

**ESTUDIO DE LOS PROCESOS DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN ROCAS  
DEL HAUTERIVIANO-BARREMIANO (CRETÁCICO INFERIOR) DEL TÚNEL  
'CHIRRIPAY'. SECTOR ESMERALDÍFERO YACOPI, CUNDINAMARCA.**

**CONSTANZA GOMEZ DURAN**

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA  
2007

**ESTUDIO DE LOS PROCESOS DE ALTERACION HIDROTERMAL EN ROCAS  
DEL HAUTERIVIANO-BARREMIANO (CRETACICO INFERIOR) DEL TÚNEL  
'CHIRRIPIY'. SECTOR ESMERALDÍFERO YACOPI, CUNDINAMARCA.**

**CONSTANZA GOMEZ DURAN**

Proyecto de Grado presentado como requisito para optar el título de Geóloga

**Director:**

LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA

Geólogo Ph. D.

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS

ESCUELA DE GEOLOGÍA

BUCARAMANGA

2007

*A mis padres Orlando y Elvia*

## **AGRADECIMIENTOS**

A Dios, porque en Él confió, quien todo lo puede.

Al profesor Luís Carlos Mantilla, Director de éste Proyecto de Investigación, por su invaluable apoyo y orientación.

A Jaime Mojica, Geólogo y Amigo, por su presta colaboración.

Al grupo de profesionales y estudiantes que hicieron de este gran proyecto UIS-INGEOMINAS una realidad tangible.

A la Universidad Industrial de Santander (UIS) y al INGEOMINAS, instituciones que mediante su financiación y el préstamo de sus laboratorios, hicieron posible el desarrollo de este trabajo.

A Jorge... por ser Jorge.

A mi familia, por su incalculable amor y confianza, y a todos aquellos que de una u otra forma hicieron posible la realización de este sueño.

## CONTENIDO

RESUMEN.....	XII
ABSTRACT .....	XIV
INTRODUCCION.....	1
1. OBJETIVOS.....	3
1.1. OBJETIVO GENERAL .....	3
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	3
2. METODOLOGÍA .....	5
2.1 FASE DE EJECUCIÓN O DE CAMPO.....	5
2.2 FASE DE LABORATORIO .....	6
2.2.1 Microscopía Óptica.....	6
2.2.2 Difracción de Rayos X.....	8
2.2.3 Microtermometría de Inclusiones Fluidas (IF).....	9
2.2.4 Análisis Raman .....	11
2.3.7 Geoquímica Isotópica.....	12
3. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO.....	12
3.1 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA. ....	12
3.2 ASPECTOS GEOGRÁFICOS .....	15
4. ANTECEDENTES.....	17
4.1 GEOLOGIA DEL CINTURON ESMERALDIFERO OCCIDENTAL .....	17
4.1.1 Estratigrafía.....	17
4.1.2 Geología Estructural .....	25
4.1.3 Modelos de Génesis de las Esmeraldas. ....	29

4.2 CONTEXTO PALEOGREOGRAFICO Y PALEOTECTONICO.....	31
5. RESULTADOS.....	41
5.1 RASGOS GEOLOGICOS GENERALES DEL TUNEL “LA MINA DE CHIR RIPAY” ....	41
5.1.1 Generalidades Sobre el Contexto Geológico de La Mina Chirripay .....	41
5.1.2 Rasgos Macroscópicos y Zonalidad.....	41
5.2. TIPOLOGIA DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES.....	41
5.2.1 Venas y Bolsas Hidrotermales .....	41
5.2.2 Brechas Hidrotermales.....	50
5.3 ANÁLISIS MINERALÓGICO MEDIANTE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX).....	54
5.4. ESTUDIO MINERALOGICO-PETROGRAFICO .....	56
5.5. ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS (IF).....	70
5.5.1 Consideraciones Previas.....	70
5.5.2 Datos Petrográficos de IF.....	77
5.5.3 Estudio Microtermométrico de IF.....	80
5.6 MICROESPECTROMETRÍA RAMAN .....	84
5.6.1 Consideraciones Previas.....	84
5.6.2 Análisis Raman.....	89
5.6.3 Análisis de Resultados.....	91
5.7. GEOQUIMICA ISOTOPICA .....	92
5.7.1 Consideraciones Previas.....	93
5.7.2 Datos de la Composición Isotópica del C, O y S .....	99
5.7.3 Consideraciones sobre la Procedencia del Fluido.....	101
5.7.4 Geotermometría de Intercambio Isotópico.....	106
5.7.5 Implicaciones Entorno a la Procedencia de los Paleofluidos .....	106
6. INTERPRETACION FINAL .....	110
7. CONCLUSIONES .....	114
8. RECOMENDACIONES.....	116
9. BIBLIOGRAFIA.....	117
ANEXOS.....	123

## LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Especificaciones técnicas del equipo de difracción .....	9
Tabla 2. Parámetros de medición de muestras de polvo desorientadas.....	10
Tabla3. Propiedades fisicoquímicas de los patrones de calibración del equipo microtermométrico. Te = Temperatura del punto Eutéctico, Th = Temperatura de Homogenización .....	10
Tabla 4. Condiciones del equipo Raman. Po = Potencia laser, t = Tiempo de cada medida, n = numero de medidas por cada especie volátil analizada.....	11
Tabla 5. Clasificación de las venas de acuerdo al ambiente de deformación. Tomado de Petit <i>et al.</i> , (1999).....	46
Tabla 6. Análisis cualitativo de minerales por DRX en muestras desorientadas. El valor verde resalta el Dominio 1 y el valor rojo el Dominio 2. Los tonos oscuros indican que la muestra es de venas y bolsas, mientras que los claros son de roca. ....	55
Tabla 7. Petrografía de Inclusiones Fluidas .....	81
Tabla 8. Microtermometría de inclusiones fluidas. ....	83
Tabla 9. Valores $\Delta \bar{\nu}$ en $\text{cm}^{-1}$ , de las especies más comunes en las inclusiones fluidas. ....	88
Tabla 10. Características isotópicas fundamentales de los elementos ligeros. No se incluyen los isótopos radiactivos cuyas abundancias relativas, además, son muy pequeñas. (Tomado y modificado de Redondo, 2001).....	94
Tabla 11. Estándares de referencia utilizados en el estudio de los isótopos estables. ....	96
Tabla 12. Composición isotópica $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{34}\text{S}$ de de las muestras analizadas (en ‰) del Dominio 1. ....	100
Tabla 13. Resultados de la composición isotópica $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ del agua en equilibrio con los carbonatos (en ‰). ....	102

Tabla 14. Resultados de la composición isotópica $\delta^{18} \text{O}_{\text{SMOW}}$ del $\text{CO}_2$ en equilibrio con los carbonatos (en ‰).....	103
Tabla 15. Resultados de la composición isotópica $\delta^{13} \text{C}_{\text{PDB}}$ del $\text{CO}_2$ en equilibrio con los carbonatos (en ‰).....	103
Tabla 16. Resultados de la composición isotópica $\delta^{34} \text{S}_{\text{CDT}}$ del $\text{H}_2\text{S}$ en equilibrio con la pirita (en ‰).....	105
Tabla 17. Resultados de la composición isotópica $\delta^{18} \text{O}_{\text{SMOW}}$ del $\text{H}_2\text{O}$ en equilibrio con la dolomita ( ‰).....	108
Tabla 18. Valores de COT en rocas caja de “La Mina de Chirripay”.....	113

