estado sólido y para algunos objetivos han reemplazado a los WDS. Los EDS graban el espectro completo simultáneamente, se analiza la altura del pulso electrónico para tipos de pulsos producidos en el detector de acuerdo con la energía de los rayos X.

La platina portadora de muestras aloja normalmente varias muestras y estándares. Las muestras son siempre redondas o rectangulares con dimensiones típicas del orden de 2 o 3cm. Los patrones pueden ser montados individualmente o agrupados en soportes de tamaño normalizado. Se requiere que las muestras sean gruesas y estén pulidas, y que sean situadas en un sitio plano. Lo normal es fijar el foco del microscopio óptico acoplado y usar un fino ajuste de la platina en la dirección z para enfocar. Esto asegura que la posición de la fuente de rayos X es constante, lo cual es especialmente importante para espectrómetros de dispersión de longitudes de onda. En la actualidad, mediante ordenadores se controla la posición x e y, y los movimientos en z. Esto posibilita el análisis de un gran

número de puntos sin intervención del operador, usando coordenadas previamente almacenadas.

3.2. DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

La preparación de muestras para análisis mediante DRX, se realizó en las instalaciones del laboratorio de arcillas de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander. Para tal fin, las muestras fueron sometidas a un proceso de triturado, pulverizado y secado alcanzando un tamaño de grano menor a 2 μ m. Posteriormente, éste material (agregado desorientado) fue analizado con un equipo Rigaku modelo RINT 2000 (Figura 2), localizado en las instalaciones del INGEOMINAS, seccional Cali, así como con el equipo RIGAKU modelo D/MAX IIIB (Figura 3) de la Escuela de Química de la Universidad Industrial de Santander.

3.2.1 Difractómetro Rigaku modelo RINT 2000, INGEOMINAS, seccional Cali

La interpretación de los difractogramas se llevó a cabo con ayuda de un software distribuido por JCDPS. Las especificaciones técnicas del equipo de difracción de rayos X empleado, se describen en la tabla 1.



Figura 2. (a) Difractómetro Rigaku, (b) *Platina* TH600 marca: LINKAM. INGEOMINAS, Seccional Cali.

Unos 20 gramos de muestra, pulverizada manualmente con un mortero cerámico, fueron utilizados para el análisis de DRX. Las mediciones realizadas con el propósito de determinar la composición mineralógica de las muestras de rocas se realizaron bajo los parámetros indicados en la Tabla 2.

Tabla 1. Especificaciones técnicas del equipo de difracción INGEOMINAS, seccional Cali

Goniómetro	RINT2000, de ángulo amplio, 185°
Portamuestra	Estándar de aluminio
Monocromador	Automático, 3.3539
Rendijas DS	1°
Rendijas SS	1°
Rendijas RS	0,15mm
Contador	Contador de centelleo

Tabla 2. Parámetros de medición de muestras de polvo desorientadas

Modo de escaneo	2 Theta / Theta
Unidad X	Grados
Unidad Y	cuentas por segundo (cps)
Inicio	2.00°
Parada	30.00°
Muestreo (step)	0.015°
Velocidad	3°/minuto
Voltaje	40kV
Amperaje	30mA

3.2.1 Difractómetro Rigaku modelo D/MAX IIIB, UIS, Escuela de Química

La muestra fue pulverizada en un mortero de ágata y llevada a un tamaño de 38 μ m (400mesh). El espécimen seleccionado de la muestra fue montado en un portamuestra de aluminio de *zero background*. Las condiciones del difractómetro se observan en la Tabla 3.



Figura 3. Difractómetro RIGAKU modelo D/MAX IIIB. UIS.

Tabla 3. Especificaciones técnicas del equipo de difracción UIS

Voltaje	30(kV)
Corriente	15(mA)
Rendijas (Slits) DS	1.0°
RS	0.3mm
SS	1.0°
Muestreo	0.02° 2theta
Rango de Medición	2-70° 2theta
Radiación	CuKa1
Monocromador	Grafito
Tipo de barrido	continuo
Velocidad de barrido	1.2°/minuto

4. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

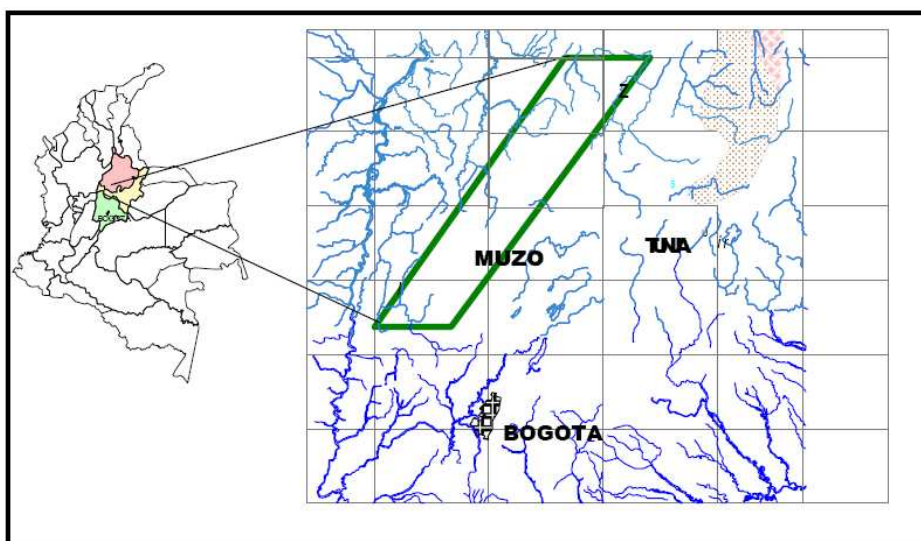


Figura 4. Localización del Cinturón Esmeraldífero Occidental. Tomado de Reyes *et al.*, (2006)

El área de estudio hace parte del cinturón esmeraldífero occidental de la Cordillera Oriental de Colombia. Entre las localidades con mayor número de población, destacan: Muzo, Quípama, Otanche y San Pablo de Borbur, del departamento de Boyacá; y Yacopí y La Palma del departamento de Cundinamarca. El área objeto de este trabajo, se proyecta en parte de las planchas 169 y 189 (a escala 1:100.000, del Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC).

Los Municipios de Muzo y Quipama se encuentran localizados al noroccidente del departamento de Boyacá a 154Km de Tunja. El área de estudio se encuentra acotada por las coordenadas $x=1101845$, $y=988796$ y $x=1105262$, $y=1000466$

Estos municipios se encuentran en el piedemonte de la cordillera, lo que marca una tendencia topográfica montañosa y relieve moderado a fuerte. El drenaje característico de la zona es subparalelo y subdendrítico de densidad media y se muestra el desarrollo de valles juveniles. Los ríos de la cartografía mencionada pertenecen a la cuenca hidrográfica del río Magdalena.

4.2 INFRAESTRUCTURA VIAL Y URBANA

La red vial existente en la zona une a los municipios presentes en la región, pero ésta se ve bastante afectada por las lluvias que provocan deslizamientos y deterioro generalizado debido a la falta de obras que impidan tales daños y a un adecuado mantenimiento de las mismas.

Existe relativamente buena red vial en la zona cartografiada que une los municipios presentes en la zona. Estos se localizan en los departamentos de Santander (La Belleza, Florián, Albania, Tunungua), Boyacá (Muzo, Otanche, Quípama, La Victoria, Pauna, Briceño, San Pablo de Borbur) y Cundinamarca (La Palma, Caparrapí, Yacopí, Topaipí). El acceso al área se puede hacer por la vía Bogotá-Chiquinquirá-Pauna-San Pablo de Borbur, Bogotá-Chiquinquirá-Briceño-Florián-La Belleza o Bogotá-Chiquinquirá-Saboyá-Florián; a la plancha 189-III-D se puede llegar por la vía Bogotá-Pacho-La Palma o Bogotá-Útica-Caparrapí-La Palma.

4.3 ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La zona de estudio es caracterizada por un relieve moderado a fuerte, el cual se clasifica como montañoso mixto de origen estructural – denudativo. Entre las más importantes geofomas que determinan el terreno se encuentran el sinclinal El

Almendro, el sinclinal de Muzo, el anticlinal de Muzo, la falla del Río Minero, la falla Itoco y la falla Peñas Blancas. Se presenta un drenaje subparalelo y subdendrítico de densidad media, con desarrollo de valles juveniles. Los ríos que drenan esta área pertenecen a la cuenca hidrográfica del río Magdalena. Los más importantes son los ríos Canutillo, Ibacapí, Piedras, Minero, Chinche, Tambrias, Murca y Patá.

El clima de esta región se clasifica como cálido húmedo en las zonas más bajas y en las zonas más altas se clasifica como templado húmedo a muy húmedo. La temperatura media anual en las zonas más altas oscila entre los 18°C y los 24°C, y en las zonas bajas es superior a los 24°C. En toda la zona se presenta una precipitación anual entre 2500 y 4500 mm/año, distribuidos en 150 a 250 días de lluvia al año, con temporadas de lluvia marcadas en Abril-Mayo y en Octubre-Noviembre, aunque los periodos intermedios no son completamente secos (recursos electrónicos R-HydroNET v1.0 y Definiciones Pertinentes a la Variable).

5. ANTECEDENTES

Con el fin de hacer claridad en el problema expuesto en el marco de el presente trabajo de grado, se expondrá a continuación un resumen con los aspectos más relevantes de la geología en la zona de trabajo, tanto a nivel regional como local, haciendo especial énfasis en la parte estructural estratigráfica y litológica.

5.1 CONTEXTO REGIONAL

La geología se caracteriza por su basamento constituido por rocas ígneas y metamórficas de edad Precámbrico y Paleozoico, el cual ha sufrido múltiples episodios deformativos durante eventos orogénicos pre-Mesozoicos. Este basamento está suprayacido por una secuencia sedimentaria de gran espesor, de edad Mesozoico y Cenozoico, las cuales, a su vez, han sido fuertemente deformadas durante el Neógeno por fallamientos y plegamientos (Taboada *et al.*, 2000).

El Valle del Magdalena, la Cordillera Oriental y los Llanos Orientales constituyeron una cuenca sedimentaria importante desde el Triásico hasta el Mioceno Medio. El desarrollo de la cuenca se inicio durante el Triásico hasta principios del Cretácico con una megasecuencia synrift relacionada a la separación de Norte y Sur América en el proto-Caribe. El desarrollo de la cuenca continuó durante el Cretácico en un ambiente tectónico de back-arc al este de la subducción Andina con un predominio de una sedimentación marina (Cooper *et al.*, 1995).

La invasión marina de principios del Cretácico tuvo lugar en lo que hoy es la parte central de la Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena, indicando que ésta zona constituyó un gran depocentro durante ésta época y por lo que muestran las reconstrucciones paleogeográficas realizadas por Etayo *et al.*, (1997), ésta condición se mantuvo durante la mayor parte del Cretácico Inferior.

La deposición marina fue interrumpida durante el Maastrichtiano Superior debido a la acreción final de los fragmentos de corteza oceánica de la Cordillera Occidental, ésta fase inicial pre-Andina provocó deformación en el Valle Superior del Magdalena y el segmento sur de la Cordillera Oriental (Cooper *et al.*, 1995 y Taboada *et al.*, 2000). Durante el Eoceno Temprano a Medio se presentó otra fase tectónica que provocó cabalgamientos y plegamientos con vergencia hacia el oeste en el Valle Medio del Magdalena (Taboada *et al.*, 2000), ésta deformación terminó la depositación de sedimentos a través de Colombia, pero los efectos posteriores de la carga reestablecieron la cuenca en la que se depositó la secuencia pre-Andina hasta el Mioceno temprano (Cooper *et al.*, 1995). Además a estas fases tectónicas, también se identifica una última fase pre-Andina durante Oligoceno más bajo, caracterizada por cabalgamientos y plegamientos a lo largo de los flancos de la Cordillera Oriental (Branquet *et al.*, 1999 en Taboada *et al.*, 2000). Durante las fases del Eoceno-Oligoceno, probablemente ocurrió deformación transpresiva dextral a lo largo de los sistemas de fallas de Romeral y Salinas como resultado de la convergencia oblicua entre la placa Paleo-Caribe y el Noroeste de Suramérica. La acreción del terreno San Jacinto parece correlacionarse con estas fases deformativas (Duque-Caro, 1984 en Taboada *et al.*, 2000).

El inicio de la deformación Andina en la Cordillera Oriental durante el Mioceno Medio, aisló el Valle del Magdalena de la Cuenca de los Llanos (Cooper *et al.*, 1995). Esta deformación se debió a la acreción del arco Baudó-Panamá, que al parecer bloqueó la subducción oceánica normal de la Placa Caribe debajo del

continente, provocando que la velocidad de convergencia entre las placas disminuyera de modo que la deformación activa se trasladó hacia el este, hacia zonas de la litosfera continental debilitadas por la misma subducción de bajo ángulo y finalmente acomodó el acortamiento de esta deformación a lo largo de las cuencas extensionales Mesozoicas por medio de la inversión de fallas normales antiguas. El acortamiento de la litosfera continental está asociada con una subducción de buzamiento E-SE de la Placa Paleo-Caribe debajo de la Cordillera Oriental (Taboada *et al.*, 2000).

La zona de estudio pertenece al segmento central de la Cordillera Oriental el cual incluye la Sabana de Bogotá y sus Piedemontes Oriental y Occidental, en los cuales se observan fallas inversas buzando hacia la Cordillera. El levantamiento principal en el área de la Sabana de Bogotá ocurrió entre 3 y 5 Ma, según los datos palinológicos de depósitos del Plioceno (Helmens y Van der Hammen, 1995 en Taboada *et al.*, 2000), aunque deformaciones compresivas anteriores se pueden identificar en esta zona, en especial del Mioceno, en la zona axial de la Cordillera Oriental, donde rocas sedimentarias plegadas están suprayacidas por depósitos del Plioceno inclinados con una pronunciada inconformidad angular (Taboada *et al.*, 1996 en Taboada *et al.*, 2000).

5.2 MARCO GEOLÓGICO LOCAL

El cinturón esmeraldífero occidental, ubicado en el la parte central de la cordillera oriental, contiene un registro litológico completo de sedimentación marina de edad cretácica. La zona central del cinturón se caracteriza por una secuencia sedimentaria con un predominio de material arcilloso, con intercalaciones de limonitas y lodolitas calcáreas; estas unidades no tienen una correcta definición y sus correlaciones no han sido bien documentadas.

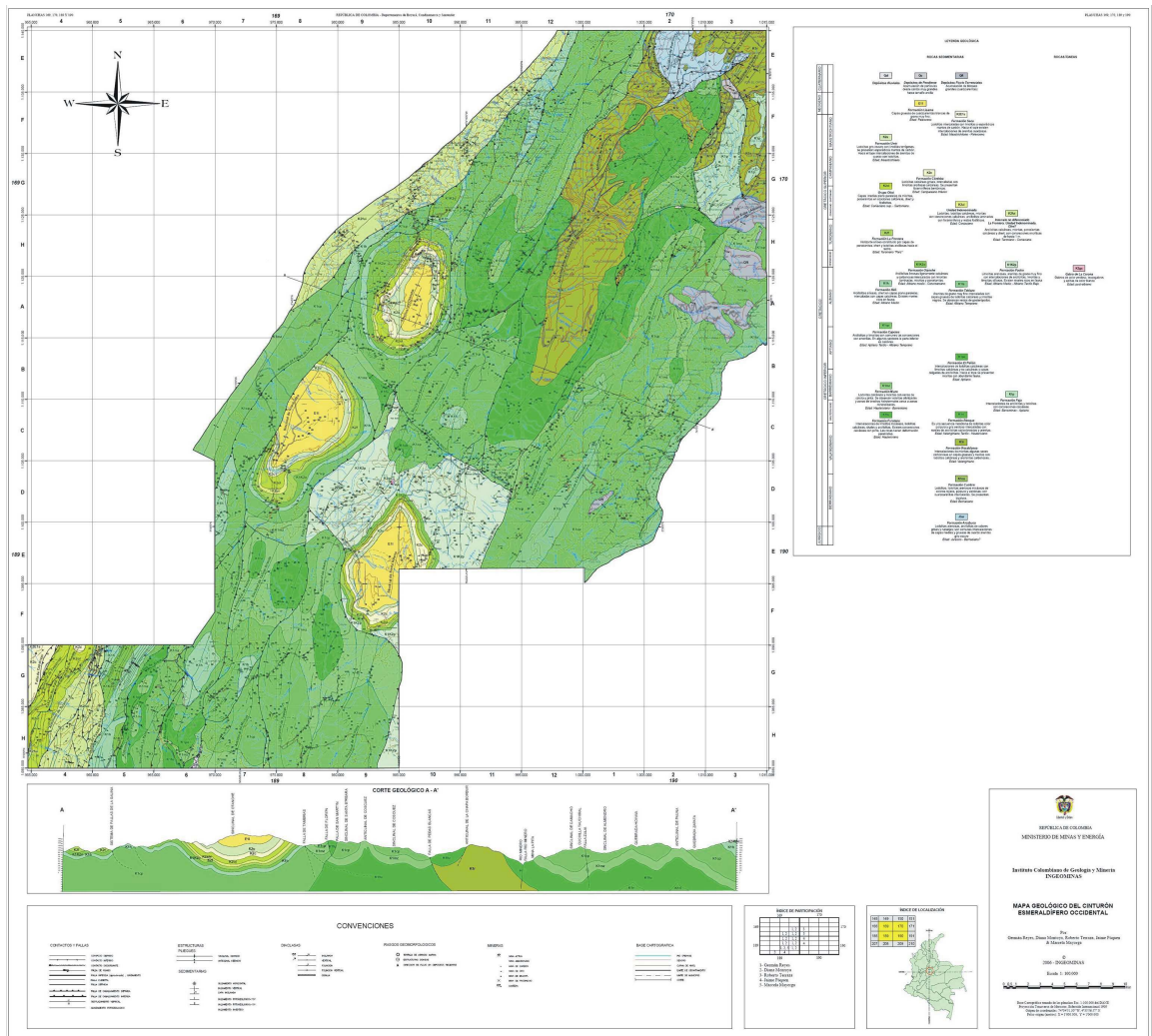


Figura 5. Geología de las planchas 169, 170, 189 y 190 del IGAC (Tomada de INGEOMINAS, 2006)

Hacia el norte, en la región de La Belleza y Florián hay una variación y encontramos rocas de la formación Arcabuco, como registro anterior al ingreso del mar y un gran desarrollo de calizas en la formación Rosablanca y sobre éstas una secuencia arcillosa y luego arenosa de las formaciones Paja y Tablazo (K6b), en un ambiente marino.

Dentro del esquema de distribución de facies, debió jugar un papel importante la subsidencia sin-sedimentaria a lo largo de fallas distensivas que se manifiestan

actualmente en fallas regionales inversas o trascurrentes, debido a una inversión tectónica. Estas manifestaciones son tanto en dirección NE, como NW; en el primer caso se pueden citar las fallas de el Río Minero y La Venta, entre las cuales, en inmediaciones de la localidad de Quípama, aparece un espesor grande, anormal con respecto de zonas aledañas, de la secuencia del Albiano medio y superior; en el segundo caso, se puede citar la falla de Itoco, la cual sirve de rampa lateral y ocasiona el cierre de los sinclinales de Otanche, Santa Bárbara y Coscuez.

La morfología de las estructuras en general corresponde a un fallamiento de tipo combinado entre inverso y trascurrente. Es frecuente que los pliegues terminen diagonalmente contra las fallas, indicando trascurrencia, pero también es claro que existen bloques cabalgantes, en los cuales ha sido determinado su salto por análisis bioestratigráfico.

5.2.1. Arquitectura estratigráfica

El trabajo más reciente de la cartografía geológica sobre el Cinturón Esmeraldífero Occidental forma parte del convenio de investigación entre la Universidad Industrial de Santander y el INGEOMINAS, del cual deriva este trabajo. En este trabajo se establece la definición de la estratigrafía del lugar, así como la nomenclatura y edad de las nuevas unidades determinadas.

Para la zona de estudio se determina la presencia de las unidades cretácicas que se describen a continuación. Estas unidades son Formación Capotes, de edad Aptiano tardío – Albiano temprano; la Formación Tablazo de edad Albiano temprano y la Formación Pacho de edad Albiano medio – Albiano tardío.

5.2.1.1 Formación Capotes (Aptiano tardío – Albiano temprano)

Es una secuencia de grano fino pero no uniforme en litología; aflora en la plancha 169 del IGAC en el sinclinal que es la continuación del Sinclinal del Río Pescadero, en el sinclinal de Otanche y en la faja plegada y fallada que aflora como franjas alargadas en sentido NE y en la plancha 189. En los alrededores de Coscuez, en los alrededores de Muzo y hace parte de los sinclinales de Coscuez y el de Santa Bárbara (Reyes *et al.*, 2006).

Al sur en la mitad oriental de la plancha 189-III-D, esta ampliamente distribuida en franjas orientadas SW-NE; en proximidades a Yacopí, por la carretera que conduce a la Glorieta y por la vía Yacopí-Aposentos- Quípama. También se presenta buena exposición por la carretera a Ibama a la altura de la Quebrada La Venta y el camino a Alto El Banco (Reyes *et al.*, 2006).

La secuencia que ocupa este intervalo es una secuencia fina, se puede diferenciar en el Aptiano tardío un intervalo arcilloso y niveles silíceos y el albiano temprano puede ser arcilloso, limoso o calcáreo. En el sinclinal de Otanche y Guadualito, el Aptiano tardío esta representada por lodolitas micáceas meteorizadas de color gris claro, con laminación que parten en lajas y con concreciones alargadas de 10 a 20cm de óxidos de hierro. Subiendo en la secuencia afloran arcillolitas gris oscuro en capas gruesas y medias, tabulares intercaladas con capas de limolitas silíceas y arenitas arcillosas estas últimas de color ocre. El Albiano temprano, es una secuencia arcillosa de color gris claro que por meteorización toman un color rojizo con gran cantidad de concreciones (20 a 10cm.) de óxidos de hierro, huecas, o con amonitas. En la faja plegada y fallada que aflora en la 189, el intervalo Aptiano tardío son arcillolitas gris oscuro dispuestas en capas gruesas tabulares separadas por capas delgadas y muy delgada de arcillolitas de color ocre, son comunes las concreciones de calcita, de óxidos de hierro y es común observar amonitas. Se observan niveles de silíceos (porcelanitas) en capas planas, paralelas y continuas. En el sector del Palmar, se presenta una secuencia

calcárea, constituida por capas medias y delgadas de micritas y concreciones con amonitas. El Albiano temprano es arcilloso, tiene concreciones aplanadas de 10 a 20cm, en ocasiones se encuentran amonitas; En el área de Muzo, el Aptiano tardío presenta en la parte basal de la secuencia un nivel de limolitas silíceas (porcelanitas), seguidas por arcillolitas laminadas gris oscuro que por meteorización toman un color gris claro, son micáceas y son comunes concreciones desde 5 hasta 20cm. En el Albiano temprano se diferencia una secuencia pre-Tablazo y la Formación Tablazo. La secuencia pre-tablazo es una secuencia en general limosa; que forman capas desde media a gruesas con planos levemente ondulados, son de color gris oscuro y con gran cantidad de micas, concreciones calcáreas de hierro y madrigueras intercaladas con algunos niveles arcillosos (Reyes *et al.*, 2006).

5.2.1.2 Formación Tablazo (Albiano temprano)

Esta unidad se reconoce al oriente de la población de Muzo, haciendo parte o forma el núcleo del sinclinal de los Almendros, y genera los Altos de Camacho, Panache y Cuchilla de Tauchiral; forma una morfología abrupta por lo que es fácil cartografiarla ya que contrasta con la morfología suavemente ondulada de las unidades infra y suprayacente (Reyes *et al.*, 2006).

La secuencia observada al este del Municipio de Muzo presenta en la base capas gruesas de limolitas arenosas y arenitas limosas de color gris oscuro micáceas que por bioturbación toman colores cremas hasta violetas, le sigue un paquete en donde se intercalan lodolitas calcáreas y terrígenas, con contactos continuos, ondulados y con laminación discontinua; la parte mas superior afloran limonitas negras, con micas, restos de peces y torritelas. En la plancha 190 se observa constituida por una secuencia de paquetes gruesos principalmente de areniscas de color rojizo y gris claro intercalados son capas gruesas calcáreas con abundantes restos de conchas de bivalvos (lumaquélidas) (Reyes *et al.*, 2006).

Descansa concordantemente sobre rocas del albiano inferior, el contacto superior no fue observado ya que no aflora en la zona de estudio; la edad inferida por posición estratigráfica es albiano temprano (Reyes *et al.*, 2006).

5.2.1.3 Formación Pacho (Albiano medio – tardío)

Esta unidad aflora en la plancha 189, en los alrededores de Quípama, haciendo parte del sinclinal de Santa Helena, la litología en esta unidad genera filos y valles y se encuentra plegada. La fauna recolecta en esta unidad permitió la diferenciación de esta unidad y se le dio el sentido de un Hilo en sentido amplio “s.l” y se incluye la secuencia denominada como unidad (Formación Hilo) y se adiciona la secuencia por encima de esta, debido a que no hay criterios litológicos ni morfológicos claros que permitan separarlas. Los intervalos de grano mas grueso esta constituido por limolitas gris oscuro con micas o arenitas de grano muy fino, dispuestas en capas gruesas; a medida que subimos en la secuencia se observa una disminución de grano y se observan niveles arcillosos que se intercalan con niveles de limolitas terrígenas o silíceas. Las arcillolitas están laminadas son de color gris oscuro que meteorizan a crema o gris claro. (Reyes *et al.*, 2006).

La parte inferior son niveles arcillosos; muy cerca le sigue intercalaciones de niveles arenosos (arenitas de grano muy fino) o limosos (limolitas arenosas) y en la parte superior niveles arcillosos; toda la secuencia presenta gran cantidad de fauna. Los intervalos de grano mas grueso está constituido por limolitas gris oscuro con micas o arenitas de grano muy fino, dispuestas en capas gruesas; a medida que subimos en la secuencia se observa una disminución de grano y se observan niveles arcillosos que se intercalan con niveles de limolitas terrígenas o silíceas. Las arcillolitas están laminadas son de color gris oscuro que meteorizan a crema o gris claro. Los intervalos de grano mas grueso esta constituido por

limolitas gris oscuro con micas o arenitas de grano muy fino, dispuestas en capas gruesas; a medida que subimos en la secuencia se observa una disminución de grano y se observan niveles arcillosos que se intercalan con niveles de limolitas terrígenas o silíceas. (Reyes *et al.*, 2006).

5.2.2. Aspectos Estructurales

En ese apartado se describen las estructuras de deformación identificadas durante los trabajos de relavtamiento cartográfico-geológico, las cuales se consideran las más relevantes en el presente estudio, especialmente por su estrecha relación espacial con las zonas con cloritoide estudiadas.

Las propiedades litológicas de la zona favorecen su comportamiento dúctil, lo cual se ve reflejado por los plegamientos intensos que se generan, los cuales, en la mayoría de los casos son más notorios que el fallamiento. El fallamiento presente corresponde por lo general con fallas inversas con movimientos transcurrentes con vergencia al occidente en dirección NE, algunas presentan segmentaciones o terminan en rampas laterales de dirección NW (Reyes *et al.*, 2006). Los aspectos estructurales del área se muestran en la Figura 6. A seguir se presentan los rasgos estructurales más determinantes.

- **Falla del Río Minero**

Su nombre se deriva del río por el cual va la falla subparalelamente, en las planchas 189 y 190 y acaba en la vereda florian en la plancha 170. Su trazo en dirección N20 - 35E, es rectilíneo con algunas variaciones pequeñas en su rumbo. En la parte sur del área en donde está, en dirección N20E, tiene un comportamiento predominante transcurrente dextral y coloca en contacto diferentes conjuntos estratigráficos, dada la oblicuidad de la estratificación con respecto a la falla, este hecho es mas notorio en el bloque occidental, en tanto que en el oriental los rumbos estratigráficos son mas concordantes

con la falla excepto al sur del cruce de la carretera Muzo – Quípama, en donde las capas de las unidades K5 y K6 chocan contra la falla. En la parte norte en las planchas 189 y 190, tiene una dirección N35E y no deja claras evidencias de su trazo, pero existen unos repliegues y unas inversiones dentro de la formación la Paja, en el flanco oriental del anticlinal Alto La Chapa-Borbur, indicando un plano inclinado hacia el occidente y un movimiento inverso (Reyes *et al.*, 2006).

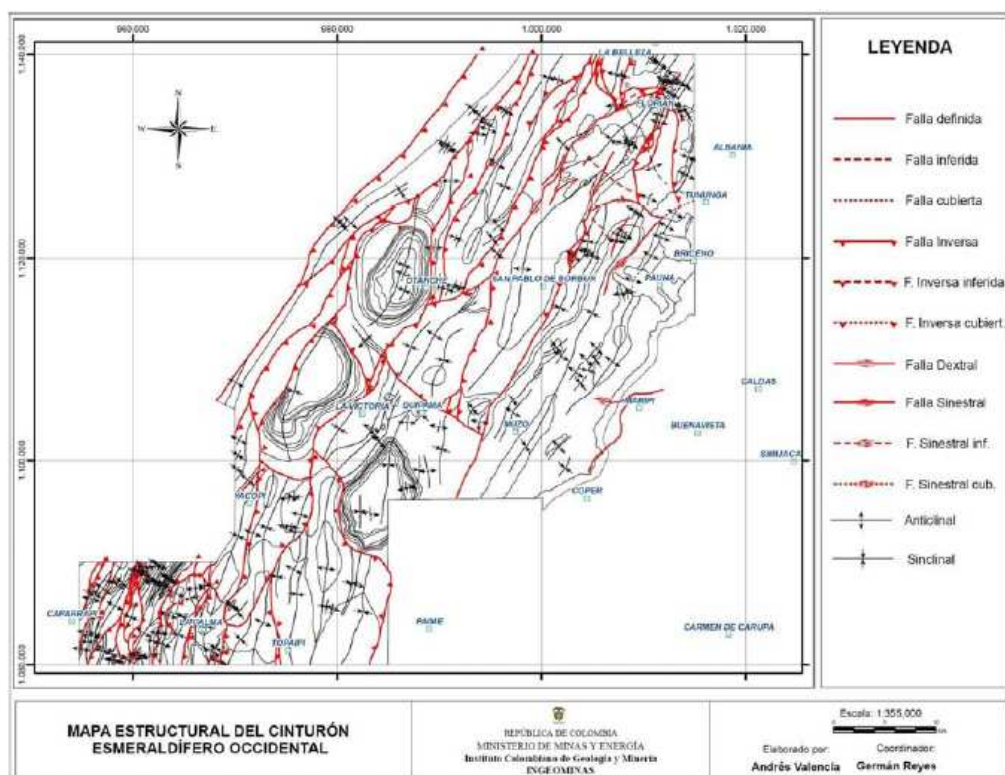


Figura 6. Mapa estructural generalizado del Cinturón Esmeraldífero Occidental. Tomado de Reyes *et al.*, (2006).

Otros indicios de esta estructura son apreciados en los cerros Fura y Tena, constituidos en parte por roca calcárea de la unidad K3 (Formación Rosablanca), los cuales fueron elevados dentro de la formación Paja por efecto de la falla a manera de “pop-up”. Frente a la mina Chaparral, sobre el camino que conduce al río se aprecian brechas con cantos de limolitas

silíceas en una matriz ferruginosa y calcárea, sobre este mismo sitio se encuentran un depósito aluvial constituido por bloques de limolitas silíceas, unos 100m por encima del nivel del río (Reyes *et al.*, 2006).

- **Falla de Itoco**

Se toma este nombre de Rodríguez y Ulloa (1994), en la plancha 189, para la falla transversal (N50W), que se desprende de la falla Tambrias y va a lo largo de la quebrada Itoco, bordeando las zonas mineras de Muzo y Las Pavas (Reyes *et al.*, 2006).

Esta falla, en el contexto regional tiene un movimiento sinextral pero es evidente que levanta el bloque norte sobre el del sur, a tal punto que coloca rocas del Barremiano (K5), sobre rocas del Albiano inferior (K6 superior) (Reyes *et al.*, 2006).

- **Sinclinal El Almendro**

Estructura regional, localizada al W de Pauna, que atraviesa la vereda Capez y Chorrera (170: H2), y que termina contra la Falla de Ibacapí. En su núcleo se encuentra la inspección de Policía de Zulia (plancha189), y lo compone el conjunto litológico superior de la Formación La Paja (K6), y rocas de la Formación Tablazo (K6b), representadas en los cerros Alto Camacho y Panache que por su tendencia a ser litológicamente resistente a la erosión, hace que el sinclinal muestre relieve invertido. La superficie de charnela se orienta N30°E; es un sinclinal abierto, subvertical (la superficie de charnela buza 85° al SE), con inmersión débil tanto hacia el SW como hacia el NE (Reyes *et al.*, 2006).

- **Sinclinal y anticlinal de Muzo**

Este nombre se toma de Burgl (1956), para las 2 estructuras que están en el valle de la localidad de Muzo. Se consideran las 2 estructuras en

conjunto por estar contiguas y por estar sus núcleos en la misma unidad. Aunque son aproximadamente simétricas el nivel de erosión más fuerte en el flanco occidental descubre rocas del Barremiano, en tanto que el alto en el flanco oriental contiene rocas del albiano inferior (Reyes *et al.*, 2006).

5.3 ESTUDIOS ANTERIORES ENTORNO AL TEMA DEL CLORITOIDE

Respecto al estudio de cloritoides en la zona del cinturón esmeraldífero occidental en Colombia, debemos resaltar la poca literatura que existe en ese aspecto, se debe nombrar dos trabajos en ese sentido, el primero el de Robert Sheib (1916), quien es el primero en reportar un mineral metamórfico, en su trabajo "*Informe geológico de la mina de esmeraldas El Diamante*", en el cual reporta la presencia del mineral ottrelita (una variedad de cloritoide rica en magnesio), y el segundo trabajo es el de Mantilla *et al.* (2006), el cual se mencionará brevemente a continuación.

Mantilla *et al.* (2006) reporta la presencia de porfidoblastos de cloritoide en la zona del cinturón esmeraldífero occidental, más concretamente en los municipios de Muzo y Quípama, realizando análisis de difracción de rayos X para conocer la mineralogía presente en rocas con contenido de cloritoide, y por medio de análisis en la microsonda electrónica clasifica al cloritoide como uno rico en hierro.

6. RESULTADOS

A continuación se presentan resultados derivados de las observaciones en campo, y el análisis macroscópico de las muestras (ver subcapítulo ‘Generalidades Geológicas’), el estudio petrográfico de las secciones delgadas y finalmente los datos de química mineral y su correspondiente tratamiento. Posteriormente, con base en ésta información, se infieren las condiciones físicas del evento metamórfico.

6.1 GENERALIDADES GEOLÓGICAS

El área del cinturón esmeraldífero occidental, estudiada tanto por el INGEOMINAS, como por la UIS (ver mapa geológico de la figura 5), desde el punto de vista estratigráfico (Reyes *et al.*, 2006) y de su historia paleohidrotermal (Mantilla *et al.*, 2007), fue sometida a detallados muestreos de rocas, venas, reemplazamientos hidrotermales, entre otros materiales. El análisis puntual de algunas de estas muestras dejó ver la presencia de unos pequeños cristales tabulares de colores oscuros y ocasionalmente claros, los cuales se hicieron muy evidentes, dado que la roca generalmente es de composición pelítica de grano muy fino. Estos minerales fueron analizados detalladamente con ayuda de lupas binoculares y posteriormente fueron analizados con ayuda de un microscopio petrográfico. Estas exploraciones iniciales, permitieron identificar la presencia de porfiroblastos de cloritoide. En las figuras 7 y 8 se observan muestras de mano con presencia de cloritoide.

La presencia de los porfiroblastos de cloritoide en rocas Cretácicas de origen sedimentario, puso de manifiesto un evento termal que va más allá de los propios procesos diagenéticos (diagénesis profunda). Estos últimos, considerados hasta ese momento como el ambiente de mayor temperatura alcanzado por las rocas de ese sector.

La presencia de los porfiroblastos de cloritoide, fue tomada como evidencia clara de que algunos sectores del cinturón esmeraldífero occidental de la Cordillera Oriental, fueron afectados por un evento metamórfico desconocido hasta la fecha para la geología de esa región de la Cordillera.



Figura 7. Muestra de mano con presencia de cloritoide. (Muestra LME 061 001, Ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

Con el propósito de poder estudiar el significado de la presencia de los porfiroblastos de cloritoide, se formularon varias preguntas. Entre éstas, destacan las siguientes:



Figura 8. Muestra de mano con presencia de cloritoide. LME 063 001(ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

- ¿La presencia del cloritoide tiene un control litoestratigráfico?
- ¿Que área cubren las rocas con cloritoide y cuál es su geometría?
- ¿Es el cloritoide un mineral derivado de un evento metamórfico regional o local?
- ¿Cuál es la zonalidad termal derivada del evento metamórfico?
- ¿Qué reacciones minerales tuvieron lugar durante el evento metamórfico?
- ¿Cuál es la edad de ese evento metamórfico?
- ¿Existe una relación causa-efecto entre el fenómeno metamórfico responsable de la formación del cloritoide y los eventos hidrotermales que dieron lugar a la formación de las esmeraldas?
- ¿Qué interés económico puede tener el área afectada por el evento termal responsable de la formación del cloritoide?

Estos y otros interrogantes fueron formulados como objetivos claros a desarrollar en el futuro. Desafortunadamente, y como era de esperar, todos estos interrogantes no fueron resueltos en el marco del presente trabajo de tesis de

pregrado. No obstante, se aportan datos sobre aspectos aún más básicos relacionados con esta problemática, tales como la caracterización petrográfica y química del cloritoide, las asociaciones minerales presentes en las rocas con cloritoide, entre otros aspectos. Por otro lado, sobre la base de esta información, se propone un modelo relacionado con la formación de esta anomalía termal y las condiciones físicas (temperatura) de éste evento.

En resumen, de los interrogantes anteriormente planteados, solo se avanzó en los aspectos que a continuación se exponen.

6.1.1 Tipos de Rocas

Dedido a que las rocas con contenido de cloritoide presentan ciertas diferencias dependiendo de la formación en que éstas se sitúan, a continuación se presenta una resumida descripción de las muestras de mano situadas en cada una de las tres formaciones que muestran cloritoide (formaciones Capotes, Tablazo y Pacho)

- **Formación Capotes**

En esta formación se presentan fundamentalmente rocas de grano fino, esencialmente como lodolitas las cuales podemos dividir en dos clases, unas con alto contenido de micas, las cuales presentan un grado de meteorización medio, son de colores grises, casi todas ellas presentan laminación de 1 a 2 centímetros de grosor, las otras son lodolitas silíceas compactas, masivas que no presentan signos de meteorización. También se presentan, pero en menor medida arcillolitas de dos tipos, una de color gris oscuro masiva, con laminación planoparalela, y otras de color rojizo, de consistencia más blanda que las anteriores y con un grado de alteración alto, en estas se alcanza a observar una laminación muy tenue.

- **Formación Tablazo**

Se presentan limolitas arenosas de color gris oscuro con contenido alto de micas que por bioturbación toman colores cremas hasta violetas, también se observan lodolitas terrígenas de color gris oscuro a negro, en algunas de estas es posible observar cristales de cloritoide, y venilas de cuarzo de hasta 2mm de espesor.

- **Formación Pacho**

Las muestras observadas en esta formación se caracterizan por presentar granulometrías muy variadas, sin embargo el cloritoide sólo se observa en las rocas con granulometrías inferiores al tamaño arena, se presentan en esta formación areniscas y limolitas arenosas de colores naranjas con presencia predominante de cuarzo y micas. Se presentan también arcillolitas en niveles estratigráficos superiores a las areniscas y limolitas arenosas, son de colores grises oscuros y claros, presentan laminación planoparalela.

6.1.2 Estructuras de deformación

Debido a que las estructuras de deformación tipo pligues y fallas, documentadas más detalladamente en el trabajo de Reyes *et al.* (2006), ya fueron descritas en el apartado 'Antecedentes', aquí solo se hará referencia a aquellas estructuras a escala de afloramiento, muestra de mano y sección delgada, identificadas durante el desarrollo de éste trabajo de proyecto de grado.

En el área donde se ha comprobado la presencia de cloritoide, básicamente se identifican tres tipos de planos de anisotropía: planos de estratificación (S₀), planos de diagénesis (S₁) y muy puntualmente se presentan sectores con presencia de planos de pizarrosidad (S₂). Estos últimos, en ocasiones no presentan un desarrollo muy evidente, y a cambio solo se reconocen por la

presencia de una partición en las rocas, la cual genera pequeñas astillas (lápiz), derivada de la intersección entre los planos de anisotropía S1 y S2.

A continuación se presenta una breve explicación de estructuras menores observadas en campo a escala de afloramiento, así como el registro fotográfico tomado durante el trabajo de campo realizado por el convenio INGEOMINA-UIS a la zona de estudio como soporte a las conclusiones dadas.

Las principales estructuras observadas son los pliegues por propagación de falla, zonas de alta trituration de las rocas, venillas de cuarzo y calcita, y estructuras sigmoidales producidas por cizallamiento; todas éstas asociadas al ambiente tectónico regional descrito anteriormente en el apartado 'Aspectos Estructurales'. Algunas estructuras se observan en las figuras 9, 10, y 11.



Figura 9. Presencia de pizarrosidad, revelada por la partición de rocas en lápiz. Afloramiento LME 062 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)



Figura 10. Intersección de planos de isotropía S1 y S2, indicados por la dirección de la libreta y el martillo. Afloramiento LME 061 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)



Figura 11. Estructura sigmoidal generada por cizallamiento. Afloramiento LME 059 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

Entre las microestructuras observadas se presentan venillas cuarzo y calcita, laminación ondulosa con presencia de bolsones y microfallas. Estas microestructuras se presentan en las figuras mostradas a continuación.

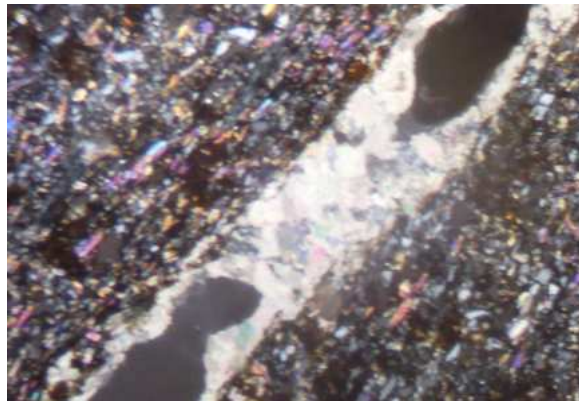


Figura 12. Venilla de calcita en una matriz constituida por cuarzo e illita. Muestra IGM 120 1327. Aumento de objetivo 40x, aumento de ocular 10x (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

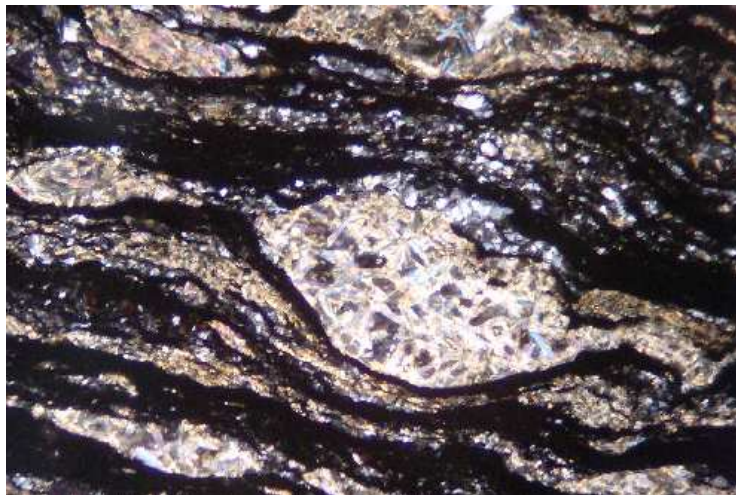


Figura 13. Laminación ondulosa con presencia de bolsones conformados por pirofilita. Muestra LME 059 001. Aumento de objetivo 40x, aumento de ocular 10x (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

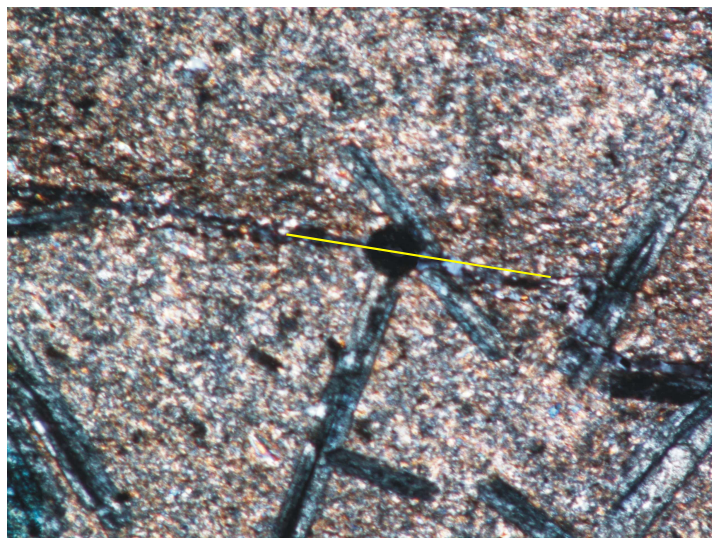


Figura 14. Microfalla cortando cristales de cloritoide, los cuales sufren una traslación de algunas micras. Muestra MB 189 001. Aumento de objetivo 40x, aumento de ocular 10x (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

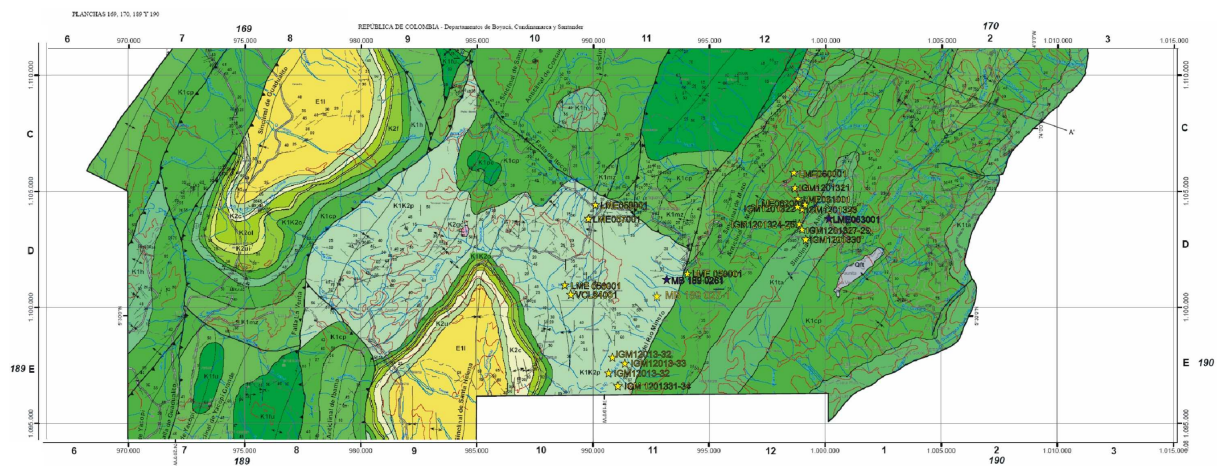
6.2 PETROGRAFÍA

Con el propósito de estudiar la petrografía de las rocas con cloritoide, se seleccionaron 17 muestras, a las cuales se les realizó láminas delgadas. Estas muestras se relacionan en la Tabla 4, y su localización se indica en la Figura 15.

Tabla 4. Muestras seleccionadas para estudio petrográfico

Formación	Muestra	Tipo de roca	Localización (coordenadas)	
			X	Y
Capotes	IGM 120 1321	Lodolita	1'105.041	998.134
	IGM 120 1322	Lodolita	1'104.689	998.595
	IGM 120 1323	Lodolita	1'104.609	998.742
	IGM 120 1324	Lodolita	1'103.245	998.552
	IGM 120 1325	Lodolita	1'103.245	998.552
	IGM 120 1326	Lodolita	1'103.245	998.552
	LME 059 001	Lodolita	1'102.465	994.459
	LME 060 001	Lodolita	1'105.262	998.175
	LME 061 001	Lodolita	1'104.973	998.251
	LME 062 001	Lodolita	1'104.583	998.895
Tablazo	IGM 120 1327	Lodolita	1'103.074	998.712
	IGM 120 1328	Lodolita	1'103.074	998.712

	IGM 120 1329	Lodolita	1'103.074	998.712
	IGM 120 1330	Lodolita	1'102.858	998.774
	LME 063 001	Lodolita	1'103.366	1'000.466
Pacho	IGM 120 1331	Lodolita	1'097.091	991.694
	IGM 120 1332	Lodolita	1'097.091	991.694
	IGM 120 1333	Lodolita	1'097.091	991.694
	IGM 120 1334	Lodolita	1'097.091	991.694
	LME 056 001	Lodolita	1'101.845	988.796
	LME 057 001	Lodolita	1'103.800	989.671
	LME 058 001	Lodolita	1'104.049	990.129
	VC 184 001	Lodolita	1'101.111	989.734



■ Muestras con petrografía
 ■ Petrografía y química mineral

Figura 15. Mapa de ubicación de muestras. Modificado de Reyes *et al.* (2006)

A continuación se presenta una descripción petrográfica detallada de cada una de las muestras analizadas.

6.2.1 Muestra VC 184 001

Esta muestra corresponde a una roca microcristalina, con textura porfidolepidoblástica, con presencia de porfidoblastos de cloritoide y una matriz conformada fundamentalmente por minerales tamaño arcilla (illita mayoritariamente). Se evidencia una textura relíctica de roca sedimentaria,

además de una foliación ondulosa entre cristales de illita y mineral arcilloso con materia orgánica.

Entre los minerales autigénicos, destacan; illita, cloritoide, ankerita, clorita y cuarzo. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Illita (42%): Este mineral se presenta como un agregado incoloro, idiomorfo con diversos tamaños predominando de 3µm a 4µm, presenta relieve bajo, se observa exfoliación basal en unos pocos cristales, presenta colores de interferencia verdes, azules, y lavanda. Muestra contacto longitudinal con cristales del mismo tipo, al igual que con el cloritoide y la clorita, está orientada en la misma dirección de la laminación. Es la mayor constituyente de la matriz. Está siendo alterada a clorita. Clorita: color verde pálido, se genera principalmente en los bordes alterados de la illita y en algunos puntos en su interior

Cloritoide: (18%) cristales de color verdegrisaseo, idiomorfos en forma de prismas largos de hasta 1,3mm en agregados de hasta siete cristales, presenta relieve de medio a alto débilmente pleocroico de un gris medio a gris oscuro, se presenta muy fracturado en su interior y sus caras más cortas presentan bordes irregulares, colores de interferencia negro a gris de primer orden. presentando todos ellos macla tipo Carlsbad,

Ankerita: (14%) cristales de color café oscuro, idiomorfos de hasta 20µm de forma romboédrica con un grado de oxidación muy alto, con exfoliación romboédrica. Se presenta comúnmente en contacto longitudinal con el cloritoide.

Clorita: (8%) cristales de color verde xenoblásticos de hasta 15µm relieve bajo. Se observa un pleocroismo débil de verde claro a oscuro y colores de interferencia grises de primer orden.

Cuarzo: (4) incoloro, xenoblásticos subredondeado y subangular con tamaño de hasta 6µm de relieve bajo están en contacto,. Se encuentra envuelto entre detritos de illita, mostrando distribución irregular en la roca.

Entre los minerales relícticos, se presentan los siguientes.

Cuarzo: (3%) incoloro, con tamaño de hasta 6 μ m, xenoblastico subredondeado y subangular. Se encuentra envuelto cristales de illita, mostrando distribución irregular en la roca.

Materia orgánica: (15%) distribuida de forma regular en bandas ondulosas alternándose con bandas de cuarzo

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Illita + Cloritoide + Ankerita+ Clorita + Cuarzo

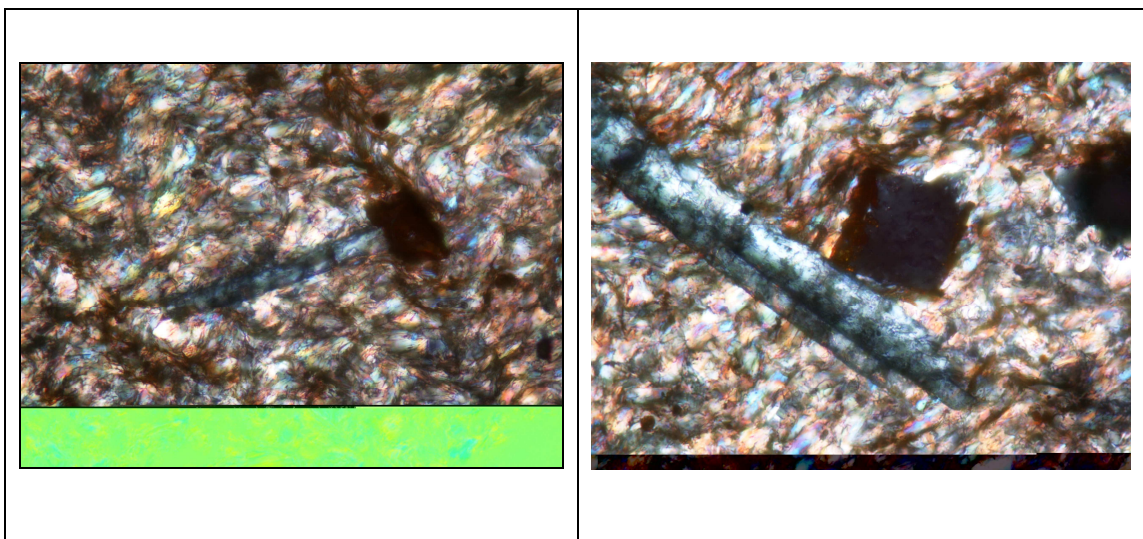


Figura 16. Microfotografía de luz plana analizada mostrando cristales de cloritoide en contacto con cristales idioblásticos de ankerita. La segunda fotografía muestra un cristal de cloritoide en contacto con pirita. Aumento de objetivo de 40x y aumento de ocular de 10x. Muestra VC 184 001(ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.1 Muestra IGM 1201321

Muestra microcristalina que exhibe textura porfidogranolepidoblástica entre porfidoblastos de cloritoide y una Matriz conformada por illita y cuarzo, con evidencia de textura relíctica de roca sedimentaria y textura poiquiloblastica de cuarzo incluido en fenocristales de cloritoide.

Entre los minerales autigénicos se observa illita, cuarzo, cloritoide, clorita y albita. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Illita: (31%) incolora, xenoblástica con diferentes tamaños hasta 6µm relieve bajo, presenta colores de interferencia lavanda verdes y azules. Muestra contacto longitudinal entre si, está orientada en la misma dirección de la foliacion. Es la mayor constituyente de la matriz. Está siendo alterada a clorita. Clorita: color verde pálido, se genera principalmente en los bordes alterados de la illita y en algunos puntos en su interior.

Cuarzo: (17%) incoloros xenoblásticos subangulares, alargados, con relive bajo, presenta extinción ondulante, con colores de interferencia grises y blancos de primer orden, se encuentran contacto transversal con cristales de cloritoide y illita

Cloritoide: (7%) cristales de color verde, idioblásticos de hasta 80µm en forma de prismas alargados en forma individual o en agregados de varios cristales, con relive alto, débilmente pleocroico de un gris claro a un poco mas oscuro, colores de interferencia negro a gris de primer orden presentando algunos de ellos macla tipo Carlsbad; el cloritoide se presenta muy fracturado con bordes irregulares.

Clorita: (6%) cristales de color verde xenoblásticos de hasta 30µm, con relieve bajo, Se observa un pleocroismo débil de verde oliva claro a mas oscuro, colores de interferencia gris verdoso de primer orden.

Albita: (5%) incolora, idioblástica de forma cuadrada, relieve de bajo a medio Colores de interferencia de primer orden, exhibiendo su macla característica. se presentan algunos de ellos en contacto neto con el cloritoide.

Los minerales relícticos presentes en la muestra se describen a continuación.

Materia orgánica: (26%) color negro, distribuida de forma regular en bandas onduladas alternándose con bandas de filosilicatos.

Cuarzo: (4%) incoloro, con tamaño de hasta 6µm, xenoblastico subredondeado y subangular. Se encuentra envuelto cristales de illita, mostrando distribución irregular en la roca.

Biotita: (2%) color verde pálido, tamaño similar al de la illita. Algo pleocroica. Mostrando exfoliación basal y orientación en la misma dirección de la laminación.