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.(a) Lupa Estereoscópica Carl Zeiss Jena; (b) Microscopio de Luz Transmitida Nikon Elipse 50i.....	7
Figura 2. (a) Pulidora Labothec, (b) Ultrasonido Elma, (c) Horno secador Binder .....	8
Figura 3. (a) Difractómetro Rigaku, (b) <i>Platina</i> TH600 marca: LINKAM.....	9
Figura 4. (a) Raman Jobin Yvon T64000, donde se ve el rayo laser utilizado (rayo verde), (b) Microscopio Olympus BH-2.....	11
Figura 5. Localización geográfica del Túnel “La Mina de Chirripay” (Municipio de San Antonio de Yacopí, Cundinamarca) y su contexto geológico. Tomado y modificado de Reyes <i>et al.</i> (2006). .....	13
Figura 6. Vías de acceso al Túnel “La Mina”, Cundinamarca (Tomado y modificado de <a href="http://www.invias.gov.co">www.invias.gov.co</a> ).....	14
Figura 7. Mapa Geológico preliminar del área de estudio (Túnel La Mina de Chirripay) y sus alrededores. Tomado y modificado de Reyes <i>et al.</i> (2006) .....	19
Figura 8. Cuadro de Correlación Litoestratigráfica de la zona de estudio. Tomado de Reyes <i>et al.</i> (2006).....	20
Figura 9. Sección Tipo de la Formación Muzo sobre la carretera San Pablo de Borbur-Pauna. Tomado de Reyes <i>et al.</i> (2006) .....	24
Figura 10. Modelo secuencial del desarrollo de las regiones tectónicas para La Cordillera Oriental, el Valle del Magdalena Medio y la cuenca de los Llanos. Tomado de Cooper <i>et al.</i> , (1995). .....	34
Figura 11. (a)-(c) Reconstrucción esquemática de la margen norandina, mostrando con las flechas las direcciones de influencia de las diferentes placas tectónicas sobre el bloque norandino y particularmente sobre el Valle Medio del Magdalena y la Cordillera Oriental durante el Cenozoico; (d) Reconstrucción esquemática de la deformación del bloque andino, las flechas indican la direcciones y velocidades aproximadas de las placas. Tomado de Acosta (2002).....	35

Figura 12. Mapa Geológico generalizado de la Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena Medio. Tomado de Acosta (2002).....	36
Figura 13. Poligonal del túnel Chirripay con la localización de las muestras. ....	43
Figura 14. Esquema ilustrativo de la distribución de las diferentes estructuras hidrotermales del túnel “La Mina de Chirripay”. Corte realizado en dirección NW, siguiendo los datos obtenidos a partir de la información geológica referenciada en cada uno de los puntos de la figura 13. Las líneas rojas hacen referencia a fallas locales. ....	45
Figura 15. (a) Vena con relleno masivo; (b) Vena con relleno fibroso. Tomado y modificado de Dunne y Hancock (1994).....	42
Figura 16. Etapas progresivas de relleno, cristalización y textura resultante en venas. ....	43
Figura 17. (a) Vena con crecimiento de tipo sintaxial; (b) Vena con crecimiento de tipo antitaxial. Tomado de Dunne y Hancock (1994). ....	44
Figura 18. Tipo de crecimiento de relleno en venas fibrosas. Tomado de Passchier y Trouw (1998). ....	45
Figura 19. (a) Fracturamiento y luego relleno; (b) Fracturamiento + Deslizamiento y luego Relleno; (c) Fracturamiento + Relleno y luego Deslizamiento. Tomado de Petit <i>et al.</i> (1999).....	45
Figura 20. Aspecto de las venas hidrotermales en campo. Vena de dolomita romboédrica paralela a los planos de estratificación siendo cortada por una vena de dolomita fibrosa perpendicular a la estratificación (izq.); venas discordantes de dolomita fibrosa (der.).....	48
Figura 21. Aspecto general de las zona albitizada con estructura anticlinal que atraviesa la limolita encajante (izq.); detalle de la base albitizada bandeada en limolita calcárea con clásticos y cristales de albita romboédrica, pirita dodecaédrica, cuarzos en gránulos y dolomita romboédrica, dispuestos en zonas y embebidos en un cemento bandeado albitítico- dolomítico (blanco-amarillo) (der.).....	49
Figura 22. Vena antitaxial de dolomita romboédrica con pirita y ankerita (laminares), hacia los bordes de contacto con la roca caja, correspondiente al primer evento hidrotermal. Presenta crecimiento tipo ‘free-face’ y un modo mecánico de desarrollo de tipo ‘crack – seal’.....	50
Figura 23. Vena sintaxial de dolomita fibrosa y pirita diseminada, que pertenece al segundo evento hidrotermal que corta la estratificación, y corresponde a venas con crecimiento tipo ‘free-face’ y un modo mecánico de desarrollo de tipo ‘crack – seal – slip’.....	50
Figura 24. Repliegues de limolita encajante con venas asociadas al segundo evento hidrotermal. ....	50

Figura 25. Vena de tipo compuesto, en agregados policristalinos, producto de la confluencia de dos venas de pulsos distintos. ....	50
Figura 26. Brecha tectónica o de falla. Tomado de <a href="http://www.geovirtual.cl/Geoestructural/gestr04.htm">http://www.geovirtual.cl/Geoestructural/gestr04.htm</a> .....	52
Figura 27. Aspecto de las zonas brechificadas en el interior del túnel “La Mina de Chirripay”. (a) A 136 m de la entrada del túnel se presentan brechas de dolomita romboédrica, con albitización incipiente, y pirita diseminada, acompañados de fragmentos líticos de limolita encajante (Dominio 1, zona 2); (b) a 134 m de la bocamina se aprecian brechas de albita (por reemplazamiento) junto a clastos de limolita muy angulares (Dominio 1, zona 2); (c) a 79 m de la entrada principal del túnel se observan clastos subredondeados asociados a limolita hidrotermalizada y cementados con albita-dolomita(Dominio 2, zona 2). ....	53
Figura 28. Microfotografía de un cristal romboédrico de dolomita. Muestra LME016006.....	56
Figura 29. Microfotografía de vena de tipo compuesta donde se observan los cristales de dolomita fibrosa (izq.) en contacto con los de dolomita romboédrica (der). Muestra LME016008.....	57
Figura 30. Microfotografía de una fractura rellena de albita (con macla polisintética) y cuarzo (con extinción ondulante) que corta la dolomita romboédrica. Muestra LME016008. ....	57
Figura 31. Microfotografía de un cristal romboédrico de dolomita con macla polisintética laminar. Muestra LME016009.....	58
Figura 32. Microfotografía de un cristal idomórfico de pirita en dolomita de una vena hidrotermal. Muestra LME016013 (1). ....	59
Figura 33. Microfotografía de la dolomita cortada por una fractura rellena de albita maclada. Muestra LME016013 (1).....	59
Figura 34. Microfotografía de un cristal romboédrico de dolomita. Muestra LME016013 (2). ....	60
Figura 35. Microfotografía de dolomita hidrotermal con un fragmento lítico atravesado por una fractura rellena de dolomita con reemplazamiento de albita hacia los bordes de contacto (albitización incipiente). Muestra LME016017.....	61
Figura 36. Microfotografía una vena sintaxial con desarrollo mecánico de tipo crack-seal-slip (fractura + relleno + deslizamiento) y albitización incipiente en los bordes de contacto entre un fragmento lítico y la dolomita de origen hidrotermal. Muestra LME016018. ....	62

Figura 37 Microfotografía de una vena sintaxial de dolomita alotriomórfica columnar hidrotermal en nicoles paralelos y cruzados, respectivamente. Muestra LME016018. ....	62
Figura 38 Microfotografía de un fenocristal de dolomita hexagonal embebido en una limolita calcárea albitizada que exhibe un bandeamiento evidenciado por los cambios de coloración en la matriz. Muestra LME01021.....	64
Figura 39. Microfotografía de una venilla antitaxial con dolomita como material de relleno de una vena antitaxial, que no ha sufrido reemplazamiento. Muestra LME016021.....	64
Figura 40. Microfotografía de un fenocristal de dolomita evidenciando la exfoliación romboédrica perfecta. Muestra LME016021.....	65
Figura 41. Microfotografía de fenocristales de dolomita romboédrica embebidos en una limolita albitítica. Muestra LME016025. ....	66
Figura 42. Microfotografía de dolomita como relleno de una microvenilla antitaxial, siendo reemplazada por albita desde las paredes hacia el centro de la vena (izq); en la fotografía de la derecha se observa un fenocristal de dolomita sufriendo un reemplazamiento de albita, incipiente, hacia los bordes de contacto, y un cristal más pequeño que ha sido reemplazado totalmente. En la esquina superior derecha se presenta un cristal de pirita anhedral producto de un primer evento de cristalización. Muestra LME016028.....	67
Figura 43. Microfotografía de una vena antitaxial rellena de cuarzo granular. Muestra LME016028.....	68
Figura 44. Microfotografía de cristales de pirita recristalizados, con inclusiones cristalinas de cuarzo. Muestra LME016028.....	68
Figura 45. Microfotografía de una microvena antitaxial rellena de albita subidiomórfica, producto del fracturamiento de la dolomita romboédrica. Muestra LME016032. ....	69
.Figura 46. Microfotografía de un agregado radial de paragonita acicular incluido en la dolomita romboédrica. Muestra LME016032. ....	69
Figura 47. Mecanismos de captura formadores de IF. Tomado de Roedder (1984). ....	71
Figura 48. Representación esquemática mostrando la formación de IF primarias, secundarias y pseudosecundarias durante el crecimiento de un cristal. Tomado de Samson <i>et al.</i> (2003). ....	72
Figura 49. (a) Criterio diagnóstico para clasificar IF como primarias; (b) Diferentes ocurrencias de inclusiones fluidas primarias relacionadas con zonas de crecimiento. Tomado de Van de Kerkhof y Hein (2001). ....	73

Figura 50. Cicatrización de una fractura generando IF secundarias. Tomado Lunar y Oyarzun (1991). .....	73
Figura 51. Esquema de los tipos de IF según el número de fases presentes a temperatura ambiente L = Líquido. V = Vapor. Tomado de Nash y Theodore (1971). .....	75
Figura 52... Diagrama de presión en función de la temperatura del desarrollo de una IF después de ser atrapada en un mineral. Tomado y modificado de Gill (1996). .....	76
Figura 53. Fotografía de IF polifásicas con cristales hijos de halita y carbonato en dolomita de la muestra LME016006. Tomada a 50 x.....	78
Figura 54. Fotografía de IF polifásicas con cristales hijos de halita en dolomita de la muestra LME016D1. Tomada a.....	78
Figura 55... Fotografía de Inclusiones polifásicas con cristales hijos de halita e inclusiones sólidas en dolomita de la muestra LME016D2. Tomada a 40 x.....	79
Figura 56. Fotografías de Inclusiones polifásicas con cristales hijos de halita. En la microfotografía de la derecha se observa una IF con un cubo de halita acompañado de otro sólido, posiblemente carbonato o una sal. Muestra LME016030. Tomada a 40 x. ....	79
Figura 57. Fotografías de IF polifásicas con cristales hijos de halita de la muestra LME016A. Tomada a 50 x.....	80
Figura 58. Fotografía de Inclusiones polifásicas con cristales hijos de halita decrepitadas a los 177 °C en apatito en la lamina LME016A. Tomada a 50 x. ....	84
Figura 59. Esquema ilustrativo de los procesos de transmisión, reflexión y difusión de la luz por un medio material. Tomado de Mangas y Sierra (en Lunar y Oyarsun, 1991). ....	86
Figura 60. Diagrama energético en el que las líneas horizontales representan distintos estados vibracionales y en el que se muestran las transiciones entre estados energéticos para diferentes interacciones luz-materia. ....	86
Figura 61. Esquema ilustrativo de un equipo microsonda Raman. Tomado de Moroz <i>et al.</i> (2000). ....	89
Figura 62. Espectro Raman del CO <sub>2</sub> (pico 1285 y 1388), identificado en las inclusiones fluidas primarias de la dolomita de origen hidrotermal en la muestra LME016006. Su identificación en el espectro no resulta ser muy marcada, ya que el primer pico casi no se observa. ....	90
Figura 63. Espectro Raman de un componente orgánico, no identificado, pero posiblemente relacionado con una variedad de material bituminoso.	

Este material se presenta en las calcitas de venas hidrotermales del sector de la Mina 'Chirripay' (Rocas de edad Hauteriviano-Barremiano – K1). .....	91
Figura 64. Destilación de Rayleigh: Variación del contenido isotópico en el ciclo hidrológico. Tomado de Encarta (2000). .....	98
Figura 65. Proyección de la relación isotópica entre los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ y el $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ en los carbonatos analizados. ....	101
Figura 66. Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de los carbonatos en equilibrio con el agua, según la variación de temperatura.....	102
Figura 67. Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de los carbonatos en equilibrio con el $\text{CO}_2$ , según la variación de temperatura.....	104
Figura 68. Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de los carbonatos en equilibrio con el $\text{CO}_2$ , según la variación de temperatura.....	104
Figura 69. Proyección del fraccionamiento isotópico del $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ para el $\text{H}_2\text{S}$ , en equilibrio con la pirita según la variación de Temperatura. ....	105
Figura 70. Valores isotópicos de O e H de algunas aguas y otros reservorios de internos en el estudio de depósitos minerales. Tomado de Recio y Subías (2002) .....	107
Figura 71. $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ en diversos materiales geológicos. Tomado de Hoefs, 1987 en Recio y Subías (2002). ....	109
Figura 72. Histograma de distribución de COT en los principales túneles reportados en el sector esmeraldífero del Cinturón Occidental de la Cordillera Oriental colombiana Tomado de Ramírez (2007) .....	113

## LISTA DE ANEXOS

Anexo A. Catalogo Macroscópico de Muestras.....	124
Anexo B. Registros de Difractometría de Rayos X.....	128

## RESUMEN

**TITULO:** ESTUDIO DE LOS PROCESOS DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN ROCAS DEL HAUTERIVIANO-BARREMIANO (CRETÁCICO INFERIOR) DEL TUNEL “CHIRRIPAY”. SECTOR ESMERALDIFERO YACOPI, CUNDINAMARCA\*.

**AUTOR:** Constanza Gómez Durán\*\*

**PALABRAS CLAVES:** Esmeraldas, Petrografía, Inclusiones Fluidas, Hidrotermalismo, Yacopí.

### DESCRIPCIÓN:

El sector esmeraldífero de Yacopí se localiza en el flanco occidental de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos, en el denominado Cinturón Esmeraldífero Occidental, territorio Vásquez – Yacopí.

Este sector presenta ocurrencia de mineralización de esmeraldas dentro de rocas sedimentarias del cretácico Inferior, de edad Hauteriviano – Barremiano, pertenecientes a la Formación Muzo. Las esmeraldas aparecen en depósitos en forma de venas, bolsas y brechas asociadas a dolomita, calcita, albita y pirita, principalmente, y se encuentran relacionadas con limolitas algo silíceas.