Clorita: color verde pálido, se genera principalmente en los bordes alterados de la biotita y en algunos puntos en su interior.

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Illita + Cuarzo + Cloritoide + Clorita + Albita

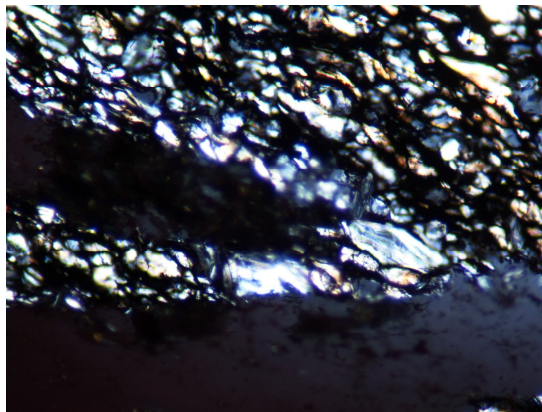


Figura 17. Microfotografía de luz plana analizada mostrando cristales de cloritoide en contacto con un cristal de albita y clorita. Aumento de objetivo 40x, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201321 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.3 Muestra IGM 1201322

Muestra microcristalina que presenta foliación planar subparalela producida por la alineación de cristales de cuarzo y materia orgánica con presencia de textura relíctica de roca sedimentaria, poiquilítica de cristales de cuarzo incluidos en el cloritoide y porfidogranoblástica de porfidoblastos de cloritoide en una matriz de cuarzo.

Entre los minerales autigénicos se observa cuarzo y cloritoide. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Cuarzo: (60%) incoloros euhedrales subangulares, alargados, con relieve bajo, orientados en la misma dirección de la foliación, con colores de interferencia grises y blancos de primer orden, se encuentran cristales incluidos dentro del cloritoide.

Cloritoide: (14%) cristales de color verde, idioblásticos de 25 a 30µm en forma de prismas alargados en forma individual o en agregados de hasta 7 individuos, con relieve alto, débilmente pleocroico de un gris claro a un poco mas oscuro, colores de interferencia negro a gris de primer orden presentando algunos de ellos macla tipo Carlsbad.

Como material relíctico presente en la muestra se describe la materia orgánica.

Materia orgánica: (26%) color negro, distribuida de forma regular en bandas onduladas alternándose con bandas de cuarzo.

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Cuarzo + Cloritoide

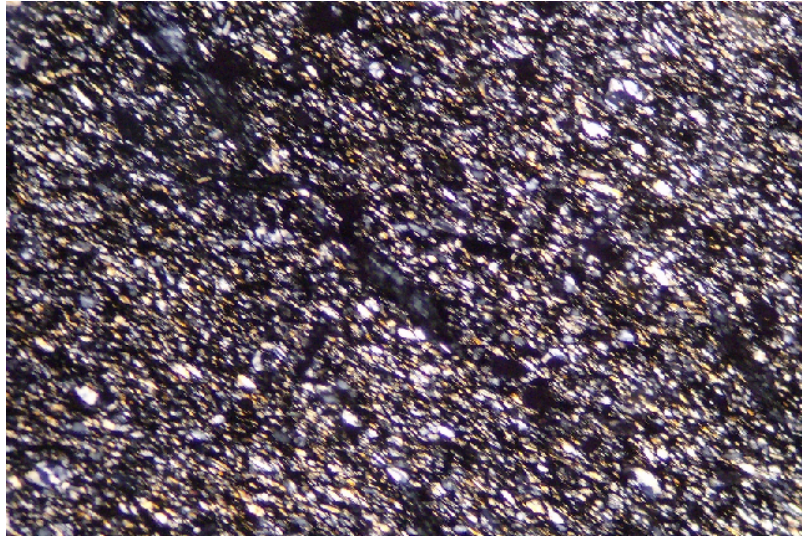


Figura 18. Microfotografía de luz plana analizada mostrando cristales de cloritoide en una matriz de cuarzo. Aumento de objetivo 40x, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201322 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.4 Muestra IGM 1201323

Muestra microcristalina que exhibe textura porfidogranolepidoblástica entre porfidoblastos de cloritoide y una matriz de micas, y cuarzo y poiquilítica con inclusiones de cuarzo dentro del cloritoide Matriz conformada por illita, y cristales de cuarzo con presencia de textura relíctica de roca sedimentaria.

Entre los minerales autigénicos se observa illita, cuarzo, cloritoide, clorita y albita. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Illita: (32%) incolora, xenblásticos de relieve bajo diversos tamaños predominando de 3 μ m a 4 μ m. con colores de interferencia Verde y azules Muestra contacto longitudinal entre los cristales de su mismo tipo, está orientada en la misma dirección de la laminación. Es la mayor constituyente de la matriz. Está siendo alterada a clorita. Clorita: color verde pálido, se genera principalmente en los bordes alterados de la illita y en algunos puntos en su interior.

Cuarzo: (20%) incoloros xenoblasticos suangulares, alargados, con relieve bajo, presenta extincion ondulante, con colores de interferencia grises y blancos de primer orden, se encuentran contacto transversal con cristales de cloritoide y illita.

Cloritoide: (9%) cristales de color verde, idioblásticos en forma de prismas alargados de hasta 1,3mm en agregados de hasta cinco cristales, debilmente pleocroicos de gris a gris oscuro presentando algunos de ellos macla tipo Carlsbad, colores de interferencia negro a gris de primer orden, se presentan muy fracturados y con bordes irregulares presenta contacto longitudinal con cristales de illita, albita y contacto irregular con cristales de clorita.

Clorita: (8%) cristales de color verde oliva xenoblásticos de hasta 30 μ m, relieve bajo. Se observa un pleocroismo débil de verde claro a un poco mas oscuro, colores de interferencia gris verdoso de primer orden .

Albita: (5%) incolora, idioblástica de forma cuadrada, relieve medio a bajo exhibiendo su macla característica. Colores de interferencia de primer orden, se presentan algunos de ellos en contacto neto con el cloritoide. Relieve bajo.

Los minerales relícticos presentes en la muestra se describen a continuación.

Biotita: (12%) color verde pálido, tamaño similar al de la illita. Algo pleocroica. Mostrando exfoliación basal y orientación en la misma dirección de la laminación.

Clorita: color verde pálido, se genera principalmente en los bordes alterados de la biotita y en algunos puntos en su interior.

Cuarzo: (6%) incoloro, con tamaño de hasta 6 μ m, subredondeado y subangular. Se encuentra envuelto entre detritos de illita, mostrando distribución irregular en la roca.

Materia orgánica: (8%) color negro, distribuida de forma regular en bandas ondulosas alternándose con bandas de filosilicatos.

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Illita + cuarzo + cloritoide + clorita + albita

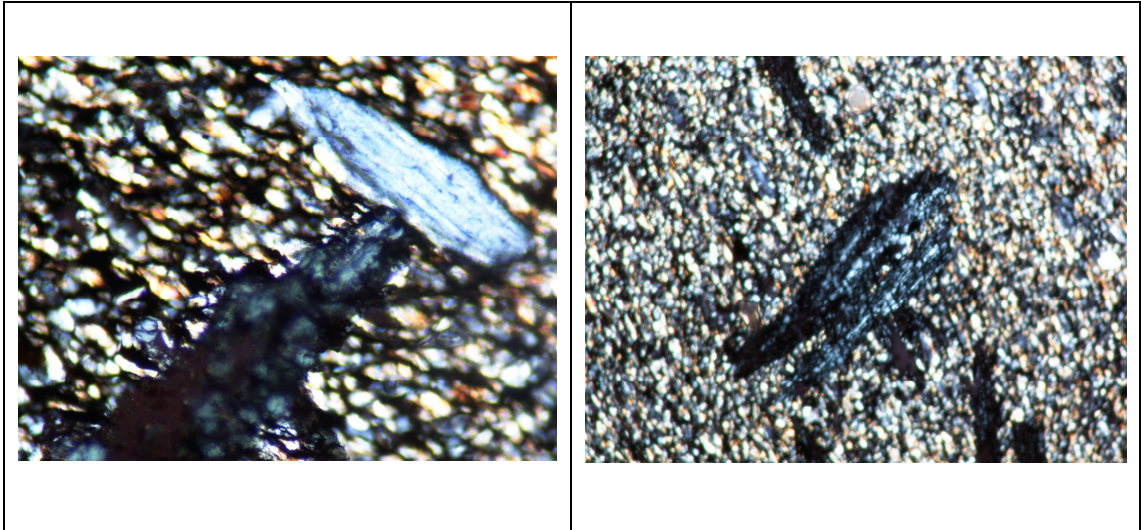


Figura 19. Microfotografía de luz plana analizada, mostrando cristal de cloritoide en contacto con clorita. Aumento de objetivo 40x y 10x respectivamente, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201323 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.5 Muestra IGM 1201324

Muestra microcristalina que exhibe textura porfidolepidoblástica entre porfidoblastos de cloritoide y cristales de illita, textura poiquidoblástica de cuarzo incluido dentro del cloritoide. Matriz conformada por materia orgánica, illita, y detritos de cuarzo con presencia de textura relíctica de roca sedimentaria. Se observa laminación ondulosa poco marcada entre la illita y materia orgánica.

Entre los minerales autigénicos se observa illita, cuarzo, cloritoide y ankerita. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Illita: (65%) incolora, xenoblastica bajo relieve, en algunos cristales se puede observar exfoliación basal, de tamaño entre 5 y 7 μ m, con relieve bajo, presenta colores de interferencia azules y verdes. Muestra contacto longitudinal entre si, con el cloritoide y el cuarzo, está orientada en la misma dirección de la foliación. Es la mayor constituyente de la matriz.

Cuarzo: (16%) incoloro, cristales xenoblasticos angulares a subangulares, con tamaño de hasta 6µm de bajo relieve. presenta extincion ondulante, colores de interferencia grises de primer orden, ,. Se presenta de forma irregular en láminas subparalelas con la foliación. Se encuentran en contacto neto entre sí, al igual que con los cristales de illita y cloritoide.

Cloritoide: (12%) cristales de color verde grisáceo,idioblastico en forma de prisma lago de hasta 80µm, con relieve alto, débilmente pleocroico de gris verdoso claro a un poco mas oscuro, colores de interferencia negro a gris de primer orden, presentando algunos de ellos macla tipo Carlsbad. Se presenta muy fraturado y con bordes irregulares.

Ankerita: (3%) cristales de color café oscuro, idioblásticos en forma rombohedrica de hasta 20µm con relieve medio y con un grado de oxidación alto. Presentan exfoliacion rombohedrica, Se presenta comúnmente en contacto longitudinal con el cloritoide.

Los minerales relícticos presentes en la muestra se describen a continuación.

Cuarzo: (8%) incoloro, con tamaño de hasta 6µm, subredondeado y subangular. Se encuentra envuelto entre cristales de illita, mostrando distribución irregular en la roca.

Materia orgánica: (14%) color negro, distribuida de forma regular en bandas ondulosas alternándose con bandas de filosilicatos.

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Illita + Cuarzo + Cloritoide + Ankerita



Figura 20. Microfotografía de luz plana analizada mostrando fenocristales de cloritoide exhibiendo la macla Carsbad en una matriz de Illita mayoritariamente. Aumento de objetivo 10X, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201324 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.6 Muestra IGM 1201327

Muestra microcristalina que exhibe textura lepidogranoblástica, textura poiquilitica de cuarzo incluido dentro del cloritoide. Textura relíctica de roca sedimentaria. Se observa una venilla con pirofilita

Entre los minerales autigénicos se observa cuarzo, illita, calcita y cloritoide. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Cuarzo: (40%) incoloro, cristales anhedrales con formas de angular a subangular con tamaño de hasta 6 μ m, de bajo relieve. Colores de interferencia grises de primer orden, . Se presenta de forma regular lo largo de la muestra. Se encuentran en contacto neto entre sí, al igual que con los cristales de illita y cloritoide.

Illita: (25%) incolora, bajo relieve, xenoblástica de hasta 8 μ m. mostrando colores de interferencia azul y lavanda, muestra una distribución regular en la sección. esta contacto longitudinal entre si asi como con cristales de cloritoide y cuarzo, está orientada en la misma dirección de la laminación.

Calcita: (12%) se presentan en una vena, son cristales idiomorficos prismáticos con tamaño de hasta 20µm sin orientación preferente dentro de la vena, presentando su macla típica.

Cloritoide: (3%) cristales de color verde grisáceo, débilmente pleocroico, colores de interferencia negro a gris de primer orden. Cristales idioblásticos de hasta 60µm en forma de prismas alargados en forma individual o en agregados de varios cristales, presentando algunos de ellos macla tipo Carlsbad presenta un fracturamiento alto y bordes irregulares.

Los minerales relícticos presentes en la muestra se describen a continuación.

Cuarzo: (5%) incoloro, con tamaño de hasta 6µm, subredondeado y subangular. Se encuentra envuelto entre detritos de illita, mostrando distribución irregular en la roca.

Materia orgánica: (15%) color negro, distribuida de forma regular en bandas onduladas alternándose con bandas de filosilicatos.

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Cuarzo + Illita + Cloritoide

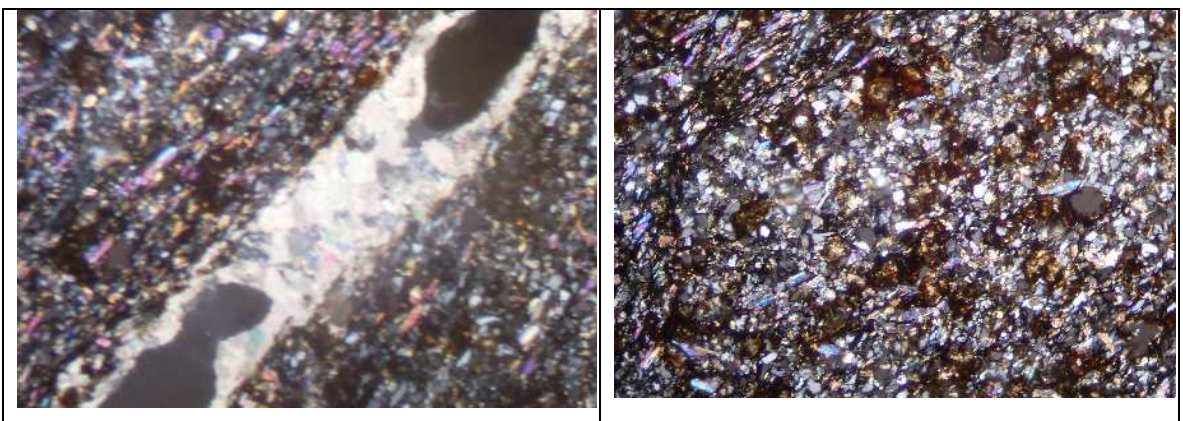


Figura 21. Microfotografía de luz plana analizada mostrando cristales de cloritoide en una matriz contituida fundamentalmente por oxidos de hierro, Cuarzo y Illita. además de ello en la microfotografía de la izquierda se puede apreciar una venilla

de Calcita, visiblemente alterada. Aumento de objetivo 10X, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201327 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.7 Muestra IGM 1201330

Muestra microcristalina que exhibe textura granoblástica constituida casi en su totalidad por cristales de cuarzo. poiquilítica de cuarzo incluido dentro del cloritoide. No se presenta laminación. Se observa textura relíctica de roca sedimentaria. Se presenta un bajo porcentaje de minerales opacos neoformados.

Entre los minerales autigénicos se observa cuarzo, illita, cloritoide y pirofilita. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Cuarzo: (68%) incoloro, cristales anhedrales con formas de angular a subangular de bajo relieve. Colores de interferencia grises de primer orden, con tamaño de hasta 6 μ m, subredondeado y subangular. Se presenta de forma regular en la seccion siendo el principal componente de la matriz. Se encuentran en contacto neto entre sí, al igual que con los cristales de illita.

Illita: (12%) incolora, bajo relieve, xenoblástica diversos tamaños de hasta 10 μ m, relieve bajo. Muestra contacto longitudinal entre sí. Está distribuida de manera uniforme en la matriz.

Cloritoide: (5%) cristales de color verde grisáceo, idiblasticos en forma de prismas largos con los bordes cortos irregulares, con relieve medio débilmente pleocroico, cambiando de gris claro a oscuro , colores de interferencia negro a gris de primer orden. Cristales que se presentan de forma individual y llaman la atención las inclusiones de cuarzo de gran tamaño dentro de este, algunos cristales presentan macla tipo Carlsbad, el cloritoide se presenta muy fracturado, muestra una distribución regular dentro de la sección.

Pirofilita: (5%) incolora, cristales idioblásticos prismáticos alargados con tamaño de hasta 20 μ m sin orientación preferente de hábito radial, relieve bajo y con colores de interferencia azules y verdes.

Los minerales relícticos presentes en la muestra se describen a continuación.

Materia orgánica: (12%) color negro distribuida de manera irregular en la sección.

Opacos: (7%) anhedrales y con diferentes tamaños.

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Cuarzo + Illita + Cloritoide + Pirofilita

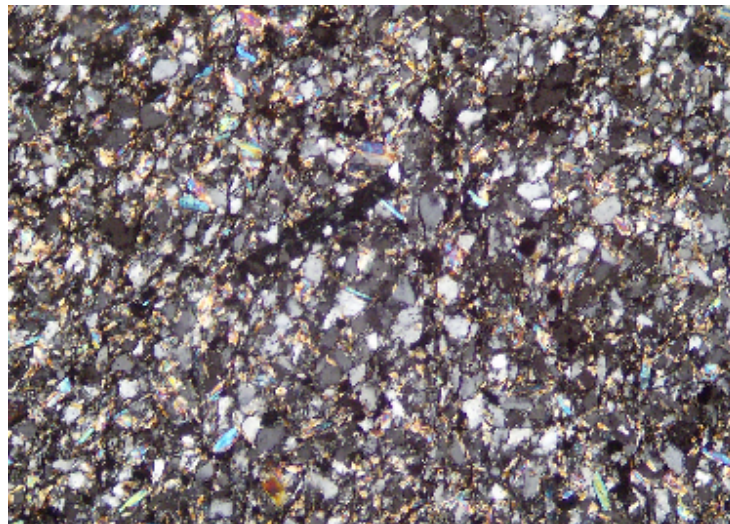


Figura 22. Microfotografía de luz plana analizada mostrando la textura poiquilítica entre cristales de cuarzo incluidos en un cristal de cloritoide de albita y clorita. Aumento de objetivo 10x, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201330 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.8 Muestra IGM 1201331

Muestra microcristalina que exhibe textura porfidolepidogranoblástica entre filosilicatos y cristales de cuarzo con fenocristales de cloritoide; textura poiquilítica de cuarzo incluido dentro del cloritoide.

Entre los minerales autigénicos se observa illita, ankerita, cloritoide y cuarzo. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Illita: (57%) incolora, bajo relieve, idiomorfa en forma de prismas delgados y alargados, diversos tamaños predominando de 2µm a 3µm. Muestra contacto longitudinal entre si, al igual que con el cuarzo, la ankerita y el cloritoide con el cual también presenta una compenetración. Es la mayor constituyente de la matriz, presentando una distribución regular en toda la sección, algunos cristales presentan un grado de alteración bajo a clorita. Clorita: color verde pálido algo pleocroica, producida por alteración de la illita, se distribuye principalmente en los bordes de estos cristales.

Ankerita: (13%) cristales de color café oscuro, idiomorfos de hasta 20µm de forma romboédrica con un grado de oxidación alto, de relieve medio y algunos cristales muestran exfoliación romboédrica. Se presenta comúnmente en contacto longitudinal con el cloritoide.

Cloritoide: (9%) cristales de color verde grisáceo, idiomorfos en forma de prismas alargados tamaño de hasta 80 µm, relieve de medio a alto débilmente pleocroico de un gris claro a un poco más oscuro, colores de interferencia negro a gris de primer orden, presentan algunos de estos cristales macla tipo carsbad, tiene incluidos fragmentos de cuarzo. El cloritoide se presenta muy fracturado concoidalmente y presenta bordes irregulares Cristales idiomorfos de hasta 80µm en forma de prismas alargados en forma individual o en agregados de varios cristales, presentando algunos de ellos macla tipo Carlsbad.

Cuarzo: (8%) incoloro, cristales xenomorfos con formas de angular a subangular, con tamaño de hasta 6µm de bajo relieve. Colores de interferencia grises de primer orden. Se presenta de forma regular en la lamina. Se encuentran en contacto flotante entre si, y en contacto longitudinal con cristales de illita y cuarzo.

Los minerales relícticos presentes en la muestra se describen a continuación.

Cuarzo: (2%) incoloro, con tamaño de hasta 6 μ m, subredondeado y subangular, fracturado y de apariencia sucia. Se encuentra envuelto entre cristales de illita, mostrando distribución irregular en la roca.

Materia orgánica: (11%) color negro, distribuida de forma irregular en la sección.

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Illita + Cloritoide + Cuarzo + Ankerita

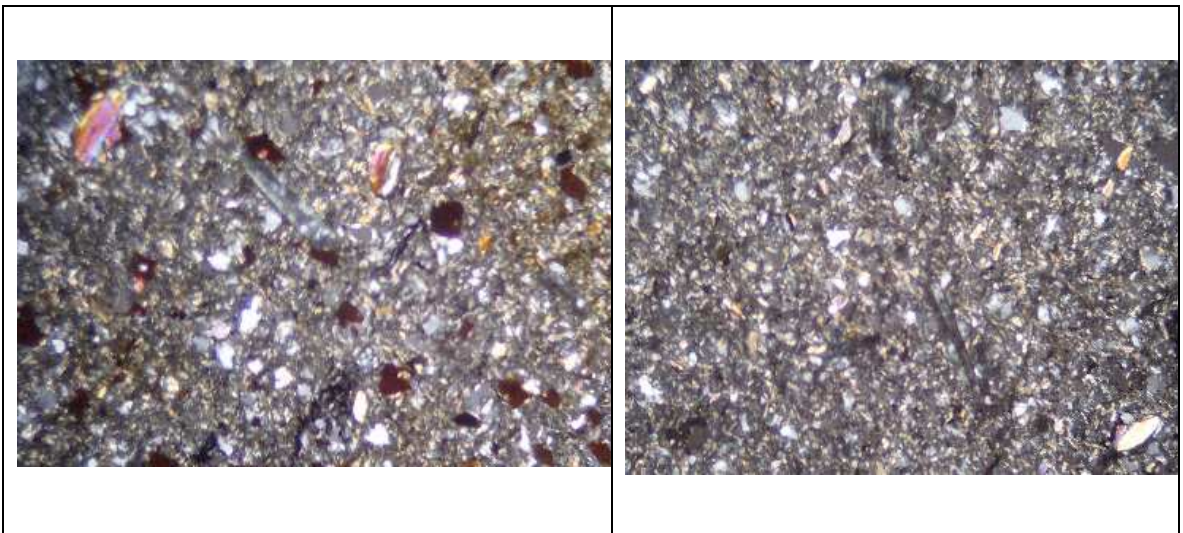


Figura 23. Microfotografía de luz plana analizada mostrando algunos cristales de cloritoide en una matriz de cuarzo y micas. Aumento de objetivo 10x, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201331 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.9 Muestra IGM 1201332

Muestra microcristalina que exhibe una foliación planoparalela entre micas y óxidos de hierro con textura relíctica de roca sedimentaria. Textura lepidoblástica conformada por micas y óxidos de hierro.

Entre los minerales autigénicos se observa illita, cuarzo y cloritoide. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Illita: (60%) incolora, cristales pequeños subhedrales en forma de tablillas con relieve bajo con tamaño de hasta 15µm. Se encuentra en contacto neto con cristales de cuarzo y cloritoide.

Cuarzo: (10%) incoloro, cristales pequeños de relieve bajo limpios, subredondeados, tamaño de hasta 15µm. Se presentan a lo largo de láminas en la misma dirección de la foliación de la roca.

Cloritoide: (7%) cristales de color grisáceo, subhedrales en forma de prismas largos, relieve medio, débilmente pleocroico de un gris claro a oscuro, se presenta en forma individual, colores de interferencia negro a gris de primer orden, presentan algunos de ellos macla tipo Carlsbad y otros reloj de arena.

Opacos: (33%) al parecer se trata de un óxido de hierro alterado de un mineral opaco. Se presenta en forma de prismas cortos formando láminas de color café en la misma dirección de la foliación, colores de interferencia de café claro a oscuro

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Illita + Cloritoide + Cuarzo

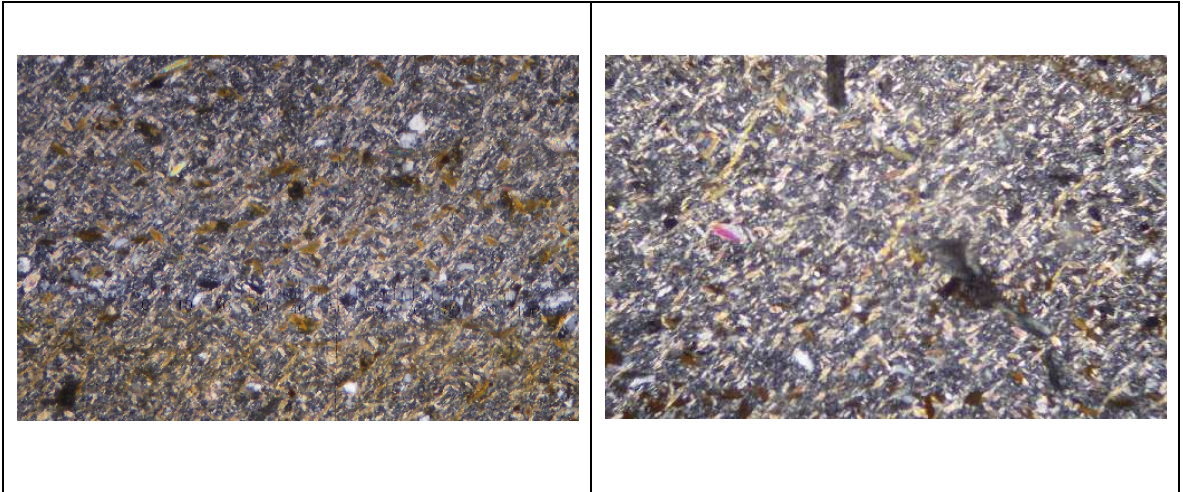


Figura 24. Microfotografías de luz plana analizada mostrando foliación planoparalela entre micas y óxidos de hierro. Aumento de objetivo 40x, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201332(ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.10 Muestra IGM 1201333

Muestra microcristalina que exhibe textura lepidogranoblástica, de una matriz constituida por cristales de cuarzo y illita, poiquilítica de illita incluida dentro del cuarzo, así como cuarzo incluido en cloritoide. Foliación subparalela muy tenue con textura relíctica de roca sedimentaria.

Entre los minerales autigénicos se observa cuarzo, illita, clorita y cloritoide. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Cuarzo: (55%) incoloro, xenoblástico con formas de angular a subangular, con tamaño de hasta 6 μ m, de bajo relieve, de apariencia limpia, colores de interferencia grises de primer orden, . Se presenta de forma regular en la lámina. Se encuentran en contacto neto entre sí, al igual que con los cristales de illita y cloritoide.

Illita: (25%) incoloro, idioblástico en forma de prismas y tablillas bajo relieve colores de interferencia amarillos de segundo orden. Presentan una alineación subparalela.

Clorita: (10%) color verde claro xenoblástico, de relieve bajo, débilmente pleocroico de verde claro a un verde un poco más oscuro, colores de interferencia verdes, se encuentra en contacto con cristales de cloritoide y clorita, distribuida de manera irregular en la sección.

Cloritoide: (4%) cristales de color grisáceo, idioblástico en forma de prismas largos, relieve medio, débilmente pleocroico de un gris claro a oscuro, se presenta en forma individual, colores de interferencia negro a gris de primer orden, presentan algunos de ellos macla tipo Carlsbad.

Los minerales relícticos presentes en la muestra se describen a continuación.

Cuarzo: (6%) incoloro, con tamaño de hasta 6µm, subredondeado y subangular. Se encuentra envuelto entre detritos de illita, mostrando distribución irregular en la roca.