Con el objeto de estudiar los procesos de alteración hidrotermal asociados a la formación de depósitos metasedimentarios en el Túnel “La Mina de Chirripay”, se realizaron análisis mineralógicos en muestras de roca, venas y otras manifestaciones hidrotermales presentes en dicho túnel. De igual forma se determinó la microtermometría de inclusiones fluidas en cristales de dolomita, lo que arrojó temperaturas de cristalización están dentro de un rango de valores entre 360°C y 400°C. Esto permitió definir el sistema composicional de los fluidos hidrotermales como:  $H_2O + NaCl + CaCl_2 + CO_2$ .

---

\* Trabajo de Investigación

\*\* Facultad de Físicoquímicas, Geología, Director Ph. D. Luis Carlos Mantilla Figueroa

Los estudios de isótopos estables de C, O y S, indican que los carbonatos en roca y en venas están relacionadas con aguas producto de la deshidratación de metasedimentos; mientras que el azufre es origen sedimentario o metasedimentario, producto de la removilización de piritas por procesos inorgánicos.

## ABSTRACT

**TITLE:** STUDY OF HYDROTHERMAL ALTERATION IN HAUTERIVIAN-BARREMIAN (LOWER CRETACEOUS) ROCKS OF "CHIRRIPAY" TUNNEL. YACOPI, CUNDINAMARCA, EMMERALD SECTOR\*.

**AUTHOR:** Constanza Gómez Durán\*\*

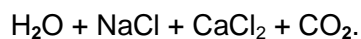
**KEY WORDS:** Emeralds, Petrography, Fluid Inclusions, Hydrothermals, Yacopí.

**DESCRIPTION:**

Yacopí's emerald sector is located at the west side of Colombian East Andean Mountain Chain, at the so called West Emerald Belt, Vasquez – Yacopi Territory.

This sector shows emerald mineralization inside cretaceous sedimentary rocks, of Hauterivian – Barremian age, belonging to Muzo Formation. Emeralds appear in deposits shaped as veins, bags and breaches associated to dolomite, calcite, albite and pyrite, mainly, and are related to silica limolites.

To study hydrothermal alterations processes associated to meta-sedimentary deposits formation in "La Mina de Chirripay" Tunnel, mineralogic analysis were made on samples of rock, veins and other hydrothermal manifestations present in the tunnel. Likewise dolomite crystals fluid inclusions microtermometry was performed, showing crystallization temperatures inside the 360°C to 400°C rank. This allowed defining the hydrothermal fluid compositional system as:



---

\* Investigation work

\*\* Faculty of Fisicoquimics, Geology, Director Ph. D. Luis Carlos Mantilla Figueroa

C, O and S stable isotopes studies indicate that carbonates in rock and veins are related to waters produced by meta-sediments dehydration; while sulfur is from sedimentary or meta-sedimentary origin, produced by pyrites remobilization due to inorganic processes.

## INTRODUCCION

En Colombia, desde 1916 se han venido realizando estudios geológicos sobre los depósitos esmeraldíferos en los Departamentos de Cundinamarca, Boyacá y Santander, sobre los Cinturones Oriental y Occidental de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos. Siendo Colombia un país con un alto potencial minero, se esperaría que el desarrollo industrial de la minería fuera creciendo exponencialmente, a medida que pasa el tiempo; pero este no es el caso. A pesar de que existen múltiples estudios sobre los depósitos esmeraldíferos de esta región, en la actualidad, la mayoría de la minería relacionada a la explotación esmeraldífera es precaria, artesanal y carece de estudios de viabilidad, lo que es evidenciado en la gran incertidumbre y los bajos resultados en la explotación de este mineral, haciendo poco atractiva la inversión extranjera. Debido a esto, la nación se vio obligada a invertir en estudios de viabilidad de la minería esmeraldífera como potencial de recursos minerales económicamente explotables, para lo cual, el INGEOMINAS y la Universidad Industrial de Santander crean el Convenio de Cooperación específico N° 8492, el cual tiene como propósito, además del estudio petrográfico y geoquímico de las manifestaciones hidrotermales en rocas cretácicas del Cinturón Oriental asociadas a la búsqueda de esmeraldas, la formación de futuros profesionales en geología con énfasis en exploración mineral, que conviertan la prospección esmeraldífera, no solo en una buena inversión extranjera sino en un medio de progreso económico, tecnológico y social para la nación.

El presente trabajo tiene como finalidad el estudio de los procesos de alteración hidrotermal asociados a la formación de depósitos esmeraldíferos del Cretácico inferior, identificados en el Túnel "La Mina de Chirripay", localizada en las inmediaciones del municipio de San Antonio de Yacopí (Departamento de Cundinamarca). Se pretende determinar la zonalidad relacionada a los procesos hidrotermales que actuaron en la formación de las mineralizaciones asociadas a las esmeraldas, para así generar criterios concretos de exploración esmeraldífera soportados en estudios realizados sobre los

procesos de alteración fluido-roca de esta mina; de modo tal que, mediante el conocimiento geológico de los mecanismos y las condiciones físico-químicas bajo las cuales tuvieron lugar las alteraciones hidrotermales identificadas en ese sector, se podrá establecer, a luz de estos datos, su relación con los eventos generadores de los depósitos de esmeraldas en el Cinturón Esmeraldífero Occidental de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos.

## **1. OBJETIVOS**

### **1.1. OBJETIVO GENERAL**

Estudiar los procesos de alteración hidrotermal en rocas del Hauteriviano-Barremiano (Cretácico Inferior) del túnel 'Chirripay' (sector esmeraldífero Yacopí, Cundinamarca).

### **1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Compilar y analizar la bibliografía existente sobre la geología del área de estudio y particularmente sobre sus depósitos de esmeraldas, en aras de contextualizar la problemática geológica del presente estudio.
- Realizar una salida a campo, para muestrear y documentar los distintos rasgos geológicos al interior del túnel o Mina Chirripay.
- Describir macroscópicamente las muestras recolectadas en campo, para generar su correspondiente catálogo de muestras (acompañado de la libreta de campo y el correspondiente archivo fotográfico).
- Contextualizar geológicamente las labores mineras del Túnel Chirripay (minería desarrollada para la explotación de esmeraldas), con base en la información geológica disponible y la recolectada durante la campaña de campo antes citada.
- Identificar la tipología de las estructuras hidrotermales presentes a lo largo del túnel (brechas hidrotermales, bandas y bandeamientos albitícos, venas hidrotermales, etc.)

- Generar un esquema geológico del Túnel Chirripay, indicando las zonas afectadas hidrotermalmente, con base en la tipología anteriormente mencionada.
- Realizar un estudio petrográfico de 11 muestras de rocas y venas.
- Identificar mediante análisis de Difracción de Rayos X (DRX), las especies minerales presentes en las muestras recolectadas de rocas (con- y sin alteración hidrotermal evidente a escala macroscópica); bolsas y venas con rellenos hidrotermales.
- Realizar un estudio petrográfico y microtermométrico en 5 muestras para Inclusiones Fluidas de minerales de relleno de bolsas y venas hidrotermales.
- Definir la fuente de los fluidos asociados a las manifestaciones hidrotermales (presentes en el túnel Chirripay) a partir del análisis de isótopos estables.
- Identificar a la luz de los nuevos datos, la zonalidad (desde un punto de vista mineralógico y textural, entre otros posibles) generada dentro y en las proximidades a las estructuras hidrotermales previamente identificadas.
- Proponer un modelo de formación de las alteraciones hidrotermales reconocidas.