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Cuarzo + Illita + Clorita + Cloritoide

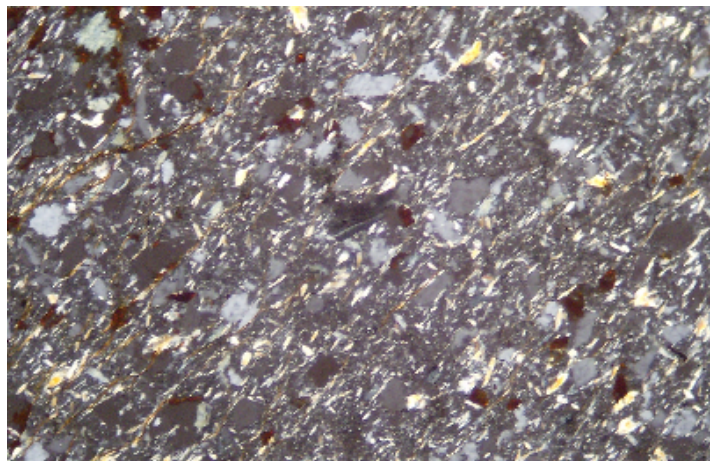


Figura 25. Microfotografía de luz plana analizada mostrando un cristal de Cloritoide en una matriz de Cuarzo y Micas, las cuales se encuentran en su

mayoría orientadas. Aumento de objetivo 10x, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201333 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.11 Muestra IGM 1201334

Muestra microcristalina que exhibe textura granolepidoblástica entre Micas y cristales de cuarzo, presenta una foliación de tipo subparalela producida por filosilicatos y bandas de óxidos de hierro, textura poiquilítica de illita incluida dentro de cristales de ankerita. Textura relíctica de roca sedimentaria.

Entre los minerales autigénicos se observa illita, cuarzo, ankerita y cloritoide. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Illita: (50%) incolora, bajo relieve, idioblastica, en forma de prismas diversos tamaños predominando de 3 μ m a 4 μ m. Muestra contacto longitudinal entre los si, y con cristales de cloritoide y cuarzo, está orientada en la misma dirección de la laminación. Es la mayor constituyente de la matriz.

Cuarzo: (15%) incoloro, cristales xenoblasticos con formas de angular a subangular de bajo relieve. Colores de interferencia grises de primer orden, con tamaño de hasta 6 μ m, . Se presenta de forma regular en la seccion. Se encuentran en contacto flotante entre si, y contacto neto con crstales de cloritoide.

Ankerita: (16%) cristales de color café oscuro, idioblásticos de forma romboédrica con un grado de oxidación alto,mostrando algunos cristales exfoliacion Rombohedrica. Se presenta comúnmente en contacto longitudinal con el cloritoide, el cuarzo y illita.

Cloritoide: (7%) cristales de color verde grisáceo, idioblastico en forma de prismas largos de relieve medio débilmente pleocroico, colores de interferencia negro a gris de primer orden. Cristales idioblásticos en forma de prismas alargados en forma individual o en agregados de hasta 3 cristales, presentando algunos de ellos macla tipo Carlsbad.

Los minerales relícticos presentes en la muestra se describen a continuación.

Cuarzo: (5%) incoloro, con tamaño de hasta 6 μ m, subredondeado y subangular. Se encuentra envuelto entre detritos de illita, mostrando distribución irregular en la roca.

Óxidos de hierro: (7%) opacos, anhedrales de diferentes tamaños.

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Illita + Cloritoide + Cuarzo + Ankerita

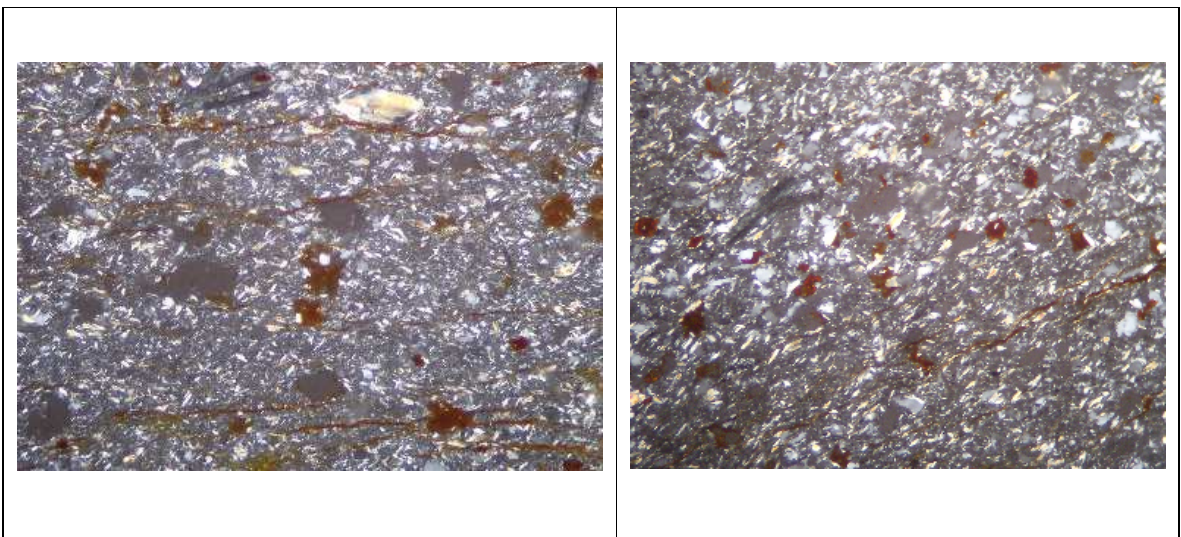


Figura 26. Microfotografía de luz plana analizada en la izquierda y la derecha se observa un agregado de tres y dos cristales de cloritoide respectivamente en una matriz de micas con abundantes óxidos de hierro. Aumento de objetivo 10x, aumento de ocular 10x. Muestra IGM 1201334 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.12 Muestra MB 189026 1

Muestra microcristalina que exhibe textura porfidolepidoblástica entre porfidoblastos de cloritoide y una matriz de illita poiquilítica con inclusiones de cuarzo dentro del cloritoide. Con presencia de textura relíctica de roca

sedimentaria. La roca presenta una venilla de cuarzo que fractura los cristales de cloritoide.

Entre los minerales autigénicos se observa illita, cuarzo, cloritoide y clorita. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Illita: (42%) incolora, bajo relieve, idiomorfa en forma de prismas delgados y alargados, diversos tamaños predominando de 6 μ m a 7 μ m. Muestra contacto longitudinal entre sí, al igual que con el cuarzo, la ankerita y el cloritoide con el cual también presenta una compenetración. Es la mayor constituyente de la matriz, presentando una distribución regular en toda la sección, algunos cristales presentan un grado de alteración bajo a clorita. Clorita: color verde pálido algo pleocroica, producida por alteración de la illita, se distribuye principalmente en los bordes de estos cristales

Cuarzo: (8%) incoloro, xenoblástico con formas de angular a subangular, con tamaño de hasta 7 μ m, de relieve bajo, de apariencia muy limpia, colores de interferencia grises y negros de primer orden, . Se presenta de forma regular en la lámina. Se encuentran en contacto neto entre sí, al igual que con los cristales de illita y cloritoide.

Cloritoide: (7%) cristales de color verde, idiomorfos de hasta 1.2 mm en forma de prismas alargados se presenta en agregados de hasta 8 cristales, relieve alto, débilmente pleocroico cambiando de un gris verdoso a uno un poco más oscuro, presentando la mayoría de ellos macla tipo Carlsbad, colores de interferencia negro a gris de primer orden, se presenta de manera regular en la sección, se ve muy fracturado y con bordes irregulares, se encuentra en contacto longitudinal con la illita y la clorita.

Clorita: (6%) cristales de color verde xenoblásticos de hasta 20 μ m de primer orden y relieve bajo. Se observa un pleocroismo débil, de verde oliva claro a oscuro, colores de interferencia grises verdosos.

Los minerales relictos presentes en la muestra se describen a continuación.

Materia orgánica: (34%) color negro, distribuida de forma regular en bandas onduladas alternándose con bandas de filosilicatos.

Cuarzo: (3%) incoloro, con tamaño de hasta 6 μ m, subredondeado y subangular. Se encuentra envuelto entre detritos de illita, mostrando distribución irregular en la roca.

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Cuarzo + Illita + Clorita + Cloritoide



Figura 27. Microfotografía de luz plana analizada, mostrando cristales de cloritoide en agregado, en una matriz de illita y cuarzo. Aumento de objetivo 15x. aumento de ocular 10x. Muestra MB 189026 1 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.13 Muestra MB 189027 1

Muestra microcristalina que exhibe textura porfidolepidoblástica entre porfidoblastos de cloritoide y cristales de illita y poiquilítica con inclusiones de cuarzo dentro del cloritoide Laminación ondulada producida por el contraste de cristales diminutos de illita y materia orgánica. Matriz conformada por illita y

cristales de cuarzo con presencia de textura relíctica de roca sedimentaria. Se presentan óxidos de hierro.

Entre los minerales autigénicos se observa illita, cloritoide, cuarzo y clorita. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Illita: (35%) incolora, idioblastica en forma prismatica, tamaño hasta de 10µm, relieve bajo, colores de interferencia azules y verdes. Muestra contacto longitudinal entre si al igual que con el cloritoide y la clorita, está orientada en la misma dirección de la laminación. Es la mayor constituyente de la matriz. Está siendo alterada a clorita. Clorita: color verde pálido, se genera principalmente en los bordes alterados de la illita y en algunos puntos en su interior.

Cloritoide: (30%) cristales de color verde, idioblásticos de hasta 1mm en forma de prismas alargados en forma individual o en agregados de 3 hasta 8 cristales, presentando algunos de ellos macla tipo Carlsbad, débilmente pleocroico, colores de interferencia negro a gris de primer orden.

Cuarzo: (12%) incoloro, con tamaño de hasta 6µm, subredondeado y subangular. Muestra distribución irregular en la roca.

Clorita: (6%) cristales de color verde xenoblásticos de hasta 50µm pleocroica de verde claro a un poco mas oscura, relieve bajo, colores de interferencia grises verdosos, se encuentra distribuida de manera irregular en la sección.

Los minerales relícticos presentes en la muestra se describen a continuación.

Materia orgánica: (13%) color negro, distribuida de forma regular en bandas onduladas alternándose con bandas de filosilicatos.

Óxidos de hierro: (4%) opacos, anhedrales de diferentes tamaños.

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Cuarzo + Illita + Clorita + Cloritoide

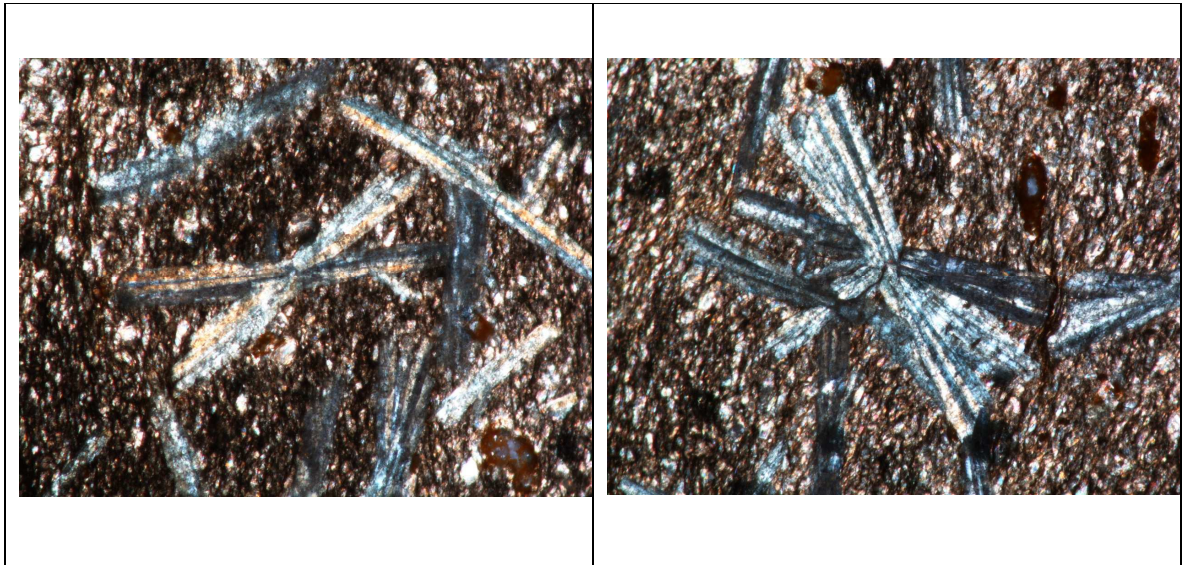


Figura 28. Microfotografía de luz plana analizada de fenocristales de cloritoide en una matriz de micas, y materia orgánica. En la izquierda se observa el cloritoide con colores de interferencias naranjas producidos por la oxidación del hierro, en la derecha un agregado múltiple de cloritoide exhibiendo la macla carsbad. Aumento de objetivo 10x, aumento de ocular 10x. Muestra MB 189027 1 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.14 Muestra LME 057 001

Muestra microcristalina que presenta laminación ondulosa generada por la alternancia entre mineral micrítico y filosilicatos. Textura porfidolepidoblástica entre fenocristales de cloritoide y una matriz de filosilicatos constituida fundamentalmente por cuarzo detrítico y matriz micrítica con presencia de textura relíctica de roca sedimentaria. Se observa pirofilita desarrollada en venillas, así como en forma de agregados en bolsones de forma radial.

Entre los minerales autigénicos se observa illita, cloritoide y pirofilita. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Illita: (45%) incolora, tamaños desde 1µm hasta 2µm. Contacto longitudinal entre los detritos, está orientada en la misma dirección de la laminación. Es la mayor constituyente de la matriz. Está siendo alterada a clorita. Clorita: color verde

pálido, se genera principalmente en los bordes alterados de la illita y en algunos puntos en su centro

Cloritoide: (10%) cristales de color verde, idiomórficos de hasta 1mm en forma de prismas alargados en agregados de varios cristales, presentando macla tipo Carlsbad, débilmente pleocroico, colores de interferencia negro a gris de primer orden.

Los minerales relictos presentes en la muestra se describen a continuación.

Materia orgánica: (40%) color negro, distribuida de forma regular en bandas plano paralelas, constituye la mayoría de la roca.

Cuarzo: (5%) incoloro, con tamaño de hasta 10µm, subredondeado y subangular. Muestra distribución irregular en la roca.

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Illita + Cuarzo + Cloritoide

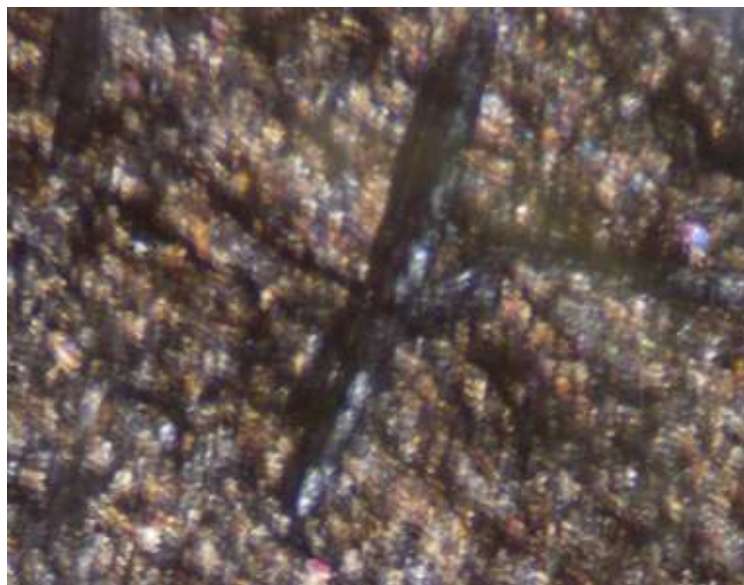


Figura 29. Microfotografía que muestra un fenocristal de cloritoide en una matriz constituida por Micas y Material micritico. Aumento de objetivo 15x, aumento de ocular 10x. Muestra LME 057 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.15 Muestra LME 058 001

Muestra microcristalina que presenta laminación planoparalela constituida fundamentalmente por cuarzo detrítico y matriz micrítica con presencia de textura relíctica de roca sedimentaria. Se observa pirofilita con características petrográficas similares al de la illita pero en hábito radial en el interior de algunas laminaciones.

Entre los minerales autigénicos se observa pirofilita. Una descripción detallada de estas especie mineral se presenta a continuación.

Pirofilita: (20%) cristales idioblasticos prismáticos con tamaño de hasta 25µm sin orientación preferente de hábito radial y con propiedades ópticas similares a las de la illita.

Los minerales relícticos presentes en la muestra se describen a continuación.

Cuarzo: (25%) incoloro, con tamaño de hasta 10µm, subredondeado y subangular. Muestra distribución irregular en la roca.

Materia orgánica: (55%) color negro, distribuida de forma regular en bandas plano paralelas, constituye la mayoría de la roca.

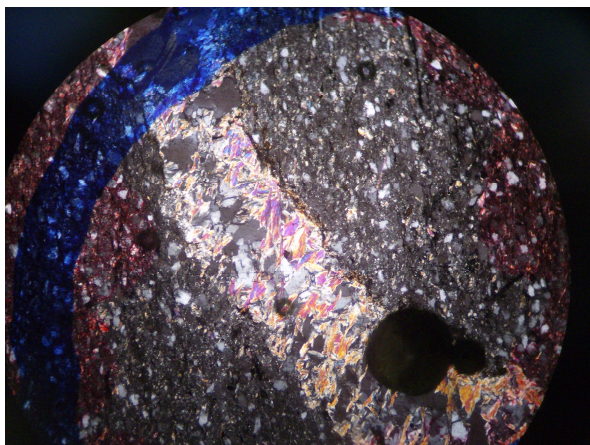


Figura 30. Microfotografía de luz plana analizado mostrando cristales de pirofilita en agregados radiales. Aumento de objetivo 10x, aumento de ocular 10x. Muestra LME 058 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.16 Muestra LME 059 001

Muestra microcristalina que exhibe laminación ondulosa creada por el cambio entre materia orgánica y cristales de pirofilita. Presenta textura relíctica de roca sedimentaria.

Entre los minerales autigénicos se observa pirofilita y cuarzo. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Pirofilita: (40%) cristales incoloros de relieve medio a bajo, se presenta en forma radiada entre las bandas de materia orgánica en forma de bolsones, colores de interferencia azules, verdes y lavanda. Se encuentra en contacto neto con el cuarzo. Tamaño hasta 10µm.

Cuarzo: (7%) incoloro, cristales de relieve bajo, subesférico angular, se presenta en bandas en la misma dirección de la foliación entre materia orgánica.

Los minerales relícticos presentes en la muestra se describen a continuación.

Materia orgánica: (48%) color negro, distribuida de forma regular en bandas ondulosas.

Cuarzo: (5%) incoloro, cristales de relieve bajo, subesférico subangular, muestra fracturamiento.

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Cuarzo + Pirofilita

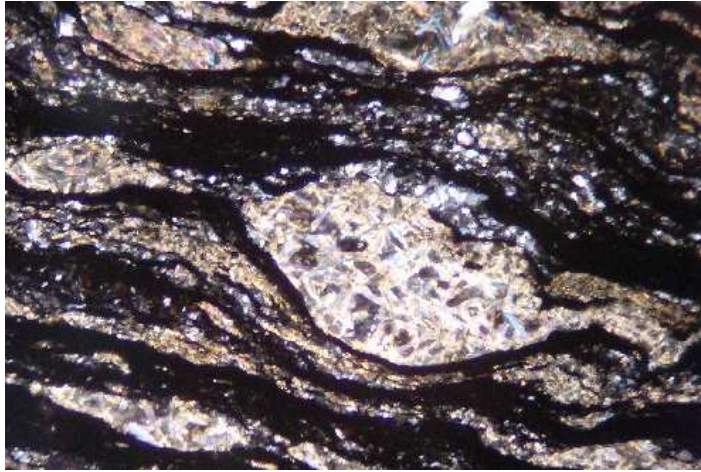


Figura 31. Microfotografía de luz plana analizada mostrando laminación ondulosa formada por pirofilita y materia orgánica. Aumento de objetivo 40x, aumento de ocular 10x. Muestra LME 059 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.17 Muestra LME 063 001

Muestra microcristalina que exhibe textura porfidolepidoblástica entre porfidoblastos de cloritoide y poiquilítica con inclusiones de cuarzo dentro del cloritoide e inclusiones de clorita dentro del cloritoide. Matriz conformada por illita, biotita y detritos de cuarzo con presencia de textura relíctica de roca sedimentaria. La roca presenta una venilla de cuarzo que fractura los cristales de cloritoide.

Entre los minerales autigénicos se observa illita, cloritoide, cuarzo, clorita y albita. Una descripción detallada de estas especies minerales, se presenta a continuación.

Illita: (35%) incolora, bajo relieve, idiomorfa en forma de prismas delgados y alargados, diversos tamaños predominando de 8 μm . Muestra contacto longitudinal entre si, al igual que con el cuarzo, la albita y el cloritoide. Es la mayor constituyente de la matriz, presentando una distribución regular en toda la sección.

Cloritoide: (15%) cristales de color verde, idiomorfos de hasta 1mm en forma de prismas alargados en agregados de varios cristales o de manera individual, con relieve de medio a bajo, débilmente pleocroico de un gris verdoso claro a uno mas

oscuro, colores de interferencia negro a gris de primer orden presenta macla tipo Carlsbad.

Cuarzo: (7%) incoloro, cristales xenoblasticos con formas de angular a subangular, con tamaño de 5µm de relieve bajo. Colores de interferencia grises de primer orden. Se presenta de forma regular en la lamina. Se encuentran en contacto flotante entre si, y en contacto longitudinal con cristales de illita y cloritoide.

Clorita: (6%) cristales de color verde xenoblásticos de hasta 15µm. Se observa un pleocroismo débil, colores de interferencia grises de primer orden y relieve bajo.

Albita: (5%) incolora, idioblástica de forma cuadrada, exhibiendo su macla característica. Colores de interferencia de primer orden, se presentan algunos de ellos en contacto neto con el cloritoide. Relieve bajo.

Los minerales relicticos presentes en la muestra se describen a continuación.

Materia orgánica: (38%) color negro, distribuida de forma regular en bandas onduladas alternándose con bandas de filosilicatos.

Biotita: (11%) color verde pálido, tamaño hasta 5µm Algo pleocroica. Presenta exfoliación basal y orientación en la misma dirección de la laminación. Clorita: color verde pálido, se genera principalmente en los bordes alterados de la biotita y en algunos puntos en su interior.

Cuarzo: (6%) incoloro, con tamaño de hasta 6µm, subredondeado y subangular. Se encuentra envuelto entre detritos de illita, mostrando distribución irregular en la roca.

Opacos: (5%) anhedrales y con diferentes tamaños.

El estudio petrográfico, permite concluir que esta roca, tipo metapelita, se caracteriza por presentar la siguiente paragénesis mineral:

Cuarzo + Illita + Clorita + Cloritoide + Albita

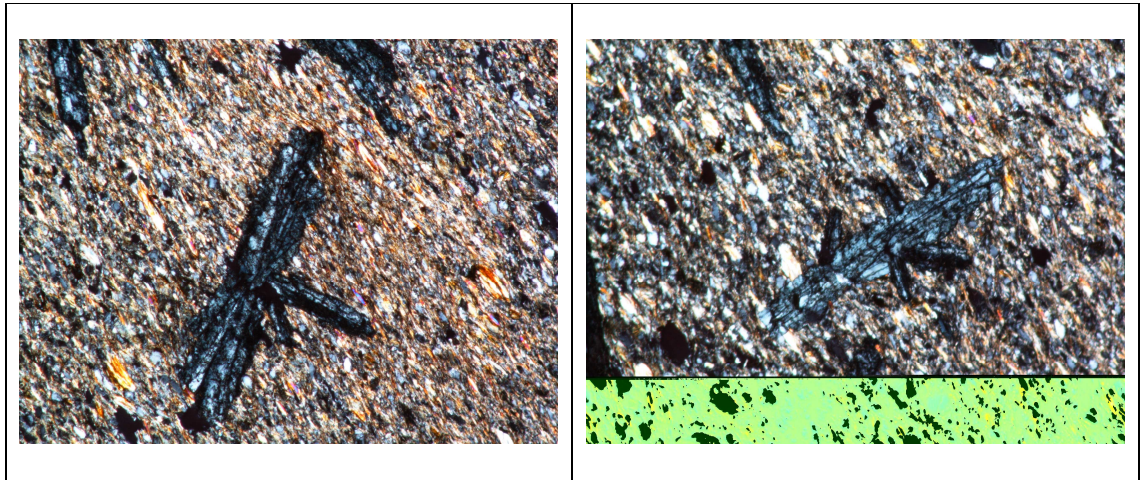


Figura 32. Microfotografía de luz plana analizada mostrando cristales de cloritoide en agregado, exhibiendo macla Carlsbad en matriz de filosilicatos. Aumento de objetivo 10x, aumento de ocular 10x. Muestra LME 063 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 15)

6.2.18 Resumen del estudio petrográfico

El estudio petrográfico realizado a 17 láminas delgadas muestra como texturas metamórficas dominantes la porfidolepidoblástica, marcada entre porfidoblastos de cloritoide y la illita, la poquidoblástica de cristales de cuarzo o illita incluidos en el cloritoide, además se conserva una textura relíctica de roca sedimentaria presente en casi todas las muestras. Los minerales neoformados con mayor abundancia son casi siempre la illita y el cuarzo, los cuales son los principales constituyentes de la matriz, por su parte el cloritoide se presenta como porfidoblasto, en forma de prisma alargado, y en agregados de varios cristales, con una abundancia de 6 al 10%, otros cristales como la pirofilita, la ankerita, y la albita se presentan con alguna frecuencia, casi siempre con porcentajes inferiores al 10%, de estos estudios se determinaron las siguientes paragenesis generalizadas.

Zona interna: **Illita + Cuarzo + Cloritoide ± Albita ± Clorita**

Zona media: **Cuarzo + Illita + Cloritoide ± Pirofilita**

Para la zona mas externa de las cercanías del municipio de Quípama se pudo determinar la siguiente paragénesis.

Pirofilita + Cuarzo

6.2.19 Mapa de distribucion de subfacies metamórficas

Como resultado de los estudios petrográficos realizados se puede determinar el área que ocupa la zona de la clorita, lo que se plasma en la Figura 33.

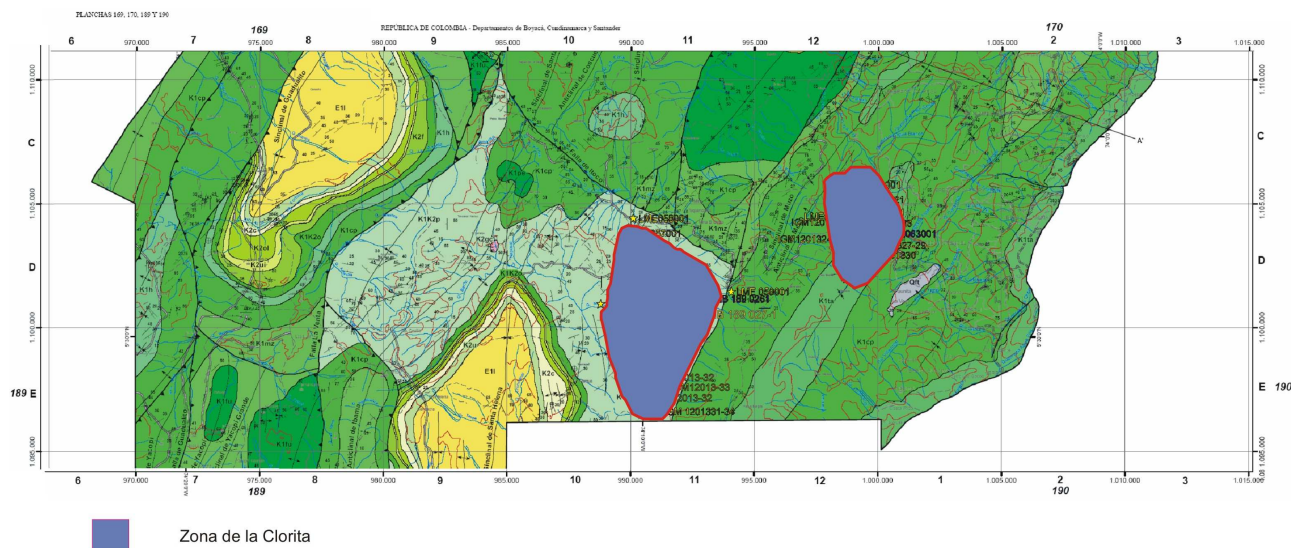


Figura 33. Mapa de distribución de subfacies metamórficas. Modificado de INGEOMINAS, 2007.