## **2. METODOLOGÍA**

Con el propósito de lograr los objetivos anteriormente mencionados, se estructuró una metodología de trabajo, la cual consta de las siguientes fases: Precampo, Campo, Análisis de Laboratorio, Interpretación de Datos y Edición del Informe Final. Por su importancia en la obtención de nuevos datos, a continuación se describe más detalladamente lo relacionado con las fases Campo y Laboratorio.

### **2.1 FASE DE EJECUCIÓN O DE CAMPO**

Durante esta fase, inicialmente se realizó un recorrido por diferentes sectores del cinturón esmeraldífero occidental (CEOCC), en aras de reconocer las unidades estratigráficas y las estructuras que fueron cartografiadas previamente por los geólogos del INGEOMINAS, durante el pre-levantamiento cartográfico-geológico de unos 5.000 Km<sup>2</sup> realizados en ese sector.

Un muestreo detallado de túneles y afloramientos, al igual que la toma de datos estructurales, se desarrolló con posterioridad a la etapa de reconocimiento. Una jornada de campo especial fue dedicada al muestreo del Túnel Chirripay (objeto de estudio del presente trabajo de grado), con la finalidad de muestrear su litología y sus diferentes manifestaciones hidrotermales (venas, bolsones, etc.). Cada sector muestreado fue descrito detalladamente y documentado mediante toma de fotografías. Asimismo, su localización al interior del túnel (con respecto a la bocamina), fue controlada gracias a la medición de distancias con decámetro.

## **2.2 FASE DE LABORATORIO**

Durante la fase de laboratorio, se describieron las muestras de mano tomadas en campo, se realizaron secciones delgadas para estudios mineralógico-petrográficos mediante microscopía óptica, se prepararon y analizaron muestras mediante Difracción de Rayos X (DRX), se prepararon láminas doblemente pulidas para análisis de Inclusiones Fluidas, y se separaron fracciones monominerales y fragmentos de rocas para su estudio mediante geoquímica de isótopos estables.

Una descripción detallada de los análisis realizados, los procedimientos seguidos y los equipos analíticos utilizados, se presenta a continuación.

### **2.2.1 Microscopía Óptica**

La descripción macroscópica de las muestras de mano recolectadas en campo, se realizó utilizando una lupa estereoscópica marca Stemi DV4, *Carl Zeiss* Jena (Figura 1a), localizada en el Laboratorio de Arcillas de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander. Esta descripción consistió en la determinación de las principales características macroscópicas de rocas, venas, bolsas y brechas, tales como color, textura, estructura, composición y clasificación, entre otras, las cuales fueron registradas y compiladas en una base de datos.

El estudio mineralógico-petrográfico en rocas y venas, al igual que el estudio petrográfico de Inclusiones Fluidas, se realizó utilizando un microscopio de luz transmitida (*Nikon Eclipse-50i*), incorporado con Cámara Digital modelo DS-L1 (Figura 1b) localizado en el laboratorio de Microscopía Óptica de la Escuela de Geología de la UIS (sede Principal).

La descripción petrográfica de la IF, se realizó basándose en lo propuesto en Roedder (1984) y Goldstein (2003), en donde las IF se clasifican según diferentes criterios: genéticos, morfológicos, número de fases, etc.

La elaboración de las láminas delgadas para los estudios mineralógico-petrográficos y petrografía de IF, se realizó tanto en los laboratorios del INGEOMINAS, ubicados en la seccional de Cali, como en el laboratorio de preparación de muestras de la Universidad

Industrial de Santander.



**Figura 1.(a)** Lupa Estereoscópica Carl Zeiss Jena; **(b)** Microscopio de Luz Transmitida Nikon Elipse 50i

Una vez cortada la roca y obtenido el 'taco', éste se pule mediante una pulidora marca Labothec (Figura 2a) y se monta en un vidrio biselado a la cara pulida de la muestra, después de un secado de 4 horas en un horno marca Binder (Figura 2c). Previo a éste montaje, el taco es sometido a una limpieza rigurosa utilizando un equipo de ultrasonido Elma, modelo LC60H (Figura 2b).

Los pegantes utilizados para el montaje del taco en el vidrio biselado, fueron de 3 tipos diferentes: epoquick para secciones de petrografía, petropoxina para secciones petrográficas altamente porosas, y pegante instantáneo transparente (super bonder) para secciones de IF. Éste último, con el fin de poderse remover mediante un solvente orgánico (acetona), para poder realizar posteriormente pruebas de microtermometría.

En el caso de las láminas doblemente pulidas para IF, éstas se dejaron con espesores entre 50 y 100  $\mu\text{m}$ , y durante su elaboración éstas no se calentaron por encima de los 80°C, para evitar la decrepitación de las IF con temperaturas de homogeneización (Th) muy bajas.



**Figura 2. (a)** Pulidora Labothec, **(b)** Ultrasonido Elma, **(c)** Horno secador Binder

### 2.2.2 Difracción de Rayos X

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. Posteriormente, éste material (agregado desorientado) fue analizo con un equipo Rigaku modelo RINT 2000 (Figura 3a), localizado en las instalaciones del 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.

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, bolsas y venas hidrotermales, se realizaron bajo los parámetros indicados en la Tabla 2.



**Figura 3. (a)** Difractómetro Rigaku, **(b)** *Platina* TH600 marca: LINKAM

**Tabla 1.** Especificaciones técnicas del equipo de difracción

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

### 2.2.3 Microtermometría de Inclusiones Fluidas (IF)

Los análisis microtermométricos en IF, se realizaron utilizando una *Platina* TH600-LINKAM (Figura 3b), adaptada a un microscopio óptico de luz transmitida, marca Nikon Elipse 50i. La calibración de la platina se realizó utilizando patrones de IF sintéticas y compuestos orgánicos con propiedades fisicoquímicas conocidas (Tabla 3).

El rango de temperatura en el cual se pueden medir los cambios de fases (procesos de calentamiento-enfriamiento), es del orden de -198 °C y +600 °C. En las mediciones en un

mismo punto, el calentamiento siempre fue posterior al enfriamiento para evitar una posible decrepitación en las inclusiones de menor temperatura de homogenización.

Los datos microtermométricos obtenidos, fueron procesados mediante un software especializado (Bakker, 2003).

**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

**Tabla3.** Propiedades fisicoquímicas de los patrones de calibración del equipo microtermométrico. Te = Temperatura del punto Eutéctico, Th = Temperatura de Homogenización

COMPOSICIÓN PATRÓN	Te (°C)	Th (°C)
75% mol H <sub>2</sub> O + 25% mol CO <sub>2</sub>	-56,6	31,3
H <sub>2</sub> O + NaCl Composición Eutéctica (23.2% p/p de NaCl)	-21,2	—
H <sub>2</sub> O + KCl Composición Eutéctica (19.6% p/p de KCl)	-10,7	—
Tolueno	-95	—
Cl-Benceno	-45,6	—
H <sub>2</sub> O	0,0	374,1

#### 2.2.4 Análisis Raman

Los análisis de microraman en inclusiones fluidas se realizaron en el centro científico-técnico de la universidad de Barcelona con un equipo de tipo Jobin Yvon T64000 y una fuente de luz monocromática de tipo Ar (argón ion gas LASER), permitiendo así trabajar en longitudes de onda de 514.5nm, correspondientes a la región del verde en el espectro electromagnético (Figura 4a). Un microscopio Olympus BH-2 (Figura 4 b) fue utilizado para observar las inclusiones fluidas que previamente habían sido seleccionadas y sus características microscópicas definidas.