6.3 ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

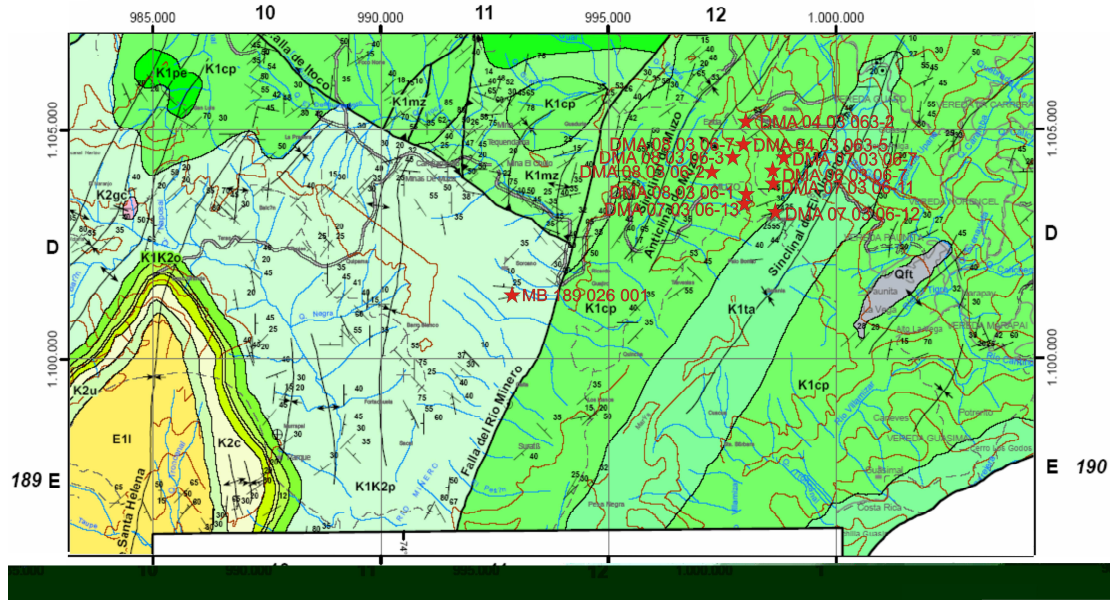


Figura 34. Mapa de ubicación de muestras analizadas por Difracción de Rayos X. Modificado de INGEOMINAS, 2007

De las muestras recogidas en la fase de campo, 11 fueron analizadas por difracción de rayos-x, en muestras de polvo desorientado de tamaño menor a 40µm. Los resultados obtenidos corresponden a limolitas y lodolitas carbonosas compuestas principalmente por cuarzo, mica y clorita detriticas en cantidades variables, los cuales fueron afectadas por procesos de diagenesis y probablemente por alteracion hidrotermal. Como resultado de estos procesos se han transformado y neoforado los minerales de arcilla para formar cloritoide y pirofilita entre otros. (Mojica, 2007)

Cloritoide: $(FeAl_2SiO_5(OH)_2)$, correspondiente a cloritoide-A Triclinico, está representado por sus tres reflexiones basales principales de 4.47 A plano (0 0 2), 2.96 A, plano (0 0 3) y 2.45 A plano (0 2 2), Para este caso el plano indicador es 2.96 A (30.18 2teta), esta siempre acompañado de pirofilita. (Mojica, 2007)

Pirofilita: $(Al_2Si_4O_{10}(OH)_2)$, correspondiente a pirofilita $2M_1$ (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) esta siempre presente en las muestras que contienen cloritoide. (Mojica, 2007)

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%), clorita, illita y pirofilita son comunes (20-40%), la cantidad de cloritoide es pobre (10-20 %) y escasa cantidad de paragonita (menor a 10%) en las muestras con su presencia, lo mismo sucede con interstratificados de illita-clorita. Ocasionalmente se presentan pequeñas cantidades de hematita, pirita y goethita. (Mojica, 2007)

Tabla 5. Análisis cuantitativo y cualitativo de minerales desorientados por DRX. Modificado de Mojica, 2007. Ver mapa ubicación de muestras, Figura 34

MUESTRA	MINERALES DE ARCILLA								SILICATOS		FWHM illita (001)	FWHM Clorita (002)
	ESMECTITA	CAOLINITA	ILLITA	PARAGONITA	PIROFILITA	CLORITA	CLORITOIDE	interstratificado 10-14c ????	CUARZO	ALBITA		
DMA-04-03-06/2	0	0	+++	+	++	0	0	0	+++		1,41	---
DMA-04-03-06/5	0	0	++	+	+++	++	++	+	++		1,16	0,21
DMA-06-03-06/7	0	0	+++	0	+++	+++	++	+	+		0,26	0,19
DMA-07-03-06/10	0	0	++	0	+++	0	++	0	+++		0,26	----
DMA-07-03-06/11	0	0	+++	0	+++	+++	++	+	++		0,26	0,21
DMA-07-03-06/12	0	0	++	0	+++	++	+	+	+++		0,23	0,16
DMA-07-03-06/13	0	0	++	*	++	+	+	0	++++		0,23	0,14
DMA-08-03-06/1	0	0	+	*	+	+	*	0	++++		0,14	0,19
DMA-08-03-06/2	0	0	+	*	+	+	*	0	++++		0,14	0,16
DMA-08-03-06/3	0	0	+	0	+	+		0	++++		0,14	0,19
DMA-08-03-06/7	0	0	+	0	+	++	*	0	++++		0,14	0,14

Con el fin de realizar una datación radiométrica potasio – argón (K/Ar) en rocas con contenido de cloritoide. Se hizo una separación de minerales arcillosos (illita) inferiores a $2\mu m$, los cuales deben de ser neoformados (Frey, 1988). Siguiendo el

método propuesto por Mantilla, 2003; se lograron separar 0,3g de este material, al cual se le realizó estudios de DRX para conocer las especies minerales presentes (ver Tabla 6 y Figura 35). Debido al bajo peso de la muestra, no fue posible la realización de la datación.

Tabla 6. Resultados de análisis de DRX. Muestra MB 189 026 001 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 34)

FASE	NOMBRE
$(\text{Mg, Fe})_6 (\text{Si, Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$	Clorita
$\text{K Al}_2 (\text{Si}_3 \text{Al}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$	Illita
$\text{Na Al}_4 (\text{Si, Al})_8 \text{O}_{20} (\text{OH})_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$	Rectoria
$\text{Al}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$	Pirofilita

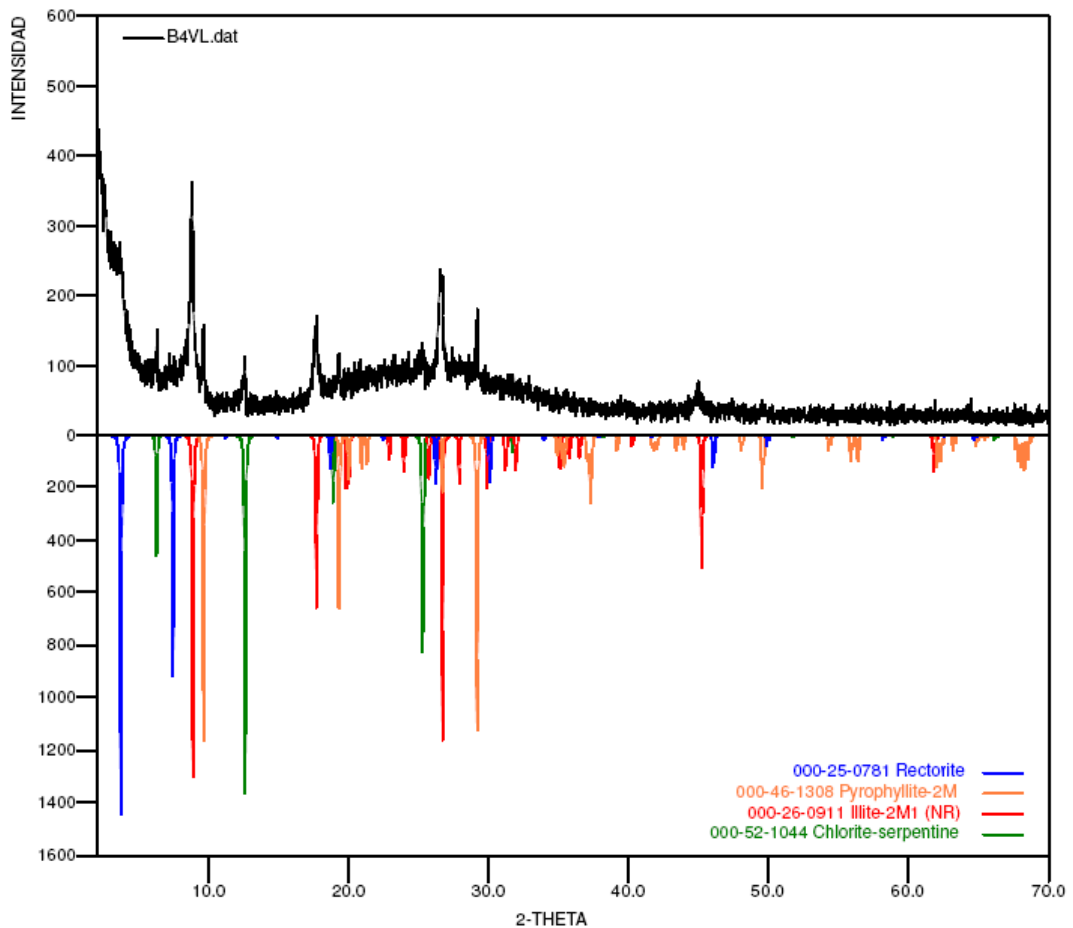
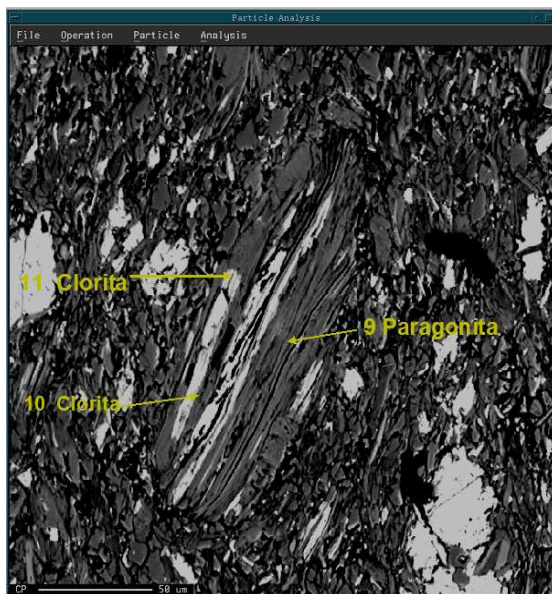


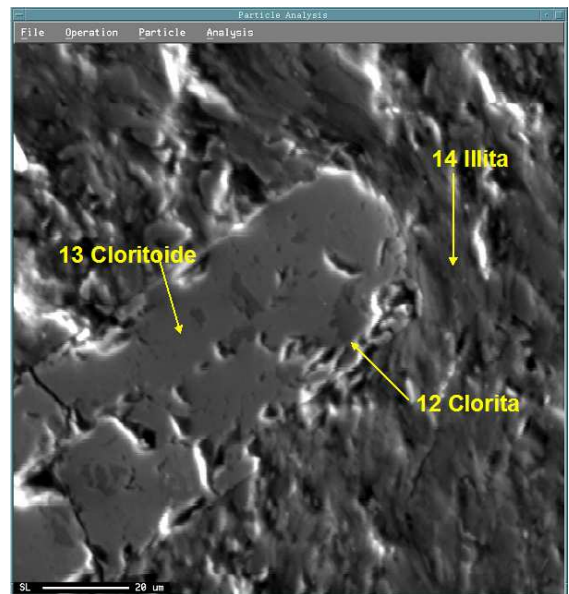
Figura 35. Difractograma de la muestra MB 189 026 (ver mapa ubicación de muestras, Figura 34)

6.4 ANÁLISIS DE QUÍMICA MINERAL

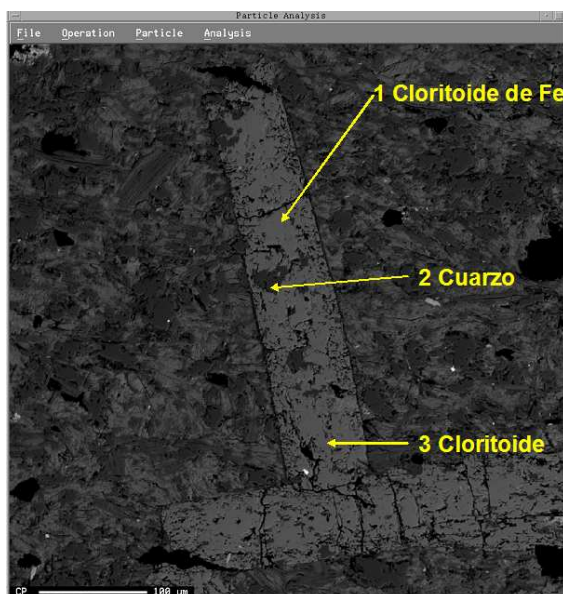
A continuación se presentan los resultados de química puntual en cloritoide y minerales que lo acompañan, llevados a cabo en una microsonda electrónica



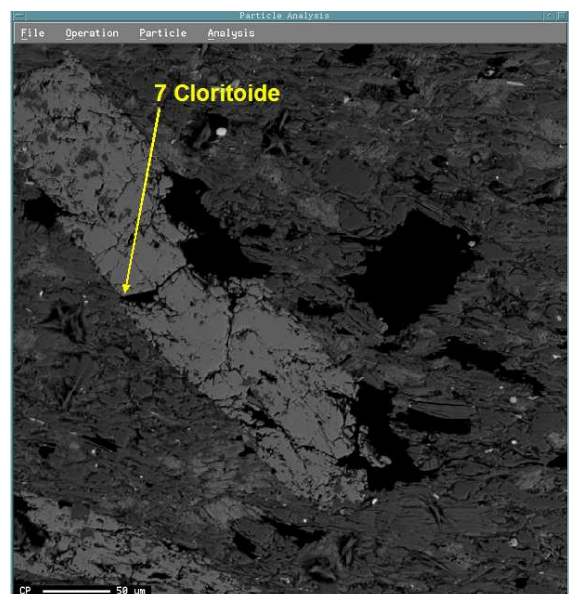
a



b



c



d

Figura 36. Microfotografías analizadas con microsonda electrónica (España). Se incluyen 4 imágenes de las más importantes para el desarrollo de la investigación. El número indica el análisis. Las imágenes a y b corresponden a la muestra MB189 026 1 y las imágenes c y d corresponden a la muestra LME 063 001(ver Tabla 7 y Tabla 8, respectivamente)

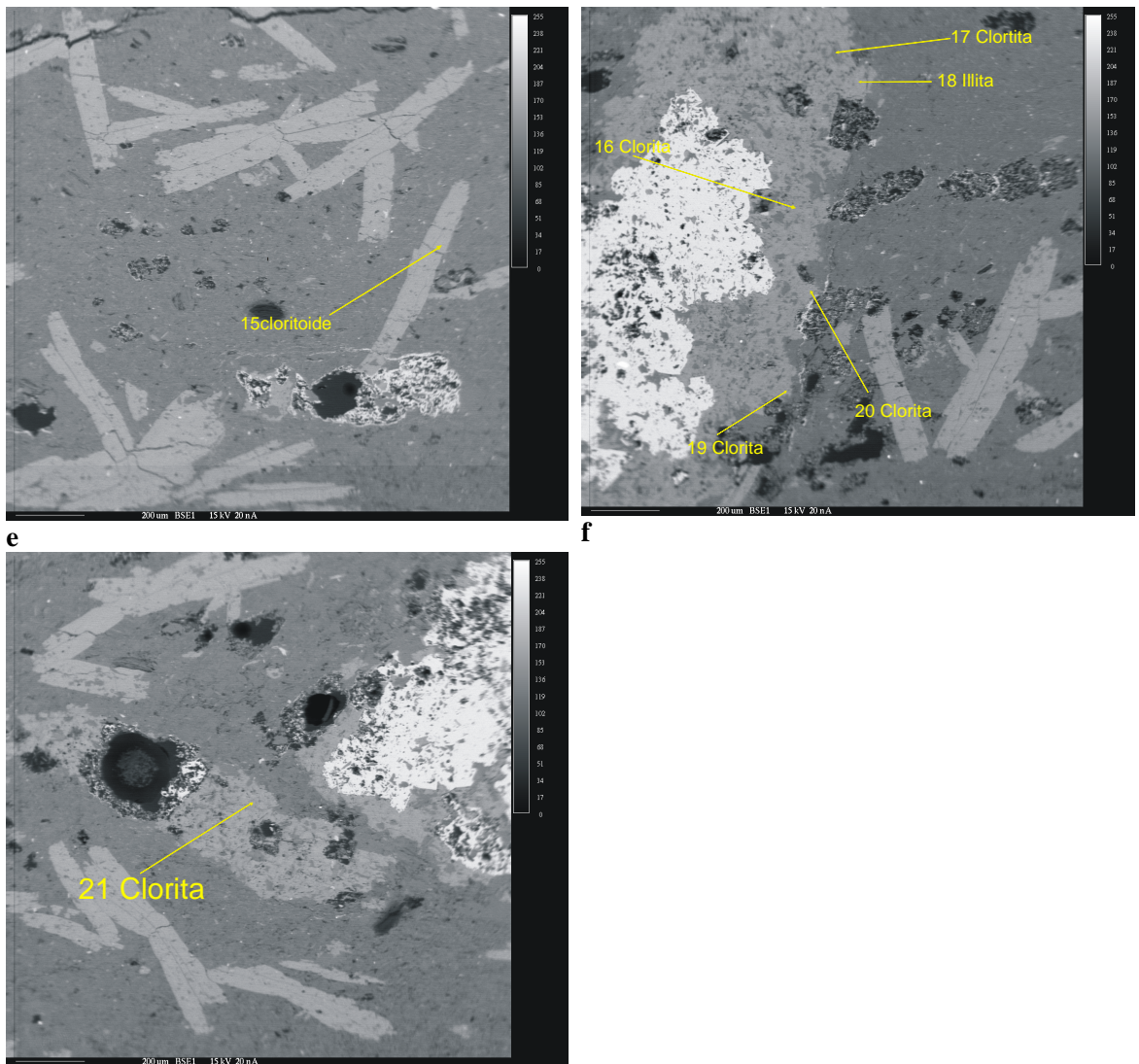


Figura 37. Microfotografías analizadas con microsonda electrónica(Estados Unidos). Se incluyen 3 imágenes de las más importantes para el desarrollo de la investigación. Las imágenes e, f y g corresponden a la muestra MB 189 027 1. El número indica el análisis (ver Tabla 9)

Las tablas 7, 8 y 9 presentan los resultados químicos de tres secciones delgadas a las que se les realizaron análisis de química puntual; estos resultados se dan en porcentaje en peso de óxidos principales.

Tabla 7. Análisis de química puntual. Muestra MB 189026 1

Elemento	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	46.19	27.81	31.01	32.95	24.98	48.17
Al ₂ O ₃	39.41	27.30	27.53	34.06	41.18	37.00
FeO	0.714	21.44	19.33	20.76	24.88	0.451
MnO	0.025	0.067	-	-	0.138	-
MgO	0.150	11.67	10.12	1.811	1.823	0.173
CaO	1.754	0.076	0.074	0.071	0.019	0.505
Na ₂ O	1.254	0.121	0.199	0.057	0.036	0.900
K ₂ O	3.803	0.122	0.118	0.030	0.010	5.550
TiO ₂	0.074	0.081	-	-	0.047	0.207
NiO	-	0.045	0.039	0.042	0.032	0.016
Cr ₂ O ₃	-	0.021	-	-	0.049	0.026
P ₂ O ₅	0.095	0.077	0.223	0.042	-	0.044
F	-	-	-	-	-	-
Cl	0.012	0.024	0.016	-	0.009	-
Total	93.475	88.850		89.845	93.214	93.056

Tabla 8. Análisis de química puntual. Muestra LME 063 001

Elemento	1	2	3	4	6	7	8
SiO ₂	24.29	101.0	24.72	47.42	24.28	24.28	39.30
Al ₂ O ₃	41.00	0.199	39.88	21.88	38.12	38.12	40.54
FeO	25.60	0.369	25.87	12.27	24.64	24.64	0.570
MnO	0.381	0.048	0.401	0.021	0.333	0.33	0.034
MgO	1.044	-	1.251	0.123	1.215	1.215	0.133
CaO	0.002	0.019	0.009	3.866	0.014	0.014	5.475
Na ₂ O	0.001	0.002	0.013	0.381	0.037	0.037	0.560
K ₂ O	0.018	-	-	1.560	0.034	0.034	4.681
TiO ₂	0.023	-	-	0.144	0.073	0.073	0.042
NiO	-	-	0.064	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.040	-	0.026	0.013	0.009	0.009	0.028
P ₂ O ₅	0.092	0.022	0.053	0.477	0.018	0.018	0.039
F	-	-	-	-	-	-	0.069
Cl	0.004	0.009	0.006	0.087	0.020	0.020	0.064
Total	92.500	101.66	92.29	88.22	88.793	38.122	91.493

Tabla 9. Análisis de química puntual. Muestra MB 189027 1

Elemento	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	24.58	24.07	23.30	53.46	23.02	23.05	22.78

Al ₂ O ₃	41.44	26.37	25.83	31.91	26.18	26.50	26.46
FeO	25.51	25.99	29.63	3.221	27.22	25.39	29.30
MnO	0.017	0.005	0.006	0.002	0.006	0.005	0.005
MgO	1.623	11.55	9.119	1.030	10.52	10.82	9.554
CaO	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.002	0.002
Na ₂ O	0.001	0.000	0.000	0.017	0.004	0.002	0.003
K ₂ O	0.000	0.001	0.001	8.767	0.000	0.001	0.004
TiO ₂	0.008	0.006	0.009	0.055	0.002	0.000	0.006
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.005	0.000
Ce ₂ O ₃	0.003	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.006	0.000
F	0.000	0.000	0.007	0.010	0.009	0.000	0.007
Cl	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003
Total	93.45	88.18	88.17	99.25	87.29	85.98	88.39

6.4.1 Cálculo de la fórmula química a partir del porcentaje en peso de óxidos principales

La obtención de la fórmula química del cloritoide se llevó a cabo por medio de la realización de las tablas 10, 11 y 12, en la cual en la columna 1 se muestran los óxidos con los cuales se trabaja, la columna 2 muestra los porcentajes en peso obtenidos en la microsonda, la columna 3 presenta el peso molecular de los óxidos obtenidos de una tabla periódica, la columna 4 presenta la proporción molecular, que es la razón entre la columna 2 y 3; la columna 5 es el resultado de multiplicar el número de cationes por la columna 4; la columna 6 es el resultado de multiplicar la cantidad de oxígenos en la fórmula química por la columna 4 y la columna 7 es el resultado de multiplicar la columna 5 por el factor O.

6.4.1.1 Muestra: LME 063001 Análisis 1

Tabla 10. Cálculo del número de cationes

Óxidos	Porcentaje en peso	Peso molecular	Proporción molecular	Proporción catiónica	# de oxígenos	# de cationes 7 oxígenos
SiO ₂	24,294	60,08	0,404	0,404	0,80	1,0302
Al ₂ O ₃	41,001	101,96	0,4021	0,8042	1,206	2,05
FeO	25,601	71,85	0,356	0,356	0,356	0,908
H ₂ O	6,77	18	0,376	0,756	0,376	1,92

Total					2,7463	
MnO	0,381	70,94	0,0054	0,0054	0,0054	
MgO	1,044	40,3	0,026	0,026	0,026	

Factor O = 7/2,7463

Factor O = 2,55

La obtención de la fórmula química del cloritoide se realiza por medio del porcentaje en peso de los óxidos principales, posteriormente se separa el oxígeno de los cationes y estos a su vez se pasan a número de moles en base a 7 oxígenos

De la última columna se extrae la proporción en que cada catión se presenta en la fórmula química del cloritoide. La fórmula obtenida es: **Fe_{0,9}Al_{2,1}(OH)_{1,9}O_{1,1}SiO₄**.

Un proceso similar se llevó a cabo para otros dos cloritoides, los cuales tuvieron los siguientes resultados: **Fe_{0,87}Al_{2,04}Si_{1,05}O_{4,97}(OH_{0,95})₂** y **Fe_{0,9}Al_{1,97}Si_{1,04}O_{4,93}(OH_{0,95})₂**. A continuación se presenta el mismo proceso para otras dos muestras.

6.4.1.2 Muestra: MB 189026 Análisis 13

Tabla 11. Cálculo del número de cationes

Óxidos	Porcentaje en peso	Peso molecular	Proporción molecular	Proporción catiónica	# de oxígenos	# de cationes 7 oxígenos
SiO ₂	24,98	60,08	0,416	0,416	0,832	1,053
Al ₂ O ₃	41,18	101,96	0,404	0,808	1,212	2,05
FeO	24,88	71,85	0,346	0,346	0,346	0,88
H ₂ O	6,77	18	0,376	0,756	0,376	1,92
Total					2,766	
MnO	0,138	70,94	0,0019	0,0054	0,0054	
MgO	1,82	40,3	0,045	0,026	0,026	

Factor O = 7/2,766

Factor O = 2,53

Fórmula química determinada: $\text{Fe}_{0,9}\text{Al}_{2,1}(\text{OH})_{1,9}\text{O}_{1,1}\text{Si}_{1,1}\text{O}_4$

6.4.1.3 Muestra: MB 189027 01 Análisis 15

Tabla 12. Cálculo del número de cationes

Óxidos	Porcentaje en peso	Peso molecular	Proporción molecular	Proporción catiónica	# de oxígenos	# de cationes 7 oxígenos
SiO ₂	24,58	60,08	0,41	0,41	0,82	1,0302
Al ₂ O ₃	41,44	101,96	0,4064	0,813	1,219	2,05
FeO	25,51	71,85	0,355	0,355	0,355	0,908
H ₂ O	6,77	18	0,376	0,756	0,376	1,92
Total					2,77	
MnO	0,017	70,94	0,0002	0,0002	0,0002	
MgO	1,62	40,3	0,040	0,040	0,040	

Factor O = 7/2,77

Factor O = 2,53

Fórmula química determinada: $\text{Fe}_{0,9}\text{Al}_{2,1}(\text{OH})_{1,9}\text{O}_{1,1}\text{SiO}_4$

6.4.2 Clasificación química del cloritoide

Esta clasificación se realizó teniendo en cuenta el porcentaje en peso de los óxidos MnO, FeO y MgO, que clasifican al cloritoide como sismondita, cloritoide (en sentido estricto) u ottrelita según sea el caso.

En el triángulo de la figura, se puede observar que el análisis 1 se trata de un cloritoide de hierro, mostrando porcentajes de MnO y MgO muy inferiores, en contraposición a lo dicho por Scheib (1916), quien reporta al cloritoide del cinturón esmeraldífero occidental como la variedad ottrelita lo cual queda completamente descartado.

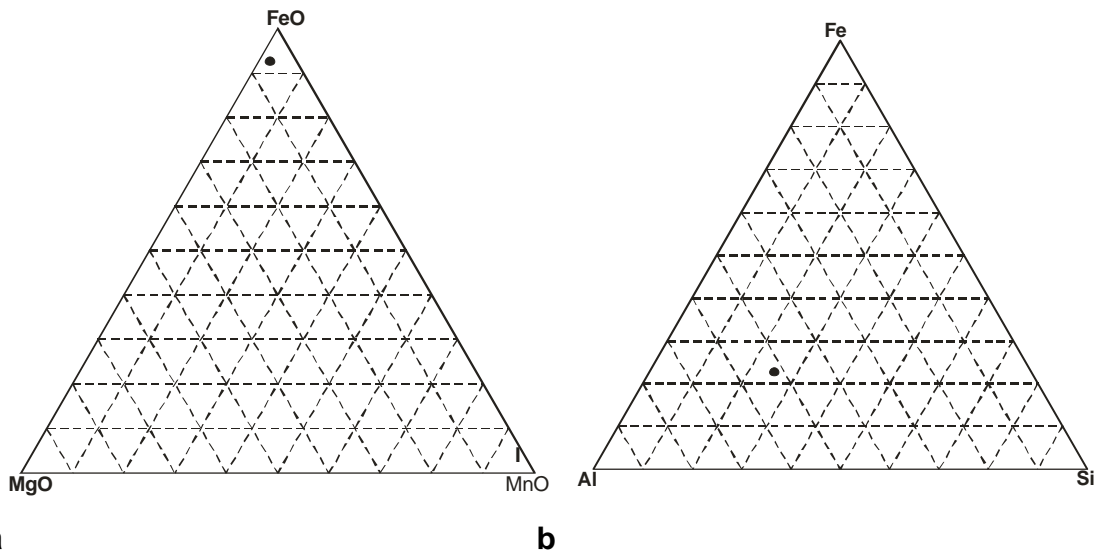


Figura 38. Clasificación química del cloritoide. Muestra LME 063001 (ver Tabla 10)

En el triángulo de la Figura 44a se observa una clasificación para el cloritoide teniendo en cuenta los elementos principales que lo componen exepctuando el oxígeno, en el cual se observa con completa claridad su mayor tendencia a estar compuesto por aluminio, que abarca más de la mitad en porcentaje en peso seguido silicio y finalmente el hierro. Esto indica que a pesar de tratarse de un cloritoide de hierro no alcanza las proporciones de este elemento que comúnmente contiene este mineral.