Las condiciones de trabajo del equipo, varían según las circunstancias, aunque lo más determinante, es la especie analizable; aunque en términos generales, cada componente analizado se estudio bajo las condiciones expuestas en la tabla 4.



Figura 4. (a) Raman Jobin Yvon T64000, donde se ve el rayo laser utilizado (rayo verde), (b) Microscopio Olympus BH-2.

**Tabla 4.** Condiciones del equipo Raman.  $P_o$  = Potencia laser,  $t$  = Tiempo de cada medida,  $n$  = numero de medidas por cada especie volátil analizada

$P_o$	90-200mW
$t$	10 segundos
$n$	6-10 medidas

### **2.3.7 Geoquímica Isotópica**

Los análisis de Isótopos estables de C, O y S de las muestras seleccionadas fueron realizados en el Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo, Brasil, y en los laboratorios de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca (España) .

Las condiciones y el procedimiento utilizados tanto por el laboratorio de Brasil, como de España, se documentan detalladamente en Mantilla *et al.*, (2006) y en la dirección <http://www.usal.es/~isotopos/>, respectivamente.

### **3. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO**

#### **3.1 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.**

El Túnel de Chirripay o “La Mina”, como se conoce la galería que ha sido estudiada en éste trabajo de proyecto de grado, se encuentra ubicada en jurisdicción del Municipio de San Antonio de Yacopí (Departamento de Cundinamarca), en la confluencia de las veredas de La Mina, Chirripay y Florián (Figura 5). Toda ésta zona hace parte de lo que se conoce como Cinturón Esmeraldífero Occidental.

Las coordenadas de la bocamina son: Norte =1'092.540 y Este =971.789, haciendo parte de la plancha 189 (escala 1:100.000), y más específicamente en la plancha 189-IV-A, escala 1:25.000, según la base cartográfica del IGAC.

El mejor acceso a la zona de estudio corresponde a la vía Bogotá-Curubitos-Maripí-Muzo-Quípama-San Antonio de Yacopí-La Palma; partiendo del municipio de San Antonio de Yacopí hacia la Palma, a unos 2 Km. y hacia el este, se desprende la carretable que se dirige hacia Santa Fé; siguiendo esta carretera se llega al túnel “La Mina de Chirripay”, aproximadamente 4,5 Km. después de tomar dicho tramo (Figura 6).

Aunque existe una red vial relativamente buena (según INVIAS), la carretera que comunica Chiquinquirá con los municipios antes mencionados se encuentra en un estado precario que se evidencia en la dificultad para transitar en carros que no sean de doble tracción y en la casi imposibilidad de circular, aún en estos, en épocas de lluvia





### 3.2 ASPECTOS GEOGRÁFICOS

El área de estudio se localiza en el piedemonte de la Cordillera Oriental. Estructuralmente, la "Mina de Chirripay" se encuentra sobre el Anticlinal de Yacopí, limitando al occidente con la Falla de Guadulaito y el sinclinal de Yacopí, y al oriente con el Sinclinal de Yacopí Grande y la Falla La Venta.

Este túnel se encuentra situado aproximadamente entre las cotas 1100 a 1200 m.s.n.m., lo que imprime a la zona características climáticas tropicales con temperaturas que oscilan entre los 20 y 24°C aproximadamente.

En la región se observa una gran extensión de bosques naturales, comprendiendo una vegetación de bosque húmedo tropical en las zonas bajas, sobre terrenos medianamente escarpados, y selvas subandinas nubladas en montañas muy pendientes de hasta 60 grados de inclinación (Múnera y Laverde, 2002). Esta zona ha sufrido una fuerte presión antrópica por actividades agropecuarias (ganadería y cultivos extensivos), la introducción de cultivos ilícitos, cacería furtiva y la tala indiscriminada, lo que ha modificado la vegetación original.

La zona presenta un régimen de lluvias bimodal tetraestacional, con épocas más lluviosas en los meses de abril-mayo y septiembre-octubre. Además, hay una alta humedad relativa, especialmente hacia las partes más altas.

La vegetación arbórea está dominada por las familias Rubiaceae, Melastomataceae, Euphorbiaceae, Annonaceae, Moraceae y Fabaceae (Múnera y Laverde, 2002) y los bosques de la región subandina presentan una alta incidencia de epifitas.

La zona es de una gran importancia hídrica, pues nacen numerosas quebradas, correspondientes a la cuenca del río Minero-Carare, perteneciente a la hoya hidrográfica del Río Magdalena. Esta cuenca hidrográfica se localiza al norte del departamento de Cundinamarca y cubre una extensión de 1137,75 Km<sup>2</sup>, limitando al norte con la cuenca

del Río Magdalena, al oriente con la cuenca del Río Suárez, al sur con la cuenca del Río Bogotá, y al occidente con la cuenca del Río Negro.

Localmente, el área correspondiente al El Túnel “La Mina” de Chirripay es surcada por unas cuantas quebradas, siendo la más cercana la Quebrada La Mina, aproximadamente a unos 220 m de distancia de la bocamina; limitando al sur con las Quebradas El Tigre y Cagira, al oriente por las Quebradas El Conejo, La Venta, El Cajón y Amarillo, al norte por las Quebradas El Tejar y Yacopí Grande, y al occidente por la Quebrada La Honda y el Río Mares.

## 4. ANTECEDENTES

### 4.1 GEOLOGIA DEL CINTURON ESMERALDIFERO OCCIDENTAL

En el área concerniente a este estudio, así como en sus alrededores próximos, se encuentran rocas de tipo sedimentario con edades que van desde el Hauteriviano hasta el Albiano, y comprenden la zona limítrofe entre los departamentos de Boyacá y Santander.

#### 4.1.1 Estratigrafía

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 dicho trabajo presentado por Reyes *et al.* (2006), se estableció una secuencia litoestratigráfica a partir de los cambios en la litología y su correlación con la bioestratigrafía encontrada. Esto permitió integrar en una sola nomenclatura geológica los trabajos cartográficos previos, así como las variaciones de nomenclatura evidentes de una región a otra, que dificultaban el entendimiento de la evolución geológica del área comprendida entre los departamentos de Boyacá, Santander y Cundinamarca, así como el Valle del Magdalena Medio (Figura 7). Para tal fin, en este trabajo se enuncian las unidades ya conocidas y se introducen nuevas unidades que permitan abarcar un rango de edad más amplio al previamente reportado en la literatura (Figura 8).

**4.1.1.1 Formación Rosablanca.** Valanginiano Temprano. Reyes *et al.* (2006), reporta para esta unidad un espesor mínimo de 600 m, los cuales pueden apreciarse en los cañones formados por el Río Minero y la Quebrada Guas. Esta unidad esta constituida por tres segmentos, de los cuales el superior e inferior son duros, separados por un nivel más blando con tendencia a formar depresiones morfológicas. La porción inferior se

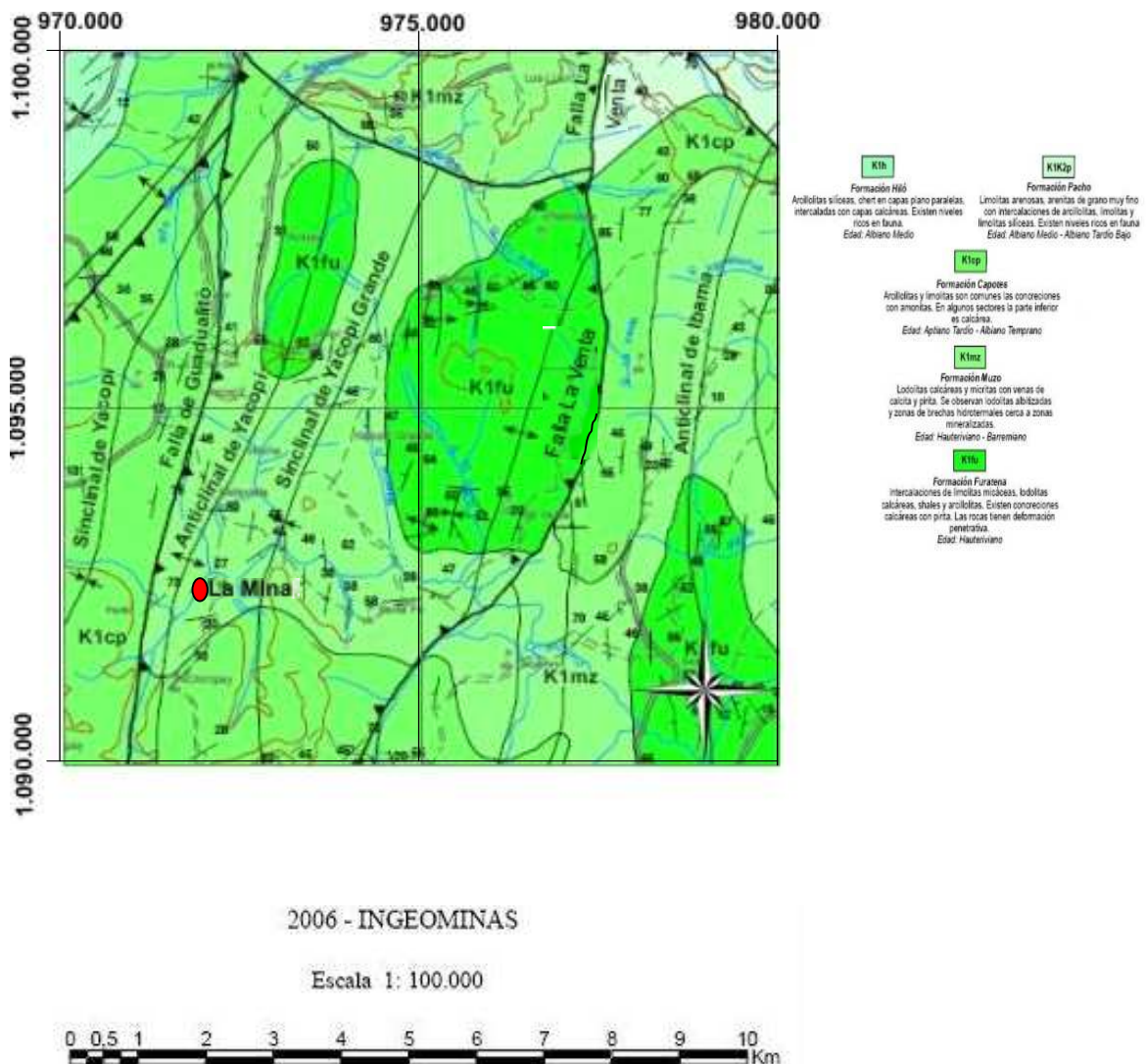
compone de micritas y micritas arcillosas negras, en capas delgadas hasta gruesas, tabulares, con laminación interna plano-paralela, poco desarrollada (capas de aspecto macizo); se intercalan estratos de lodolitas calcáreas carbonosas y de arcillositas negras. Algunos niveles muestran nódulos micríticos con pirita y calcopirita, que alcanzan hasta 0.4 m de diámetro. La porción media está conformada por lodolitas negras calcáreas a ligeramente calcáreas, en capas delgadas, con estratificación y laminación plano-paralela, que se intercalan con capas medianas a delgadas de micritas arcillosas de aspecto macizo. Las micritas forman conjuntos de capas de 0.8 a 1 m de espesor. La última capa corresponde al techo de la Formación Rosablanca, y se compone de micritas grisáceas, en capas gruesas y muy gruesas, tabulares, internamente laminadas o macizas, intercaladas con capas medianas a gruesas de arcillositas negras, calcáreas (y algunas síliceas), carbonosas, internamente laminadas, con fósiles de bivalvos o amonitas.

En la plancha 169, en el sector de Peñas Blancas, afloran capas gruesas de micritas intercaladas con capas inframicrorudita, lodolitas calcáreas y limolitas; en la parte más inferior se observan capas delgadas a medias de micritas con capas de lodolitas calcáreas carbonosas.

– *Posición Estratigráfica y Edad.* Hacia el SW de La Belleza, sobre el flanco oriental del Anticlinal de Portones, esta unidad suprayace de forma inconforme y angular con la Formación Arcabuco (Jurásico Tardío), mientras que sobre el flanco occidental es concordante con la Formación La Cumbre (Berriasiano). Al W y SW de Florián el límite superior es concordante-transicional con la Formación Ritoque (Valanginiano superior-Hauteriviano), mientras que en el resto del área, este límite es concordante-neto o concordante-transicional con la Formación La Paja (Barremiano). Las amonitas colectadas hasta el momento en esta unidad, indican una edad Valanginiana para la parte alta de la Formación Rosablanca (Etayo comunicación oral, 2005 en Reyes *et al.*, 2006).

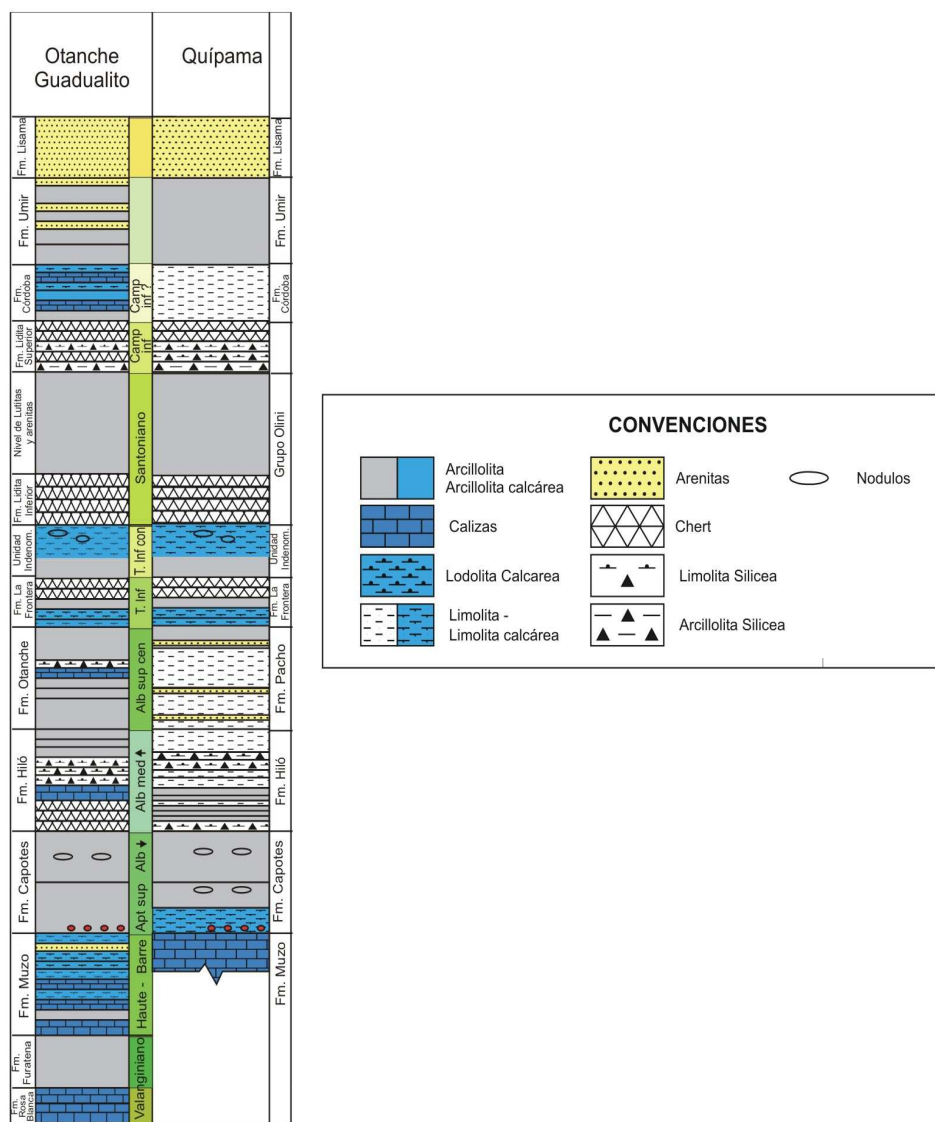
**4.1.1.2 Formación Furatena.** Valanginiano Tardío. Reyes *et al.* (2006), reporta para esta unidad un espesor aproximado de 1000 m. Esta unidad está constituida por arcillolitas grises laminadas hacia la base, seguidas por un nivel de arcillolitas carbonosas y por último, un nivel de limolitas síliceas, en ocasiones calcáreo, con pirita en láminas. A continuación, se presenta una secuencia de lodolitas calcáreas grisáceas en capas tabulares y lentiformes, con laminación ondulada paralela y plana paralela. Hacia la parte