A continuación se presenta el mismo procedimiento para otras dos muestras.

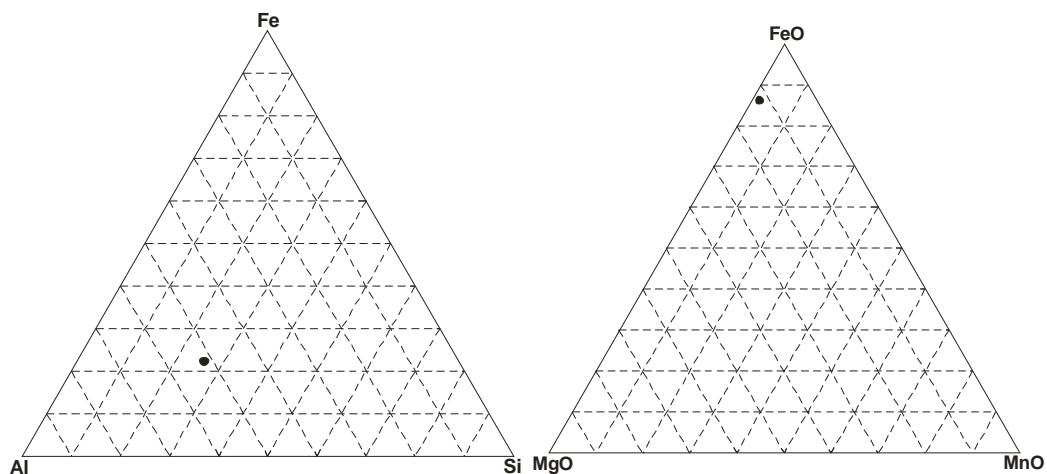


Figura 39. Clasificación química del cloritoide. Muestra MB 189026 (ver TABLA 11)

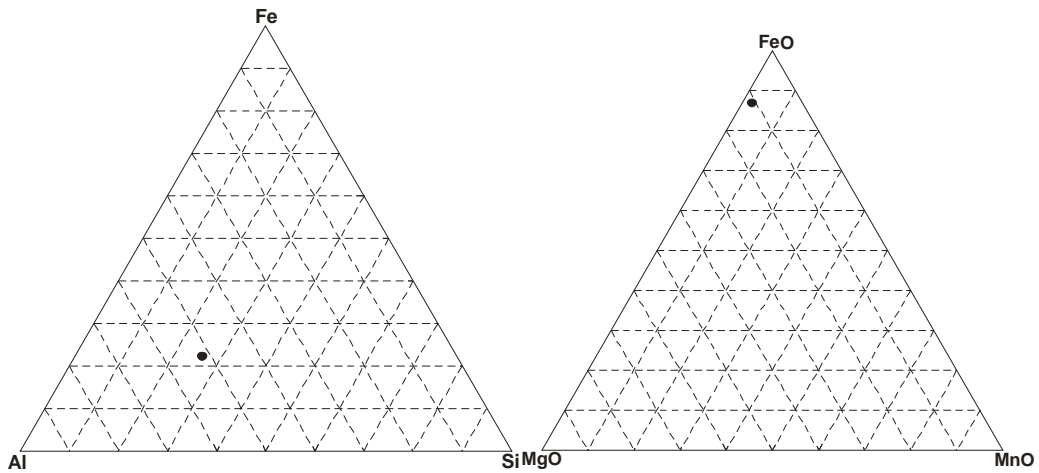


Figura 40. Clasificación química del cloritoide. Muestra MB 189027 (ver Tabla 12)

6.5 CONDICIONES FÍSICAS DEL METAMORFISMO

Con base en la información obtenida de los estudios petrográficos realizados a 17 láminas delgadas y en los estudios de difracción de rayos X realizados en 12 muestras de rocas, a continuación se infieren las condiciones físicas del evento metamórfico, previa presentación de algunas consideraciones previas, necesarias como elementos conceptuales a tener en cuenta.

6.5.1. Consideraciones preliminares

- **Generalidades sobre el metamorfismo de bajo y muy bajo grado en rocas pelíticas**

Las metapelitas son rocas metamórficas derivadas de sedimentos ricos en minerales de la arcilla, éstos últimos, presentes en general en lutitas. En general, las lutitas se caracterizan por poseer un tamaño de grano fino (<62 μ m) y una mineralogía dominada por los minerales de la arcilla y el cuarzo. Las lutitas con un tamaño de grano menor de 4 μ m se denominan argilitas y las que tienen un tamaño de grano entre 4 y 62 μ m, limolitas. El metamorfismo débil transforma las lutitas en pizarras. Los anglosajones usan el término shale para designar una roca lutítica no metamórfica que

posee una buena fisilidad paralela a la estratificación. En castellano este término se ha traducido tradicionalmente por pizarra, pero es erróneo, ya que las pizarras son rocas metamórficas. Por desgracia, no existe un término castellano equivalente a shale (Gómez, 2006).

En la literatura metamórfica el término *pelita* se usa para designar una roca cuyo protolito es de grano muy fino rico en minerales de la arcilla y en este sentido es similar al término argilita. Las pelitas desarrollan una sucesión de minerales muy característica durante el metamorfismo progresivo. Las lutitas con una elevada proporción de fracción de tamaño limo (las limolitas) son menos abundantes y además no desarrollan una secuencia de minerales tan característica. A estas rocas se les conoce con el nombre de *semipelitas* en el ámbito del metamorfismo. Las lutitas constituyen más del 60% de todas las rocas sedimentarias, de ahí su importancia (Gómez, 2006).

Las reacciones minerales que tienen lugar en rocas pelíticas durante un evento metamórfico barroviense, dan lugar una serie de zonas de metamorfismo, la cual se caracteriza por la aparición específica de un mineral metamórfico (Figura 41).

Considerando que el área de estudio presenta rocas con características macroscópicas evidentes de su naturaleza sedimentaria, aunque en algunas de ellas se haya identificado cloritoide, se hace necesario comentar algunos aspectos relacionados con los cambios pre-metamórficos que se presentan en rocas pelíticas.

———— aumento del grado metamórfico —————>

	LZM Chl	LZM Bt	LZM Grt	LZM St	LZM Ky	LZM Sil
Zona metamórfica	Zona de clorita	Zona de biotita	Zona de granate alm	Zona de estaurolita	Zona de distena	Zona de sillimanita
Clorita			- - -			
Biotita						
Granate (Alm)						
Estaurolita					- - -	- - -
Distena						- - -
Sillimanita						
Moscovita						
Plagioclasa Na						
Cuarzo						

Figura 41. Asociaciones minerales dentro de cada zona mineral en el metamorfismo regional barroviense de las rocas pelíticas pobres en Al de los Highlands escoceses. Estas rocas no desarrollan cloritoide. Tomado de Gómez, (2006).

En este sentido, es importante resaltar que durante la compactación y la diagénesis las rocas lutíticas se ven afectadas por numerosos cambios mecánicos y químicos. La elevada porosidad inicial (>50%) se reduce de forma continua durante el enterramiento y la compactación y una lutita pre-metamórfica puede contener todavía una porosidad del 1-5% que está ocupada por un fluido acuoso (agua intraformacional). En el tránsito diagénesis-anquimetamorfismo (unos 200°C y 6 km de profundidad) todos los minerales de la arcilla originales han sido reemplazados por illita (un precursor de las micas blancas potásicas) y por clorita. El ordenamiento cristalino de estos minerales, sobre todo de la illita, aumenta con la temperatura y la presión. De hecho, la “cristalinidad” de la illita se utiliza como geotermómetro en el tránsito al metamorfismo. La materia orgánica también modifica sus características con la temperatura, hasta desaparecer completamente reemplazada por grafito o sin dejar rastro por pérdida de CO₂ (condiciones oxidantes) o CH₄ (condiciones reductoras). La

reflectividad óptica de la materia orgánica también se usa como indicador de temperaturas durante la diagénesis profunda y el metamorfismo de grado muy bajo. La compactación y la recristalización de los minerales de la arcilla durante el enterramiento producen una fisilidad muy característica en las rocas lutíticas premetamórficas. Esta fisilidad no está asociada a procesos tectónicos, como es el caso de la esquistosidad pizarrosa, y es paralela a la estratificación. El término *shale* anglosajón hace referencia a este tipo de roca lutítica no metamórfica con fisilidad (Gómez, 2006).

Como consecuencia de todos estos cambios, las rocas lutíticas al comienzo del metamorfismo han sido transformadas en pizarras. La mineralogía más típica de éstas incluye illita (moscovita), clorita, cuarzo, feldespatos (tanto feldespato potásico como albita) y sulfuros y grafito (ambiente reductor) o hematites (ambiente oxidante). *La composición química se preserva durante todos estos cambios, a excepción del H₂O, que disminuye su abundancia* (Gómez, 2006).

Los cambios químicos observables en la pelitas cuando sufren un metamorfismo de muy bajo a bajo grado se presentan en la Figura 42 .

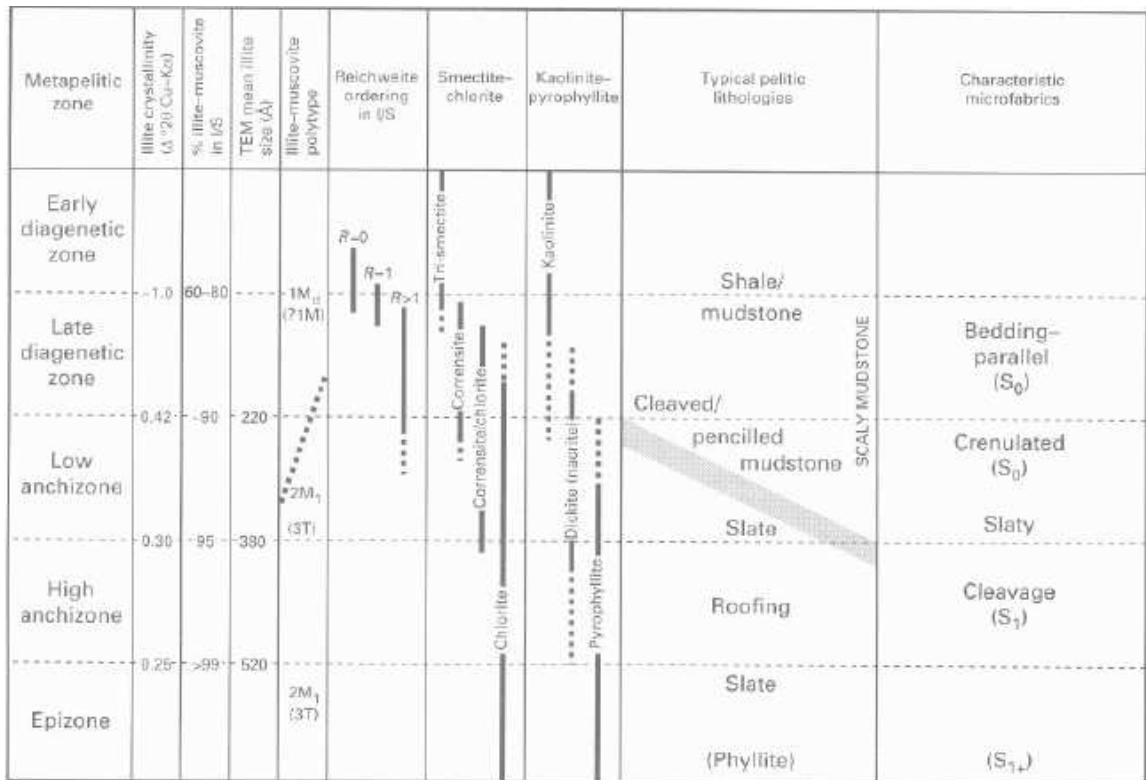


Figura 42. Zonas de las pelitas. Mostrando asociaciones litológicas y microfábricas. La cristalinidad de la illita y otros indicadores en el progreso en el ciclo esmectita- illita-moscovita, son usados como índice de las zonas. (Tomado de Frey 1999)

- **Composición química de pelitas**

Las características composicionales de una pelita están bien representadas por el análisis de una lutita pelágica típica (Tabla 13). El contenido en aluminio es muy alto (>16%), el hierro total (Fe²⁺ y Fe³⁺) puede llegar hasta el 10% y el magnesio está en torno al 3.5%, lo que da una fracción molar de hierro, FeO/(FeO+MgO), de 0.5-0.6. Por el contrario, el CaO es muy bajo (<1%). El contenido en agua de las pelitas es alto (unos 5 moles de agua por kilogramo de roca lutítica). Desde el punto de vista de un petrólogo metamórfico, esto es importante ya que esta agua, cuando se libera en

reacciones progradas, ayuda a mantener el equilibrio químico. El metamorfismo progrado de las rocas pelíticas empieza con éstas en su máximo grado de hidratación, lo que no suele ocurrir en rocas de otras composiciones (como las rocas ultramáficas y máficas). Existen todo tipo de transiciones entre lutitas y arenitas y lutitas y margas. Este tema trata sólo del metamorfismo de las rocas lutitas pobres en calcio (Gómez, 2006).

Tabla 13. Composición química promedio de una lutita pelágica. Tomado de Gómez, 2006

ÓXIDO	PORCENTAJE EN PESO
SiO ₂	54.9
TiO ₂	0.78
Al ₂ O ₃	16.6
Fe ₂ O ₃	7.7
FeO	2.0
MgO	3.4
CaO	0.72
Na ₂ O	1.3
K ₂ O	2.7
H ₂ O	9.2
CO ₂	-
C	-

Las rocas lutíticas, dependiendo de su contenido en aluminio, se pueden dividir en dos grandes grupos de forma muy útil para la descripción de la sucesión de asociaciones durante el metamorfismo progrado: las lutitas pobres en aluminio y las lutitas ricas en aluminio. La Figura 43 es un diagrama AFM (proyectado desde moscovita, cuarzo y agua) en el que se muestran, además de los minerales más comunes en las metapelitas, los puntos correspondientes a ambos tipos de pelitas. Lo más importante a tener en cuenta de estas dos poblaciones de rocas lutíticas es que las lutitas ricas en Al se localizan por encima de la línea correspondiente a la clorita, mientras que las lutitas pobres en Al lo hacen por debajo. Esto hace que la sucesión de asociaciones minerales en un tipo y otro de metapelitas sea muy diferente, como veremos a continuación. En particular, *las pelitas*

pobres en aluminio no desarrollan cloritoide durante el metamorfismo barroviense, mientras que las ricas en Al sí (Gómez, 2006).

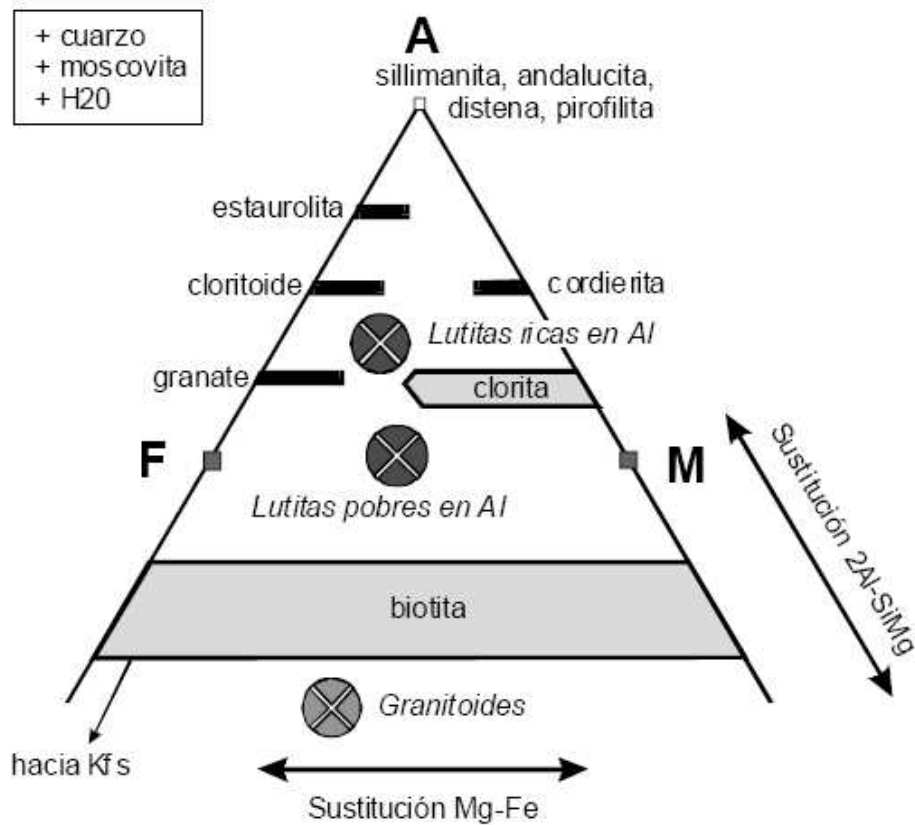


Figura 43. Diagrama AFM proyectado desde cuarzo, moscovita y H₂O en el que se muestra la posición de los minerales más comunes en las metapelitas y granitoides y tres composiciones de rocas representativas: los granitoides las pelitas pobres en Al y las pelitas ricas en Al. Los granitoides quedan entre la biotita y el feldespato potásico (que se proyecta en el infinito) y es por eso que su composición mineralógica típica es Qtz+ Ms + Bt + Kfs y por lo que no suelen desarrollar durante el metamorfismo minerales como el granate, la estaurolita o el cloritoide. Las lutitas, por el contrario, se sitúan por encima de la biotita, lo que hace que durante el metamorfismo progresivo se vean involucradas en gran cantidad de reacciones químicas que cambian su mineralogía de forma espectacular. Las lutitas pobres en Al se sitúan por debajo de la clorita, mientras que las ricas en Al lo hacen por encima. Esto hace que la sucesión de asociaciones minerales en un tipo y otro de metapelitas sea muy diferente. Tomado de Gómez, 2006.

- **Zonas minerales de Barrow: metamorfismo progresivo a presiones intermedias**

La Figura 44 muestra una línea piezotérmica sobre un diagrama de facies metamórficas. De esta forma se pueden cuantificar las condiciones P-T a las que se producen las reacciones que marcan los diferentes límites de zona mineral. Los números encerrados en un círculo indican una reacción de primera aparición y cuando están encerrados en un cuadrado, una reacción terminal. La evolución que se observa en la figura corresponde a una serie de facies de tipo barroviense, ya que su gradiente aparente coincide con el de dicha serie de facies (Gómez , 2006).

De la observación de la Figura 44 se pueden extraer varias conclusiones importantes:

1. La mayor parte de las zonas minerales de Barrow se producen en unas condiciones *P-T* características de las facies de esquistos verdes y de anfibolitas (Gómez, 2006).
2. El límite de zona mineral de la biotita marca el inicio de la facies de esquistos verdes en las metapelitas pobres en Al (Gómez, 2006).
3. El límite de zona mineral del cloritoide marca el inicio de la zona de esquistos verdes y su desaparición está cercana al límite de grado alto de esta facies, pero ya dentro de la facies de anfibolitas (Gómez, 2006).
4. La estaurolita tiene un rango de estabilidad que coincide casi exactamente con la facies de anfibolitas y por eso es una asociación diagnóstica para dicha facies (Gómez, 2006).
5. Por encima de la facies de anfibolitas, tras la desaparición de la estaurolita, está la segunda zona de la sillimanita, ya dentro de la facies de granulitas. A estas presiones y temperaturas (8 kbar y 750°C) ya se puede producir la fusión parcial de las metapelitas si existen fluidos intersticiales, formándose migmatitas (Gómez, 2006).

6. Si no se produce fusión parcial, se entra en la zona de ortopiroxeno (para las metapelitas pobres en Al), con la formación de granulitas con ortopiroxeno y feldespato potásico (Gómez, 2006).

7. Los rangos de temperatura y presión que caracterizan al metamorfismo barroviense en la mayor parte de los cinturones orogénicos están entre 350 y 700°C y entre 3 y 8Kbar, respectivamente, lo que incluye las facies de esquistos verdes y de anfibolitas (Gómez, 2006).

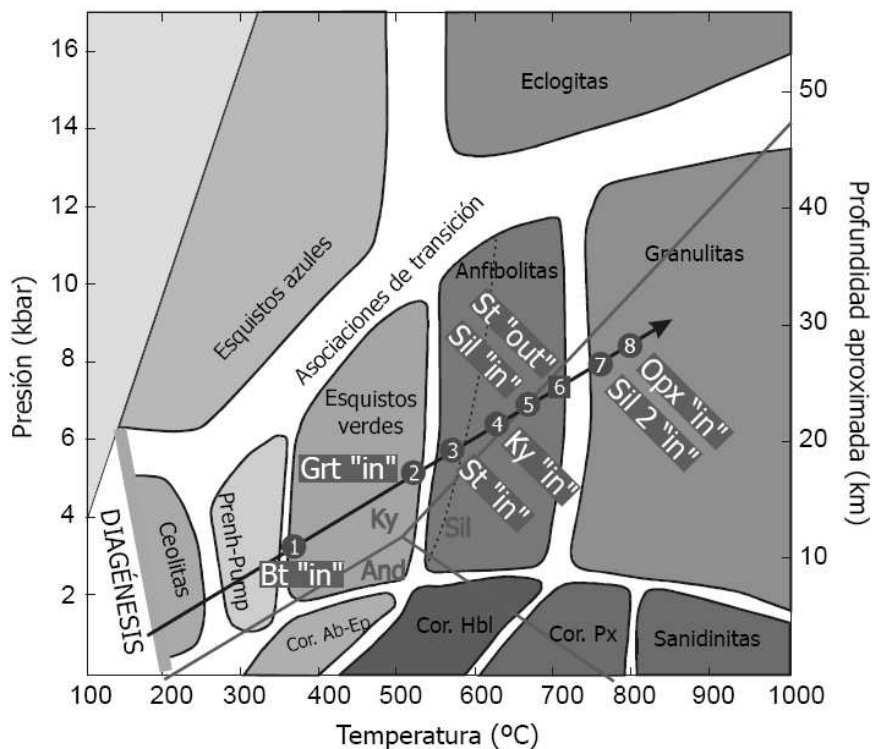


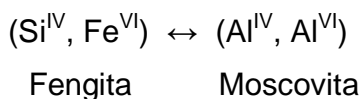
Figura 44. Línea piezotérmica correspondiente al metamorfismo orogénico de tipo barroviense. Esta línea corresponde a la serie de facies metamórficas de presión media o distena-sillimanita. Tomado de Miyashiro, 1961.

- **Zona de la clorita**

En la zona de clorita en el contexto de un metamorfismo barroviense (y en particular en la zona de clorita de los Highlands escoceses), las rocas pelíticas son pizarras de grano fino, a menudo con grafito (responsable del típico color negro de muchas pizarras) y caracterizadas por poseer una

esquistosidad pizarrosa que confiere una fisilidad perfecta a la roca a favor de dichos planos de esquistosidad. El pequeño tamaño de grano de estas rocas hace difícil su estudio con el microscopio petrográfico pero típicamente contienen clorita y moscovita fengítica, con cantidades variables de cuarzo, albita y minerales accesorios como pirita. En otras áreas las rocas pelíticas de la zona de clorita pueden llegar a ser filitas o incluso esquistos, de grano más grueso, y sus minerales pueden identificarse con mayor facilidad (Gómez, 2006).

La mica blanca de grano muy fino que aparece en las metapelíticas de grado muy bajo (pizarras) reciben el nombre genérico de sericita y su constituyente dominante es la fengita, una variedad de moscovita en la que se ha producido una sustitución acoplada de Si^{4+} y Fe^{2+} (o Mg^{2+}) por 2Al^{3+} . En la moscovita el Al ocupa tanto posiciones octaédricas (Al^{VI}) como tetraédricas (Al^{IV}), mientras que el Si sólo ocupa posiciones tetraédricas y el Fe (y Mg) sólo posiciones octaédricas. Por tanto, la sustitución fengítica se puede escribir como:



(Moscovita: $\text{K}_2\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{20}(\text{OH})_4$; Fengita: $\text{K}_2(\text{Mg,Fe})_0-2\text{Al}_6-4\text{Si}_6\text{O}_{20}(\text{OH})_4$). Aunque esta sustitución recibe el nombre particular de “fengítica”, no es otra cosa que la sustitución de Tschermack (Gómez, 2006).

La Figura 45 muestra el diagrama AFM para la zona de clorita. La asociación clorita + feldespato potásico es estable para cualquier valor de la relación Fe/Mg y es la asociación característica de las pelitas pobres en Al y de las semipelitas (rocas cuyo protolito son las limolitas). Las rocas pelíticas ricas en Al, que se proyectan por encima de la línea de la clorita, contienen en esta zona caolinita (o pirofilita) + clorita. Es importante darse cuenta de que a este grado la clorita puede tener cualquier relación Fe/Mg, tal vez

exceptuando las composiciones más férricas (el extremo próximo a F en el diagrama no toca a la línea FA) (Gómez , 2006).

A este grado no se ha formado todavía ningún mineral metamórfico típico y las asociaciones minerales contienen gran cantidad de minerales heredados de los sedimentos lutíticos originales (cuarzo, feldespato potásico, clorita, etc.), aunque algunos de ellos se han formado durante la diagénesis profunda (Gómez, 2006).

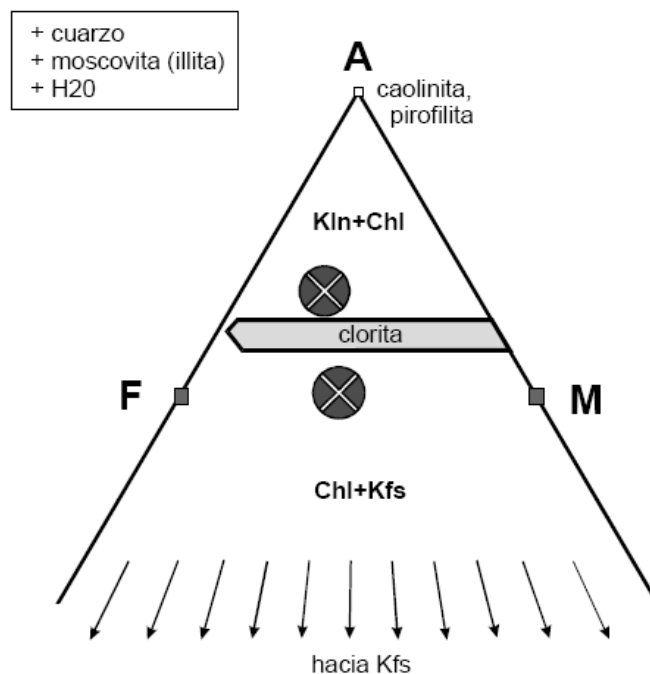


Figura 45. Diagrama AFM para la zona de clorita. Las pelitas ricas en Al desarrollan la asociación caolinita (o pirofilita)+clorita y las pelitas pobres en Al la asociación clorita+feldespato potásico. La clorita puede tener cualquier relación Fe/Mg, tal vez exceptuando las composiciones más férricas. Tomado de Gómez, 2006.

6.5.2 Paragénesis mineral

Aunque los estudios en láminas delgadas muestran paragénesis un tanto diferentes, se toma como la paragénesis más representativa y generalizada para la zona con contenido de cloritoide: Illita + Cuarzo + Cloritoide ± Clorita+ Pirofilita ± Albita ± Ankerita y basados en los análisis de DRX la presencia de minerales está marcada por Cuarzo + Illita + Pirofilita + Cloritoide + Clorita ± Paragonita, lo cual muestra similitud entre los dos resultados(a pesar de la diferencia en abundancia) obtenidos de manera diferente, los análisis se pueden ver en los apartados “PETROGRAFÍA” y “ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)”

6.5.3 Clasificación y geotermometría de cloritas

- **Consideraciones previas**

Debido a que las cloritas son minerales que están comúnmente presentes en rocas metamórficas, la información de su disposición estructural y su composición química ha sido utilizada como indicador de las condiciones de temperatura (geotermómetro) a la cual se formaron y, por lo tanto la temperatura de formación de los minerales paragenéticos. Los geotermómetros calibrados involucrando este mineral, suelen ser de gran utilidad en el entendimiento de la historia metamórfica de una zona. Muchas calibraciones involucran el intercambio Al^{IV}-Si^{IV} o Fe^{VI}-Mg^{VI}, y varían en el grado de cuantitatividad de la calibración composición – temperatura (Lozano *et al.*, 2005).

El geotermómetro desarrollado por Hayes (1970) establece que el politipismo de las cloritas es parcialmente dependiente de la temperatura de formación y, por lo tanto, es posible inferir las condiciones de formación de la clorita a partir del politipismo observado. Este método, además de ser altamente cualitativo, no puede diferenciar entre cloritas autógenas y

detríticas; asimismo, no ha habido hasta el momento estudios suficientes que establezcan el mecanismo y condiciones termodinámicas asociadas a la transformación entre los diferentes politipos de la clorita (Lozano *et al.*, 2005).

Entre los métodos que buscan establecer la paleotemperatura de formación de un depósito basados en la composición química de las cloritas, el más sencillo está basado en el establecimiento de una calibración entre la composición de la clorita (por ejemplo número de AlIV) con la temperatura. Lo anterior se logra estudiando la composición de la clorita procedente de depósitos donde hay un control estricto de temperatura y otras variables termodinámicas (Cathelineau y Nieva, 1985), para luego poder aplicar tal calibración a depósitos minerales formados en condiciones semejantes a las de la calibración. Este método es muy útil, pues la calibración resultante engloba, aunque no de manera explícita, a la mayoría de las variables termodinámicas que pueden afectar la composición química de la clorita. Sin embargo, se ha demostrado que este tipo de geotermometría puede ser también sensible a la composición de algunos minerales asociados a la clorita, tal como la biotita (de Caritat *et al.*, 1993), y su uso no debe ser extrapolado a depósitos que no se encuentren dentro de las condiciones de la calibración sin considerar previamente el efecto de otras variables termodinámicas (Lozano *et al.*, 2005).

Otros geotermómetros basados en la composición de la clorita son significativamente más sofisticados y, por lo tanto, pueden producir resultados más robustos. Por ejemplo, Walshe (1986) desarrolló un geotermómetro basado en las propiedades termodinámicas de la clorita, la cual considera como una solución sólida de 6 componentes. De esta manera, la actividad de éstos puede ser calculada a partir de la composición de la clorita y, asumiendo que está en equilibrio con cuarzo, la

actividad de cada componente es utilizada para determinar las condiciones fisicoquímicas (temperatura, $a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}$, $a_{\text{Al}^{3+}}/(a_{\text{H}^+})^3$, $a_{\text{R}^{2+}}/(a_{\text{H}^+})^2$, $a_{\text{H}_2\text{O}}$ y f_{O_2} , donde a es actividad y f es fugacidad) bajo las cuales precipitó (Lozano *et al.*, 2005).

El geotermómetro desarrollado por Hutcheon (1990) es de mayor especificidad que los sistemas descritos con anterioridad. Este geotermómetro busca establecer las condiciones de temperatura de formación de cloritas que se han generado a partir de la reacción entre caolinita y carbonato, por lo que es de gran utilidad en el estudio de cloritas metamórficas y sedimentarias, pero no para aquellas de origen hidrotermal. Este sistema requiere que los fluidos se encuentren saturados en CO_2 y que no se encuentren o estén cerca del punto de ebullición (Lozano *et al.*, 2005).

En general se ha establecido que ninguno de los geotermómetros aquí descritos puede ser aplicado en un rango amplio de composiciones de AlIV, Fe/(Fe+Mg), asociaciones minerales y temperaturas, ya que la composición química de las cloritas no sólo es el resultado directo de las condiciones de temperatura a las que precipitó, sino también de la composición de algunos minerales asociados, tales como biotita, así como la composición química y mineral de la roca total. De esta forma, la clorita como geotermómetro debe emplearse con cautela, sobretodo en aquellos casos en los que no se puede establecer con precisión el efecto de la composición química y mineral de la roca total sobre la clorita (Lozano *et al.*, 2005).

Los pasos realizados por el software CHLORITE, el cual se basa en el método planteado por Walshe (1986), descrito anteriormente, se observan en el Anexo 1. Este método ayuda a determinar la temperatura de formación de las cloritas con alto contenido de hierro que se encontraron en paragénesis con el cloritoide.

En la Tabla 14 y la Figura 46 se presenta la clasificación determinada por el software MINPET 2.0 para cada clorita, así como la temperatura de formación hallada a partir de las iteraciones mostradas (ver anexo 1). La clasificación de cloritas se determina basándose en los porcentajes en óxidos hallados por los métodos descritos en el apartado “Microscopía Electrónica”, los porcentajes en óxidos se observan en las tablas 7, 8 y 9 del apartado “Análisis de química mineral”.

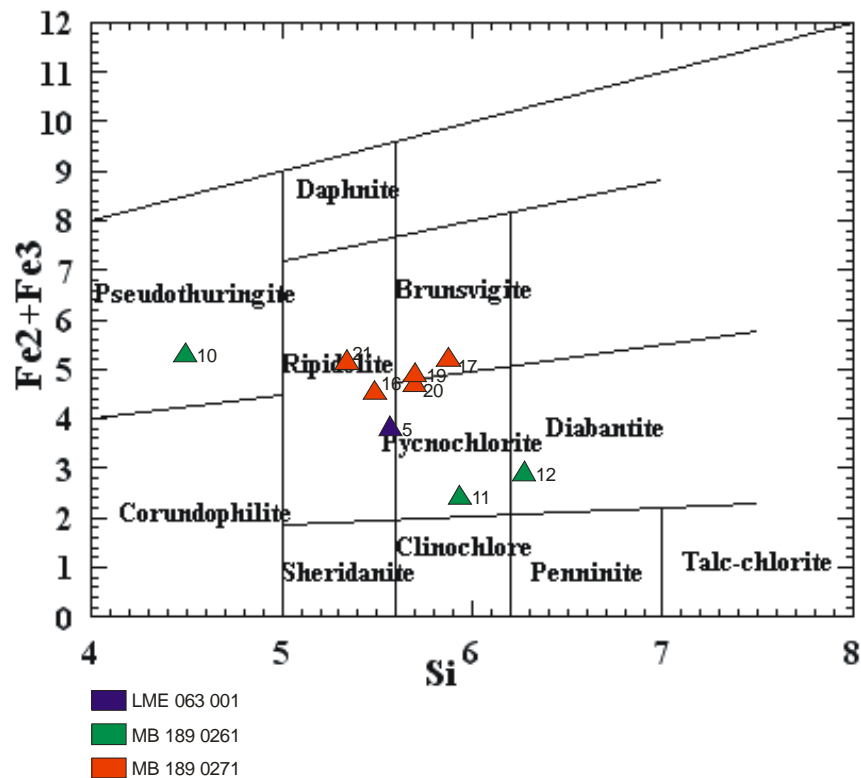


Figura 46. Clasificación de las cloritas según su cantidad de hierro Vs silicio. El número indica el número de análisis (ver Tabla 7, Tabla 8 y Tabla 9)
 Tabla 14. Resultados de geotermometría y clasificación de cloritas

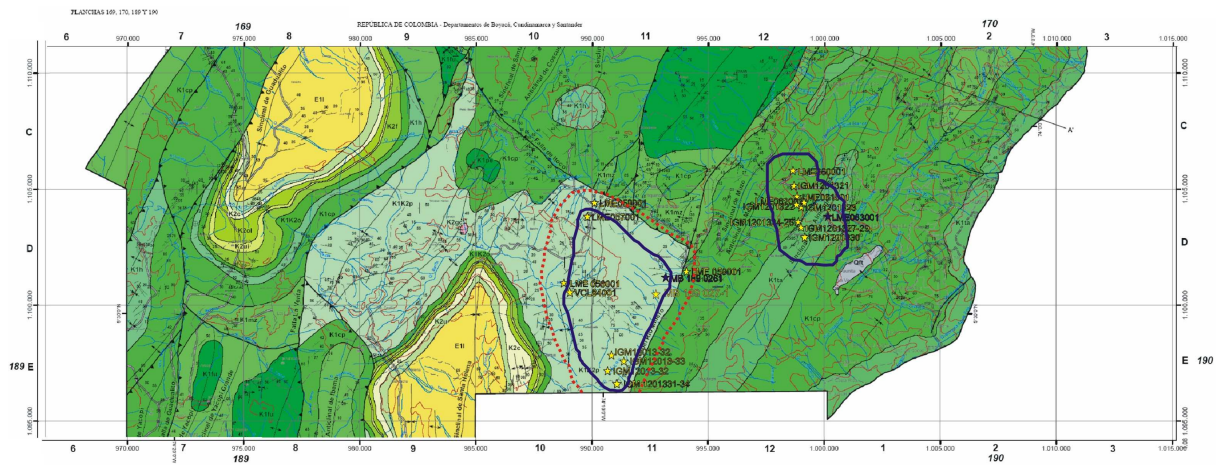
MUESTRA	ANÁLISIS	MINERAL	Log FO ₂	TEMPERATURA (°C)
MB 189 0261	10	Pseudothuringite	-39.7301	228.717
LME 063 001	5	Pycnochlorite	-41.6421	249,369

MB 189 0261	11	Pycnochlorite	-49.0606	161.110
MB 189 0261	12	Diabantite	-51.7191	149.184
MB 189 0271	16	Ripidolite	-29.0096	322.597
MB 189 0271	17	Brunsvigite	-29.2476	326.663
MB 189 0271	19	Brunsvigite	-26.3837	347.555
MB 189 0271	20	Pycnochlorite	-27.5717	339.773
MB 189 0271	21	Ripidolita	-25.0848	363.649

6.5.3.1 Datos físico-químicos derivados del análisis químico de las cloritas

En la tabla anterior podemos observar una temperatura promedio para las cloritas neoformadas de $340 \pm 15^\circ\text{C}$ y vemos que para el caso de cloritas derivadas de otros minerales las temperaturas de formación son muy inferiores. Otra característica muy notable en estas cloritas es que hay un factor casi lineal entre el decrecimiento de la temperatura con el decrecimiento logarítmico de la fugacidad de oxígeno, lo cual indica con claridad la gran hidratación que acompañó la formación de las cloritas neoformadas y por lo tanto la formación del cloritoide (ver Anexo 1. Pasos para la determinación de temperatura de formación de cloritas realizados por el geotermómetro de Rechtes).

6.6 ZONALIDAD METAMÓRFICA PROPUESTA



- Isograda del Cloritoide
- Isograda de la Pirofilita?

Figura 47. Distribución de las isógradas de la pirofilita y el cloritoide, se distinguen así mismo dos zonas; sector I a la izquierda, acotado por una línea roja punteada y el sector II a la derecha, enmarcado por una línea azul continua. Modificado de INGEOMINAS, 2006.

Con base en la información geológica obtenida, se pudo establecer la existencia de dos sectores con cloritoide, el primero se ubica en la formación Pacho, en cercanías al Municipio de Quípama (Sector I), y el otro sector en las formaciones Capotes y Tablazo en las cercanías del municipio de Muzo (sector II).

Existen algunas ligeras diferencias Petrográficas y químicas entre las dos zonas anteriormente mencionada (sector I y sector II), las cuales van a ser expuestas brevemente a continuación.

El sector I (Formación Pacho), el cloritoide no está presente en la zona más interna de la anomalía termal (isograda del cloritoide), mientras que la zona externa, presenta pirofilita como mineral metamórfico índice. No obstante, la transición entre la pirofilita, y una zona aún más externa (posiblemente con condiciones de diagénesis profunda), no fue posible definir por falta de una mayor densidad en el muestreo. Es importante resaltar, que el sector con cloritoide en la

Formación Pacho, se encuentra retirado de aquellas zonas mineras con explotación de esmeraldas. Esta lejanía, no solo es desde el punto de vista espacial, sino que también lo es desde el punto de vista estaratigráfico (por debajo de esta unidad, estan las formaciones Tablazo y Capotes, las cuales en esos sectores circunvecinos no presentan cloritoide).

Por otro lado, en el sector II con cloritoide (Formaciones Capotes y Tablazo), se caracteriza por la presencia más destacada del cloritoide especialmente en la formación Capotes y en menor medida abarca un pequeño sector de la Formación Tablazo. En éste sector más interno de esta anomalía termal, el cloritoide siempre se ha visto asociado con la pirofilita. Sin embargo, lo observado en la zona externa, apunta a que la pirofilita esta ausente, pero las rocas presentan illitas, cloritas con cristalinidades típicas de la anquizona (Ramirez, 2006 y Mojica, 2007). Esto sugiere, que la estructura termal de esta segunda zona, se caracteriza por una zona interna (delimitada por la isograda del cloritoide), la cual esta rodeada de una zona externa que presenta condiciones de anquizona o diagénesis profunda.

Adicionalmente como evidencia química de la existencia de las dos zonas anteriormente citadas, se debe mencionar las diferencias composicionales entre los cloritoides presentes en el sector I y los del sector II, estas diferencias se presentan principalmente entre los porcentajes en peso de hierro, magnesio y manganeso, para el sector I el porcentaje en peso de hierro (en el cloritoide) es menor que para el sector II, mientras que para el sector I los cloritoides se presentan mas enriquecidos en manganeso, y magnesio que los del sector II (Ver tablas 8, 9 y 10)

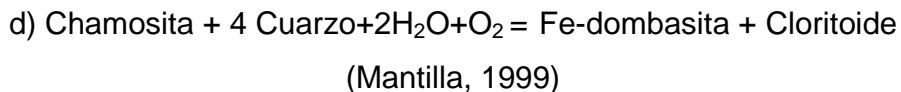
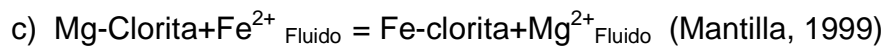
Todo lo anterior, permite sugerir que la formación del cloritoide en las dos zonas mencionadas, han podido tener dos historias reaccionales distintas. Por un lado, en el sector I (formación Pacho) la posible reacción sería la siguiente:



Y la pirofilita en la zona externa, posiblemente sea consecuencia de la siguiente reacción:



Contrario a lo observado en el sector I , el sector II (formaciones Capotes y Tabalzo), debieron haber experimentado una historia reaccional distinta, para favorecer la formación del cloritoide. Debido a la ausencia de una zona externa con pirofilita exclusivamente, se sugiere para ese sector, las siguientes reacciones.



6.7 DETERMINACIÓN DEL TIPO DE METAMORFISMO

Para la determinación del tipo de metamorfismo que afectó a las rocas que presentan contenido de cloritoide es necesario recurrir a evidencias de campo, petrográficas, y de química mineral.

6.7.1 Evidencias de campo

De los trabajos cartográficos realizados por el convenio de cooperación científica por parte del INGEOMINAS-UIS se sabe que la zona con contenido de cloritoide abarca aproximadamente 10Km² (un evento local), además, formaciones estratigráficamente inferiores como es el caso de la formación Muzo, no presentan cloritoide, ni otros minerales que indiquen metamorfismo (inversión tectónica con

lo cual podemos descartar metamorfismo de tipo regional, y la no existencia de cualquier evidencia que indique la presencia de cuerpos ígneos en áreas cercanas a la mineralización de cloritoide se descarta metamorfismo de contacto.

6.7.2 Evidencias petrográficas

La existencia de venillas en rocas con cloritoide indican el paso de fluidos hidrotermales, la observación de estas venillas en un microscopio de luz transmitida revela que estas venas presentan contenido de minerales metamórficos (pirofilita y cloritoide) tanto dentro como en las cercanías de dichas venas, y las zonas más alejadas de las venas presentan un desarrollo más pobre de metamorfismo o simplemente no presentan. Ver figuras 48a 48b, las cuales nos indican la íntima relación entre los fluidos hidrotermales y el metamorfismo sufrido por estas rocas.

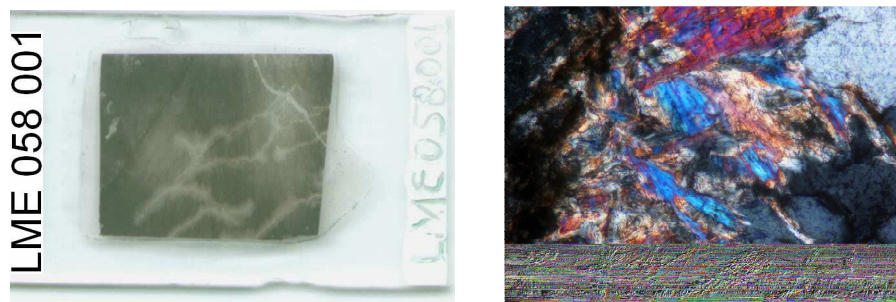


Figura 48. (Figura 48a) Muestra en primera instancia una foto de la apariencia de una sección delgada, con presencia de venillas, en la segunda microfotografía (Figura 48b) se ve la apariencia de la vena observada en un microscopio de luz transmitida analizada. La segunda imagen muestra cristales de cloritoide y cuarzo.

6.7.3 Evidencias de química mineral

El tratamiento de datos químicos en cloritas de alteración y neoformadas nos muestra un patrón casi lineal y directamente proporcional entre el aumento de la temperatura y el logaritmo de la fugacidad de oxígeno, así las cloritas paragenéticas con el cloritoide, presentan una fugacidad de oxígeno muy alta, es decir la formación de estas últimas cloritas y por lo tanto la formación del cloritoide

se formaron en un medio muy hidratado, sumado a esto se sabe que el cloritoide se puede formar a partir de los 250°C pero que su temperatura de formación puede aumentar en medios muy hidratados, lo cual concuerda con la formación del cloritoide (340°C) en nuestra zona de estudio. Basado en todas las evidencias anteriorrrmente descritas podemos afirmar que estas rocas sufrieron un metamorfismo de tipo hidrotermal.

7. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

De los estudios petrográficos se pudo determinar la existencia de dos sectores con contenido de cloritoide, el sector I caracterizado por la presencia de dos zonas una interna con cloritoide como mineral metamórfico índice y una zona externa marcada por la presencia de pirofilita y un sector II con una sola zona interna con cloritoide y pirofilita como minerales metamórficos, además se propone una historia reaccional para cada uno de estos sectores, además se determinaron como paragénesis dominantes como texturas metamórficas dominantes illita + cloritoide + cuarzo \pm ankerita \pm clorita y cuarzo + illita + clorita + cloritoide \pm pirofilita \pm albita para el sector I y el sector II respectivamente lo cual ubica a los dos sectores con cloritoide como pertenecientes a la facies esquistos verdes y en la zona de la clorita.

Análisis de química puntual clasifican al cloritoide como cloritoide rico en hierro, cuya fórmula química obtenida es $\text{Fe}_{0,9}\text{Al}_{2,1}(\text{OH})_{1,9}\text{O}_{1,1}\text{SiO}_4$; estos mismos análisis fueron realizados a cloritas paragenéticas con el cloritoide con el fin de determinar la temperatura de formación del mismo, arrojando como temperatura promedio para el pico metamórfico entorno a $340^\circ\text{C} \pm 15$. Esto confirma la determinación de la facie de metamorfismo (esquistos verdes), ya que por estudios petrográficos se determinó que la presión no jugó un papel importante (cristales de cloritoide no alineados).

Para finalizar, apoyados en observaciones de campo y estudios petrográficos, se determinó que el cloritoide fue formado por un metamorfismo de tipo hidrotermal. A esta conclusión se llegó debido a que no se encontró ningún plutón que haya podido originar este metamorfismo, rocas estratigráficamente inferiores no

presentan ningun mineral metamorfico. Evidencias petrográficas muestran accesos de fluidos hidrotermales en las cercanías de los cuales se ve un desarrollo mejor de cristales típicamente metamórficos como son la pirofilita y el cloritoide.

7. CONCLUSIONES

1. En el área del Cinturón Esmeraldífero Occidental (sectores de los municipios Quípama y Muzo), en donde afloran rocas de las formaciones Cretácicas Capotes, Tablazo y Pacho (todas compuestas de sedimentos de origen marino), se presentan rocas pelíticas con cristales de cloritoide neoformado.
2. Dos sectores concretos se han identificado en el área donde afloran las tres formaciones anteriormente mencionadas: una de estas relaciones con rocas de la Formación Pacho y la otra, relacionado con rocas de las Formaciones Capotes y Tablazo.
2. El cloritoide identificado en esos materiales, se caracteriza por tener alto contenido en Fe (24.9%), en comparación con el contenido de Mg (1.83%), lo cual sugiere que su formación no se relaciona con procesos metamórficos en condiciones de alta profundidad.
3. La presencia de los profidoblastos de cloritoide, distribuidos irregularmente (sin orientación preferente), apuntan a que su nucleación tuvo lugar en un ambiente de deformación prácticamente nulo (post-cinemático).
4. La paragénisis mineral identificada en las rocas con cloritoide, son las siguientes: illita + cloritoide + cuarzo + ankerita + clorita ± Paragonita y cuarzo + illita + clorita + cloritoide + pirofilita + albita para el sector I y el sector II respectivamente.
5. El análisis de la composición química de las cloritas presentes en las rocas pelíticas con cloritoide (en el sector I - Formación Pacho), utilizados con fines

geotermometricos, permitió determinar que la máxima temperatura alcanza por estas rocas oscila entorno a 345°C. La presión máxima no fue posible calcular, sin embargo, considerando como máxima la presión generada por la carta litostática de las unidades suprayacentes (según el registro estratigráfico), se infiere que ésta puede oscilar entorno a 1 Kb.

6. Con base en la información geológica disponible para el sector II, es posible sugerir que la estructura termal del área, se define por la presencia de una zona interna con cloritoide (metamorfismo de bajo grado), la cual parece pasar a una zona de más baja temperatura (zona externa con metamorfismo de muy bajo grado), la cual se caracteriza por la presencia de minerales de la diagénesis profunda (illita y clorita, entre otros). Por otro lado, para el sector I, es posible sugerir que la estructura se define por la presencia de una zona interna con cloritoide (metamorfismo de bajo grado), una zona intermedia con pirofilita y una más externa con condiciones de metamorfismo de muy bajo grado (anquizona)-Diagénesis profunda. No obstante, es necesario una mayor densidad de muestreo, en aras de poder precisar esta zonalidad metamórfica.

7. Tanto la paragénesis minereal en los dos sectores, como las condiciones máximas de temperaturas determinadas a partir de la composición química de la clorita, apunta a que estas rocas alcanzaron condiciones de metamorfismo en facies de los esquistos verdes (epizona o metamorfismo de bajo grado).

8. La ausencia de cloritoide en las unidades infrayacentes del área (a pesar de ser composicionalmente rocas muy alumínicas), es decir, en las formaciones Muzo y Furatena, sugiere que el área del cinturón esmeraldífero occidental presenta sectores con una estructura termal invertida. Este hecho merece una especial atención (por sus implicaciones económicas y científicas), pues queda aún por resolver si existe una relación entre este (o estos) evento metamórfico y el evento hidrotermal responsable de la formación de las esmeraldas.

8. RECOMENDACIONES

Para la realización de futuros trabajos enfocados en esta misma zona recomendaría una toma de muestras un poco más detallada al igual que más estudios petrográficos con el fin de delimitar mejor la distribución de las zonas metamórficas y así mejorar la cartografía realizada con este trabajo.

Otro punto importante que por cuestiones técnicas no se logró realizar es una datación radiométrica para poder establecer su edad de formación y su relación temporal con los eventos mineralizantes, responsables de la formación de esmeraldas.

9. BIBLIOGRAFÍA

- FREY, M. y ROBINSON, D. (1999). Low grade metamorphism. Offices: Osney Mead, Oxford. P. 10 – 40.
- GARCÍA, C. (1997). Manual de laboratorio de Petrología Metamórfica. UIS edts. P. 74.
- GÓMEZ, J. (2006). Metamorfismo. Apuntes de la materia Petrología Endógena II (Módulo I). Universidad de Zaragoza
- GRAMBLING, J. (1983) Reversals in Fe-Mg partitioning between chloritoid and staurolite. American Mineralogist, Volumen 68, P. 373-388, Albuquerque, Nuevo México.
- HANSCOMI, R. (1980). The structure of triclinic chloritoid and chloritoid polymorphism. American Mineralogist, Volumen 65, P. 534-539. Cambridge, Massachusett.
- KOCK-MÜLLER, M.; HORMEISTER, A.; FEI, Y.; LIU, Z. (2002). High-pressure IR-spectra and the thermodynamic properties of chloritoid. American Mineralogist, Volumen 87, P. 609–622, Washington, D.C.
- LOZANO, R. y BERNAL, J. (2005) Composición química, clasificación y caracterización de los minerales del grupo de las cloritas. Págs. 16 y 17. Universidad Nacional Autónoma de México.
- MANTILLA, F. L.; GARCÍA, R. C.; NARANJO, V., J.; URIBE, P. E. (2003). Estudio de las manifestaciones hidrotermales al norte del cinturón esmeraldífero occidental de la Cordillera Oriental (Dpto. de Santander, Colombia). Memorias del IX Congreso Colombiano de Geología. Medellín Julio de 2003.
- MANTILLA, F.L; RÍOS, C.A.; CASTELLANOS, O.M. (2002). Estudio del proceso de rehidratación de las rocas metamórficas de la formación Silgará

a partir del análisis composicional de la clorita, región suroccidental del Macizo de Santander. Boletín de Geología UIS. Bucaramanga 2002.

- MANTILA, L.C., UIS – INGEOMINAS (2006). Investigación Petrográfica y geoquímica de las Sedimentitas del Cretácico Inferior (K1) y sus Manifestaciones Hidrotermales Asociadas; Planchas 169, 170, 189, 190 (Cordillera Oriental): Implicaciones en la Búsqueda de Esmeraldas. Informe Final. 234 Págs.
- MANTILLA, LC, REYES,G. MONTOYA, D. MOJICA, J. (2006) Presencia de cloritoide en rocas cretácicas del cinturón esmeraldífero occidental(cordillera oriental, Colombia): implicaciones genéticas. Boletín de Geología UIS. Bucaramanga.
- MAYA, M. BUENAVENTURA, J. y SALINAS R, (2004). Estado del conocimiento de la exploración de esmeraldas en Colombia. Ministerio de Minas y Energía. INGEOMINAS. Bogotá. 90 Págs.
- MOJICA, J. (2007). Informe interno. INGEOMINAS, Cali.
- REYES, G., MONTOYA, D., TERRAZA, R., FUQUEN, J. y MAYORGA, M. (2006). Memoria Geología Del Cinturón Esmeraldífero Occidental. INGEOMINAS. Bogotá, 42 Págs.
- SCHEIB, R (1916). Informe geológico de la mina de esmeraldas El Diamante. Compilación de estudios geológicos (CEGOC). Vol 3. Bogotá 1933
- SPEAR, F. (1995) Metamorphic phase equilibria and pressure – temperature – time paths. Rensselaer Polytechnic Institute. Department of Earth and environmental science. P. 10 – 71. Troya, Nueva York.

ANEXO 1

PASOS PARA LA DETERMINACIÓN DE TEMPERATURA DE FORMACIÓN DE CLORITAS REALIZADOS POR EL GEOTERMÓMETRO DE RECHES

1. Muestra MB 189 026 1 Análisis 10

IDENTIFICACIÓN = 001

FÓRMULA ESTRUCTURAL SIN CORREGIR

SiT= 2.7869

AlT= 1.2131

Fe₃T= .0000

AlO= 2.0124

Fe₃O= .0000

Fe₂ = 1.7969

Mg = 1.7429

Mn = .0059

Na = .0233

K = .0153

Ti = .0060

Cr = .0016

Ca = .0086

SUMA DE CATIONES = 9.6131

IONES DE OXÍGENO= 18.0000

IONES HIDRÓXIDO= 8.0000

VACANCIA EN SITIO DE OCTETO= .3869

EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= 1.0062

FÓRMULA ESTRUCTURAL LUEGO DE LA SUSTRACCIÓN DE Na,K,Ca,Ti,Cr

SiIT= 2.7954

AlT= 1.2046

Fe3T= .0000

AlO= 2.0307

Fe3O= .0000

Fe2 = 1.8024

Mg = 1.7482

Mn = .0060

Na = .0000

K = .0000

Ti = .0000

Cr = .0000

Ca = .0000

SUMA DE CATIONES = 9.5872

IONES DE OXÍGENO= 18.0000

IONES DE HIDRÓXIDO= 8.0000

VACANCIA EN SITIO DE OCTETO VACANCY ON OCT. SITE= .4128

EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO ON OCT. SITE -X6= 1.0153

MIN. PORCENTAJE DE Fe3+ = .0000

#153 XX= .179

X6= .112

SiT= 2.7776

AlT= 1.1334

Fe3T= .0890

AlO= 2.0813

Fe3O= .2007
Fe2O= 1.5012
Mg&Mn= 1.7430
SUMA OCTA= 9.5872
IONES DE OXÍGENO= 10.1117
IONES HIDRÓXIDO= 7.8883

%FE3+ = 16.1766

FRACCIONES MOLARES

X(1)= -.4595

X(2)= .9000

X(3)= .1219

X(4)= .0890

X(5)= .2369

X(6)= .1117

ACTIVIDADES LOG

A(1)= -4.0409

A(2)= -2.0245

A(3)= -2.3488

A(4)= -1.0504

A(5)= -.6254

A(6)= -.5881

ALPHA= -.6054

BETA= 2.2845

LAMDA= .0000

LOGK6= -3.3112

LOGK7= -.4262

LOGK10= -2.9414

TEMP= 228.717 C

10000/T= 19.9256(1/K)

Mg Number = 49.323

Fe Number = .507

LOG K5= 46.7725

LOG K11=186.3764

LOG FO2=-39.7301

LOG A(HM)= -1.1768

LOG FO2 (HM-MT)=-37.3848

FO2 DIF= -2.3452

LOG(AFE2+/AH+2) @200 C = 4.8507

Albite stable : value of (Na+)/(aH) = 5.37899

Muscovite stable : value of (Ka+)/(aH) = 3.91482

GH2S (calculated from Pyrite stability) = -1.79472

H2S(aq) = -3.34301

fS(2)(g) @T = -13.95579

fS(2)(g) @T(Py/Po) = -15.22396

fS(2)(g) @T - fS(2)(g) @T(Py/Po) = 1.26817

Al/Si = 1.15753

Mg/Si = .62761

Fe/Si = .64486

--- COMPONENTES NORMALIZADOS ---

[] Al/Si = .47635

[] Mg/Si = .25828

[] Fe/Si = .26537

2. Muestra LME 063 001 Análisis 5

IDENTIFICACIÓN = 002

FÓRMULA ESTRUCTURAL SIN CORREGIR

SiT= 2.8284

AIT= 1.1716

Fe3T= .0000
 AlO= 2.9088
 Fe3O= .0000
 Fe2 = 2.0576
 Mg = .1308
 Mn = .0254
 Na = .0021
 K = .0014
 Ti = .0000
 Cr = .0034
 Ca = .0023
 SUMA DE CATIONES = 9.1317
 IONES DE OXÍGENO = 18.0000
 IONES HIDRÓXIDO = 8.0000
 VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = .8683
 EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= 1.4544
 FÓRMULA ESTRUCTURAL LUEGO DE LA SUSTRACCIÓN DE Na,K,Ca,Ti,Cr
 SiT= 2.8303
 AlT= 1.1697
 Fe3T= .0000
 AlO= 2.9133
 Fe3O= .0000
 Fe2 = 2.0590
 Mg = .1309
 Mn = .0254
 Na = .0000
 K = .0000
 Ti = .0000
 Cr = .0000
 Ca = .0000

SUMA DE CATIONES = 9.1285
IONES DE OXÍGENO = 18.0000
IONES HIDRÓXIDO = 8.0000
VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = .8715
EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= 1.4566
MIN. PORCENTAJE DE Fe3 + = .0000

#153 XX= .096
X6= .184

SiT= 2.8207
AlT= 1.1318
Fe3T= .0476
AlO= 2.9374
Fe3O= .2312
Fe2O= 1.7732
Mg&Mn= .1557
SUMA OCTA= 9.1285
IONES DE OXÍGENO = 10.1836
IONES HIDRÓXIDO = 7.8164
%FE3+ = 13.5857
FRACCIONES MOLARES X(1)= -.6310
X(2)= .7883
X(3)= .1602
X(4)= .0476
X(5)= .4513
X(6)= .1836
ACTIVIDADES LOG
A(1)=-10.2865

A(2)= -7.0958
 A(3)= -1.8149
 A(4)= -1.3222
 A(5)= -.3455
 A(6)= -.4782
 ALPHA= -.5818
 BETA= 2.1987
 LAMDA= .0000
 LOGK6= -3.2981
 LOGK7= -.4372
 LOGK10= -2.3467
TEMP= 226.734 C
 10000/T= 20.0046(1/K)
 Mg Number = 7.054
 Fe Number = .929
 LOG K5= 46.9886
 LOG K11=187.2187
 LOG FO2=-41.6421
 LOG A(HM)= -1.8772
 LOG FO2 (HM-MT)=-37.5877
 FO2 DIF= -4.0544
 LOG(AFE2+/AH+2) @200 C = 4.9278
 Albite stable : value of (Na+)/(aH) = 5.32844
 Muscovite stable : value of (Ka+)/(aH) = 3.71847
 GH2S (calculated from Pyrite stability) = -1.43689
 H2S(aq) = -2.98699
 fS(2)(g) @T = -14.99298
 fS(2)(g) @T(Py/Po) = -15.34022
 fS(2)(g) @T - fS(2)(g) @T(Py/Po) = .34724
 Al/Si = 1.44288

Mg/Si = .05522

Fe/Si = .72760

--- COMPONENTES NORMALIZADOS ---

[] Al/Si = .64828

[] Mg/Si = .02481

[] Fe/Si = .32691

3. Muestra MB 189 026 1 Análisis 11

IDENTIFICACIÓN = 003

FÓRMULA ESTRUCTURAL SIN CORREGIR

SiT= 3.0500

AlT= .9500

Fe3T= .0000

AlO= 2.2423

Fe3O= .0000

Fe2 = 1.5900

Mg = 1.4878

Mn = .0000

Na = .0381

K = .0151

Ti = .0000

Cr = .0000

Ca = .0074

SUMA DE CATIONES = 9.3807

IONES DE OXÍGENO = 18.0000

IONES HIDRÓXIDO = 8.0000

VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = .6193

EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= 1.1212

FÓRMULA ESTRUCTURAL LUEGO DE LA SUSTRACCIÓN DE Na,K,Ca,Ti,Cr

SiT= 3.0574

AlT= .9426
Fe3T= .0000
AlO= 2.2575
Fe3O= .0000
Fe2 = 1.5939
Mg = 1.4914
Mn = .0000
Na = .0000
K = .0000
Ti = .0000
Cr = .0000
Ca = .0000
SUMA DE CATIONES = 9.3428
IONES DE OXÍGENO = 18.0000
IONES HIDRÓXIDO = 8.0000
VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = .6572
EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= 1.1288
MIN. PORCENTAJE DE Fe3+ = .0000

#153 XX= .241
X6= .063

SiT= 3.0313
AlT= .8492
Fe3T= .1195
AlO= 2.3236
Fe3O= .1827
Fe2O= 1.2781
Mg&Mn= 1.4787
SUMA OCTA= 9.3428

IONES DE OXÍGENO = 10.0633

IONES HIDRÓXIDO = 7.9367

%FE3+ = 19.1227

FRACCIONES MOLARES

X(1)= -.3374

X(2)= .7007

X(3)= .0855

X(4)= .1195

X(5)= .3685

X(6)= .0633

ACTIVIDADES LOG

A(1)= -4.2242

A(2)= -2.3365

A(3)= -2.6530

A(4)= -.9226

A(5)= -.4335

A(6)= -1.0948

ALPHA= -.1273

BETA= .5082

LAMDA= .0000

LOGK6= -2.8009

LOGK7= -.9517

LOGK10= -3.1776

TEMP= 161.110 C

10000/T= 23.0277(1/K)

Mg Number = 48.339

Fe Number = .517

LOG K5= 55.2934

LOG K11=219.6887

LOG FO2=-49.0606

LOG A(HM)= -2.0932

LOG FO2 (HM-MT)=-45.3420

FO2 DIF= -3.7186

LOG(AFE2+/AH+2) @200 C = 4.7359

Albite stable : value of (Na+)/(aH) = 6.16413

Muscovite stable : value of (Ka+)/(aH) = 4.51359

GH2S (calculated from Pyrite stability) = -2.62752

H2S(aq) = -4.18353

fS(2)(g) @T = -18.66075

fS(2)(g) @T(Py/Po) = -19.76523

fS(2)(g) @T - fS(2)(g) @T(Py/Po) = 1.10448

Al/Si = 1.04682

Mg/Si = .48787

Fe/Si = .52139

--- COMPONENTES NORMALIZADOS ---

[] Al/Si = .50913

[] Mg/Si = .23728

[] Fe/Si = .25358

4. Muestra MB 189 026 1 Análisis 12

IDENTIFICACIÓN = 004

FÓRMULA ESTRUCTURAL SIN CORREGIR

SiT= 3.1521

AlT= .8479

Fe3T= .0000

AlO= 2.9936

Fe3O= .0000

Fe2 = 1.6612

Mg = .2580

Mn = .0000
Na = .0111
K = .0037
Ti = .0000
Cr = .0000
Ca = .0072
SUMA DE CATIONES = 8.9348
IONES DE OXÍGENO = 18.0000
IONES HIDRÓXIDO = 8.0000
VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = 1.0652
EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= 1.4968
FÓRMULA ESTRUCTURAL LUEGO DE LA SUSTRACCIÓN DE Na,K,Ca,Ti,Cr
SiT= 3.1554
AlT= .8446
Fe3T= .0000
AlO= 3.0009
Fe3O= .0000
Fe2 = 1.6630
Mg = .2582
Mn = .0000
Na = .0000
K = .0000
Ti = .0000
Cr = .0000
Ca = .0000
SUMA DE CATIONES = 8.9221
IONES DE OXÍGENO = 18.0000
IONES HIDRÓXIDO = 8.0000
VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = 1.0779
EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= 1.5005

MIN. PORCENTAJE DE Fe³⁺ = .0000

#153 XX= .225

X6= .071

SiIT= 3.1303

AlT= .7582

Fe3T= .1115

AlO= 3.0567

Fe3O= .1826

Fe2O= 1.3556

Mg&Mn= .2562

SUMA OCTA= 8.9221

IONES DE OXÍGENO = 10.0711

IONES HIDRÓXIDO = 7.9289

%FE³⁺ = 17.8284

FRACCIONES MOLARES

X(1)= -.4445

X(2)= .5847

X(3)= .1027

X(4)= .1115

X(5)= .5745

X(6)= .0711

ACTIVIDADES LOG

A(1)= -8.7117

A(2)= -6.0328

A(3)= -2.4155

A(4)= -.9525

A(5)= -.2407

A(6)= -1.0732

ALPHA= -.0918

BETA= .3709

LAMDA= .0000

LOGK6= -2.6946

LOGK7= -1.0446

LOGK10= -2.9621

TEMP= 149.184 C

10000/T= 23.6779(1/K)

Mg Number = 13.442

Fe Number = .866

LOG K5= 57.0883

LOG K11=226.7277

LOG FO2=-51.7191

LOG A(HM)= -2.5484

LOG FO2 (HM-MT)=-47.0095

FO2 DIF= -4.7097

LOG(AFE2+/AH+2) @200 C = 4.7560

Albite stable : value of (Na+)/(aH) = 6.28956

Muscovite stable : value of (Ka+)/(aH) = 4.51606

GH2S (calculated from Pyrite stability) = -2.65328

H2S(aq) = -4.19703

fS(2)(g) @T = -20.04168

fS(2)(g) @T(Py/Po) = -20.71194

fS(2)(g) @T - fS(2)(g) @T(Py/Po) = .67026

Al/Si = 1.21888

Mg/Si = .08185

Fe/Si = .52710

--- COMPONENTES NORMALIZADOS ---

[] Al/Si = .66684

[] Mg/Si = .04478

[] Fe/Si = .28837

5. Muestra MB 189 027 1 Análisis 16

IDENTIFICACIÓN = 005

FÓRMULA ESTRUCTURAL SIN CORREGIR

SiT= 2.5153

AlT= 1.4847

Fe3T= .0000

AlO= 1.7737

Fe3O= .0000

Fe2 = 2.2780

Mg = 1.8040

Mn = .0000

Na = .0000

K = .0000

Ti = .0000

Cr = .0000

Ca = .0000

SUMA DE CATIONES = 9.8558

IONES DE OXÍGENO = 18.0000

IONES HIDRÓXIDO = 8.0000

VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = .1442

EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= .8868

FÓRMULA ESTRUCTURAL LUEGO DE LA SUSTRACCIÓN DE Na,K,Ca,Ti,Cr

SiT= 2.5153

AlT= 1.4847

Fe3T= .0000

AlO= 1.7737

Fe3O= .0000
Fe2 = 2.2780
Mg = 1.8040
Mn = .0000
Na = .0000
K = .0000
Ti = .0000
Cr = .0000
Ca = .0000
SUMA DE CATIONES = 9.8558
IONES DE OXÍGENO = 18.0000
IONES HIDRÓXIDO = 8.0000
VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = .1442
EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= .8868
MIN. PORCENTAJE DE Fe3 + = .0000

#153 XX= .438
X6= .009

SiT= 2.4766
AlT= 1.3077
Fe3T= .2157
AlO= 1.9004
Fe3O= .2243
Fe2O= 1.8029
Mg&Mn= 1.7762
SUMA OCTA= 9.8558
IONES DE OXÍGENO = 10.0086
IONES HIDRÓXIDO = 7.9914
%FE3+ = 19.6178

FRACCIONES MOLARES

X(1)= -.6718

X(2)= 1.1614

X(3)= .1380

X(4)= .2157

X(5)= .1481

X(6)= .0086

ACTIVIDADES LOG

A(1)= -4.4169

A(2)= -2.1735

A(3)= -2.1411

A(4)= -.6660

A(5)= -.8294

A(6)= .1662

ALPHA= -2.9335

BETA= 10.4589

LAMDA= .0000

LOGK6= -3.8441

LOGK7= .1235

LOGK10= -3.1727

TEMP= 322.597 C

10000/T= 16.7857(1/K)

Mg Number = 44.194

Fe Number = .558

LOG K5= 38.2388

LOG K11=153.2645

LOG FO2=-29.0096

LOG A(HM)= .3966

LOG FO2 (HM-MT)=-29.3081

FO2 DIF= .2985

LOG(AFE²⁺/AH⁺) @200 C = 4.9765

Albite stable : value of (Na⁺)/(aH) = 4.55671

Muscovite stable : value of (Ka⁺)/(aH) = 3.33687

GH₂S (calculated from Pyrite stability) = -1.31686

H₂S(aq) = -2.70008

fS₂(g) @T = -8.54782

fS₂(g) @T(Py/Po) = -10.57440

fS₂(g) @T - fS₂(g) @T(Py/Po) = 2.02658

Al/Si = 1.29562

Mg/Si = .71734

Fe/Si = .90582

--- COMPONENTES NORMALIZADOS ---

[] Al/Si = .44389

[] Mg/Si = .24577

[] Fe/Si = .31034

6. Muestra MB 189 027 1 Análisis 17

IDENTIFICACIÓN = 006

FÓRMULA ESTRUCTURAL SIN CORREGIR

Si_T = 2.4968

Al_T = 1.5032

Fe_{3T} = .0000

Al_O = 1.7600

Fe_{3O} = .0000

Fe₂ = 2.6554

Mg = 1.4565

Mn = .0000

Na = .0000

K = .0000

Ti = .0000
 Cr = .0000
 Ca = .0000
 SUMA DE CATIONES = 9.8719
 IONES DE OXÍGENO = 18.0000
 IONES HIDRÓXIDO = 8.0000
 VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = .1281
 EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= .8800
 FÓRMULA ESTRUCTURAL LUEGO DE LA SUSTRACCIÓN DE Na,K,Ca,Ti,Cr
 SiT= 2.4968
 AlT= 1.5032
 Fe3T= .0000
 AlO= 1.7600
 Fe3O= .0000
 Fe2 = 2.6554
 Mg = 1.4565
 Mn = .0000
 Na = .0000
 K = .0000
 Ti = .0000
 Cr = .0000
 Ca = .0000
 SUMA DE CATIONES = 9.8719
 IONES DE OXÍGENO = 18.0000
 IONES HIDRÓXIDO = 8.0000
 VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = .1281
 EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= .8800
 MIN. PORCENTAJE DE Fe3 + = .0000
 #153 XX= .499

X6= .010

SiT= 2.4530

AlT= 1.3018

Fe3T= .2452

AlO= 1.9043

Fe3O= .2553

Fe2O= 2.1084

Mg&Mn= 1.4309

SUMA OCTA= 9.8719

IONES DE OXÍGENO = 10.0102

IONES HIDRÓXIDO = 7.9898

%FE3+ = 19.1840

FRACCIONES MOLARES

X(1)= -.6978

X(2)= 1.1235

X(3)= .1684

X(4)= .2452

X(5)= .1505

X(6)= .0102

ACTIVIDADES LOG

A(1)= -5.0241

A(2)= -2.6658

A(3)= -1.8244

A(4)= -.6104

A(5)= -.8223

A(6)= .3467

ALPHA= -3.1062

BETA= 11.0517

LAMDA= .0000

LOGK6= -3.8641

LOGK7= .1922

LOGK10= -2.9092

TEMP= 326.663 C

10000/T= 16.6719(1/K)

Mg Number = 35.421

Fe Number = .646

LOG K5= 37.9317

LOG K11=152.0806

LOG FO2=-29.2476

LOG A(HM)= .2429

LOG FO2 (HM-MT)=-29.0144

FO2 DIF= -.2332

LOG(AFE2+/AH+2) @200 C = 5.0326

Albite stable : value of (Na+)/(aH) = 4.49071

Muscovite stable : value of (Ka+)/(aH) = 3.21548

GH2S (calculated from Pyrite stability) = -1.16946

H2S(aq) = -2.54259

fS(2)(g) @T = -8.71601

fS(2)(g) @T(Py/Po) = -10.40431

fS(2)(g) @T - fS(2)(g) @T(Py/Po) = 1.68830

Al/Si = 1.30722

Mg/Si = .58343

Fe/Si = 1.06371

--- COMPONENTES NORMALIZADOS ---

[] Al/Si = .44247

[] Mg/Si = .19748

[] Fe/Si = .36005

7. Muestra MB 189 027 1 Análisis 19

IDENTIFICACIÓN = 007

FÓRMULA ESTRUCTURAL SIN CORREGIR

SiT= 2.4643

AlT= 1.5357

Fe3T= .0000

AlO= 1.7685

Fe3O= .0000

Fe2 = 2.4370

Mg = 1.6784

Mn = .0000

Na = .0000

K = .0000

Ti = .0000

Cr = .0000

Ca = .0000

SUMA DE CATIONES = 9.8838

IONES DE OXÍGENO = 18.0000

IONES HIDRÓXIDO = 8.0000

VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = .1162

EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= .8843

FÓRMULA ESTRUCTURAL LUEGO DE LA SUSTRACCIÓN DE Na,K,Ca,Ti,Cr

SiT= 2.4643

AlT= 1.5357

Fe3T= .0000

AlO= 1.7685

Fe3O= .0000

Fe2 = 2.4370

Mg = 1.6784

Mn = .0000

Na = .0000
K = .0000
Ti = .0000
Cr = .0000
Ca = .0000
SUMA DE CATIONES = 9.8838

IONES DE OXÍGENO = 18.0000
IONES HIDRÓXIDO = 8.0000
VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = .1162
EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= .8843
MIN. PORCENTAJE DE Fe3 + = .0000

#153 XX= .470
X6= .002

SiT= 2.4236
AlT= 1.3452
Fe3T= .2312
AlO= 1.9044
Fe3O= .2335
Fe2O= 1.9320
Mg&Mn= 1.6506
SUMA OCTA= 9.8838
IONES DE OXÍGENO = 10.0023
IONES HIDRÓXIDO = 7.9977
%FE3+ = 19.3912
FRACCIONES MOLARES
X(1)= -.7164
X(2)= 1.1898

X(3)= .1533

X(4)= .2312

X(5)= .1397

X(6)= .0023

ACTIVIDADES LOG

A(1)= -4.7103

A(2)= -2.3706

A(3)= -2.0290

A(4)= -.6359

A(5)= -.8547

A(6)= .4801

ALPHA= -4.1182

BETA= 14.5045

LAMDA= .0000

LOGK6= -3.9639

LOGK7= .4551

LOGK10= -3.1293

TEMP= 347.555 C

10000/T= 16.1107(1/K)

Mg Number = 40.783

Fe Number = .592

LOG K5= 36.4200

LOG K11=146.2622

LOG FO2=-26.3837

LOG A(HM)= .8429

LOG FO2 (HM-MT)=-27.5649

FO2 DIF= 1.1812

LOG(AFE2+/AH+2) @200 C = 4.9790

Albite stable : value of (Na+)/(aH) = 4.17993

Muscovite stable : value of (Ka+)/(aH) = 2.75840

GH₂S (calculated from Pyrite stability) = -1.28783

H₂S(aq) = -2.60603

fS(2)(g) @T = -7.19533

fS(2)(g) @T(Py/Po) = -9.56384

fS(2)(g) @T - fS(2)(g) @T(Py/Po) = 2.36851

Al/Si = 1.34105

Mg/Si = .68118

Fe/Si = .98908

--- COMPONENTES NORMALIZADOS ---

[] Al/Si = .44534

[] Mg/Si = .22621

[] Fe/Si = .32845

8. Muestra MB 189 027 1 Análisis 20

IDENTIFICACIÓN = 008

FÓRMULA ESTRUCTURAL SIN CORREGIR

SiT= 2.4762

AlT= 1.5238

Fe₃T= .0000

AlO= 1.8325

Fe₃O= .0000

Fe₂ = 2.2811

Mg = 1.7323

Mn = .0000

Na = .0000

K = .0000

Ti = .0000

Cr = .0000

Ca = .0000

SUMA DE CATIONES = 9.8459
 IONES DE OXÍGENO = 18.0000
 IONES HIDRÓXIDO = 8.0000
 VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = .1541
 EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= .9163
 FÓRMULA ESTRUCTURAL LUEGO DE LA SUSTRACCIÓN DE Na,K,Ca,Ti,Cr
 SiT= 2.4762
 AlT= 1.5238
 Fe3T= .0000
 AlO= 1.8325
 Fe3O= .0000
 Fe2 = 2.2811
 Mg = 1.7323
 Mn = .0000
 Na = .0000
 K = .0000
 Ti = .0000
 Cr = .0000
 Ca = .0000
 SUMA DE CATIONES = 9.8459
 IONES DE OXÍGENO = 18.0000
 IONES HIDRÓXIDO = 8.0000
 VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = .1541
 EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= .9163
 MIN. PORCENTAJE DE Fe3 + = .0000

 #153 XX= .444
 X6= .002

 SiT= 2.4375

AIT= 1.3439
Fe3T= .2186
AIO= 1.9600
Fe3O= .2209
Fe2O= 1.8060
Mg&Mn= 1.7052
SUMA OCTA= 9.8459

IONES DE OXÍGENO = 10.0023

IONES HIDRÓXIDO = 7.9977

%FE3+ = 19.5731

FRACCIONES MOLARES

X(1)= -.7167

X(2)= 1.2011

X(3)= .1407

X(4)= .2186

X(5)= .1539

X(6)= .0023

ACTIVIDADES LOG

A(1)= -4.5975

A(2)= -2.2739

A(3)= -2.1493

A(4)= -.6603

A(5)= -.8126

A(6)= .2005

ALPHA= -3.7159

BETA= 13.1360

LAMDA= .0000

LOGK6= -3.9272

LOGK7= .1218

LOGK10= -3.2350

TEMP= 339.773 C

10000/T= 16.3153(1/K)

Mg Number = 43.162

Fe Number = .568

LOG K5= 36.9706

LOG K11=148.3796

LOG FO2=-27.5717

LOG A(HM)= .5629

LOG FO2 (HM-MT)=-28.0935

FO2 DIF= .5218

LOG(AFE2+/AH+2) @200 C = 5.0038

Albite stable : value of (Na+)/(aH) = 4.41519

Muscovite stable : value of (Ka+)/(aH) = 3.26478

GH2S (calculated from Pyrite stability) = -1.21117

H2S(aq) = -2.55043

fS(2)(g) @T = -7.82709

fS(2)(g) @T(Py/Po) = -9.87036

fS(2)(g) @T - fS(2)(g) @T(Py/Po) = 2.04327

Al/Si = 1.35568

Mg/Si = .69970

Fe/Si = .92138

--- COMPONENTES NORMALIZADOS ---

[] Al/Si = .45542

[] Mg/Si = .23505

[] Fe/Si = .30953

9. Muestra MB 189 027 1 Análisis 21

IDENTIFICACIÓN = 009

FÓRMULA ESTRUCTURAL SIN CORREGIR

SiT= 2.4329

AlT= 1.5671

Fe3T= .0000

AlO= 1.7645

Fe3O= .0000

Fe2 = 2.6170

Mg = 1.5200

Mn = .0000

Na = .0000

K = .0000

Ti = .0000

Cr = .0000

Ca = .0000

SUMA DE CATIONES = 9.9016

IONES DE OXIGENO = 18.0000

IONES HIDRÓXIDO = 8.0000

VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = .0984

EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO -X6= .8823

FÓRMULA ESTRUCTURAL LUEGO DE LA SUSTRACCIÓN DE Na,K,Ca,Ti,Cr

SiT= 2.4329

AlT= 1.5671

Fe3T= .0000

AlO= 1.7645

Fe3O= .0000

Fe2 = 2.6170

Mg = 1.5200

Mn = .0000

Na = .0000
K = .0000
Ti = .0000
Cr = .0000
Ca = .0000
SUMA DE CATIONES = 9.9016
IONES DE OXÍGENO = 18.0000
IONES HIDRÓXIDO = 8.0000
VACANCIA EN SITIO DE OCTETO = .0984
EXCESO 3+ EN SITIO DE OCTETO ON OCT. SITE -X6= .8823
MIN. PORCENTAJE DE Fe3 + = .0000

#153 XX= .499
X6= .001

SiT= 2.3903
AlT= 1.3648
Fe3T= .2449
AlO= 1.9086
Fe3O= .2457
Fe2O= 2.0806
Mg&Mn= 1.4934
SUMA OCTA= 9.9016
IONES DE OXÍGENO = 10.0008
IONES HIDRÓXIDO = 7.9992
%FE3+ = 19.0814
FRACCIONES MOLARES
X(1)= -.7458
X(2)= 1.1937
X(3)= .1706

X(4)= .2449

X(5)= .1358

X(6)= .0008

ACTIVIDADES LOG

A(1)= -5.0422

A(2)= -2.6163

A(3)= -1.8964

A(4)= -.6109

A(5)= -.8668

A(6)= .6639

ALPHA= -5.0534

BETA= 17.6676

LAMDA= .0000

LOGK6= -4.0379

LOGK7= .6120

LOGK10= -3.0456

TEMP= 363.649 C

10000/T= 15.7035(1/K)

Mg Number = 36.742

Fe Number = .633

LOG K5= 35.3259

LOG K11=142.0651

LOG FO2=-25.0848

LOG A(HM)= 1.0141

LOG FO2 (HM-MT)=-26.5111

FO2 DIF= 1.4264

LOG(AFE2+/AH+2) @200 C = 5.0033

Paragonite stable : value of (Na+)/(aH) = 3.75073

Muscovite stable : value of (Ka+)/(aH) = 2.40075

GH2S (calculated from Pyrite stability) = -1.21129

$$\text{H}_2\text{S}(\text{aq}) = -2.48387$$

$$f\text{S}(2)(\text{g}) @T = -6.54348$$

$$f\text{S}(2)(\text{g}) @T(\text{Py}/\text{Po}) = -8.95334$$

$$f\text{S}(2)(\text{g}) @T - f\text{S}(2)(\text{g}) @T(\text{Py}/\text{Po}) = 2.40986$$

$$\text{Al}/\text{Si} = 1.36968$$

$$\text{Mg}/\text{Si} = .62489$$

$$\text{Fe}/\text{Si} = 1.07588$$

--- COMPONENTES NORMALIZADOS ---

$$[\text{Al}/\text{Si}] = .44608$$

$$[\text{Mg}/\text{Si}] = .20352$$

$$[\text{Fe}/\text{Si}] = .35040$$