media del segmento aparecen arcillolitas carbonosas en capas tabulares y lentiformes con restos vegetales y fauna representada por amonitas; también aparecen nódulos de sulfuros oxidados y laminillas de yeso. Estas arcillolitas carbonosas se encuentran intercaladas con limolitas arenosas gris oscuro, en capas subtabulares y tabulares con interposiciones de shales lodosos, arcillolitas; y en algunas ocasiones, en la parte superior, se observan intercalaciones de lodolitas calcáreas con lodolitas silíceas grises en capas lentiformes, macizas o con laminación ondulada paralela y no paralela.



**Figura 7.** Mapa Geológico preliminar del área de estudio (Túnel La Mina de Chirripay) y sus alrededores. Tomado y modificado de Reyes *et al.* (2006)

Acosta & Ulloa (2001 en Reyes *et al.*, 2006), en la plancha 208-Villeta, describen esta formación al SE de La Palma, entre el caserío de Guayabal y Quitasol. Reportan un espesor aproximado de 1260 m y la describen como “compuesta en la parte inferior y media por una sucesión de arcillolitas negras, comúnmente fisiles, laminación plana paralela continua y plano no paralela, con algunas intercalaciones de arenitas de cuarzo, de grano fino, en capas delgadas, plano-paralelas. La parte superior consta de arcillolita negra a gris, en capas delgadas, con ocasionales intercalaciones de limolitas silíceas, negras, en capas delgadas, plano-paralelas”.



**Figura 8.** Cuadro de Correlación Litoestratigráfica de la zona de estudio. Tomado de Reyes *et al.* (2006)

– *Posición Estratigráfica y Edad.* Esta unidad suprayace e infrayace a micritas de la Formación Ritoque y a arcillositas calcáreas de la Formación Muzo (Hauteriviano-Barremiano), con contacto concordante y neto. Las amonitas han arrojado una edad Valanginiana (Etayo, F., comunicación oral, 2005 en Reyes *et al.*, 2006). Acosta & Ulloa (2001), asignan una edad Valanginiano tardío- Hauteriviano temprano a partir de amonitas, sobre la sección levantada entre Guayabal y Quitasol; además indican que su límite inferior con la Formación Murca es concordante-neto y el superior con la Formación El Peñón concordante-transicional.

**4.1.1.3 Formación Muzo.** Hauteriviano – Barremiano. Nombre dado por Reyes *et al.* (2006) a una secuencia anteriormente reportada como parte de la Formación Paja (Etayo, 2005 en Reyes *et al.*, 2006) pero posteriormente diferenciada por nuevos datos bioestratigráficos obtenidos en campo. Reyes *et al.* (2006) reporta para esta unidad un espesor aproximado de 160 m en campo, y por cortes realizados sobre el mapa le confiere un espesor de 300 m. Esta unidad se presenta como una secuencia predominantemente calcárea, exceptuando la zona al norte de la Falla de Ibacapí y el área de Pauna, donde se observa meteorizada y silícea, respectivamente. El intervalo Hauteriviano – Barremiano empieza por intercalaciones de lodolitas calcáreas color gris oscuro con lentes y concreciones de caliza con limolitas arenosas y arenitas cuarzosas en capas medias de grano muy fino a fino. Hacia la mitad del segmento afloran lodolitas y limolitas albitizadas, algo calcáreas, en forma de lentes con una laminación ondulada no paralela. En este nivel aparecen una zona brechada y mineralizada con venas de calcita y láminas de sulfuros oxidados. Hacia la parte superior del segmento se encuentran intercalaciones de capas de lodolitas color gris oscuro con capas de limolitas que contienen fauna representada en moldes de amonitas (Figura 9). Esta estratificación fina ha permitido la generación de pliegues apretados que favorecen la mineralización, ya que a través de los contactos litológicos migran los fluidos y cristalizan dentro de las diaclasas producto del plegamiento o como brechas hidrotermales. Aparentemente la migración de los fluidos es intraformacional, es decir son generados dentro de esta unidad.

Por la carretera La Palma- caserío Murca, se observan expuestos segmentos de esta formación, donde la litología difiere en que en esta zona se observan arcillolitas oscuras que varían de gris a negro, con laminación fina, plana-paralela, muy compacta y algo silícea (parecen porcelanitas), que se encuentran estratificadas en capas delgadas y

medianas plano-paralelas; algunas capas son calcáreas o ligeramente calcáreas. Además, se observan intercalaciones de limolitas de cuarzo, lodolitas arenosas de cuarzo (carbonosas) y micritas arcillosas (margas).

Acosta & Ulloa (2001 en Reyes *et al.*, 2006), a partir de una columna estratigráfica levantada por la carretera La Palma-Yacopí, describen esta unidad como una secuencia de micritas terrígenas negras (margas) en capas medianas y gruesas, con aspecto macizo o laminado plano-paralelo, con intercalaciones de lodolita calcárea negra, en capas de medianas hasta muy gruesas con laminación interna plano-paralela; hacia la parte superior aparecen, cada 1 o 3 m estratigráficos, intercalaciones de lodolitas fósiles (shales) negras y arcillosas, con hojuelas de yeso y abundantes concreciones micríticas con pirita, algunas con amonitas. En algunos sectores donde la meteorización ha sido muy fuerte, reportan que el componente calcáreo no es tan abundante.

– *Posición Estratigráfica y Edad.* El contacto inferior varía de transicional a neto con la Formación Furatena y el superior es neto a transicional con la Formación Capotes (Aptiano superior-Albiano inferior). La edad que arrojan las amonitas recolectadas son Barremianas (Etayo comunicación oral, 2005 en Reyes *et al.*, 2006). Hacia el norte de la Falla de Ibacapí, la Formación Muzo descansa sobre rocas de la Formación Ritoque o Rosablanca, en un contacto neto, mientras en el resto del área de estudio descansa sobre la Formación Furatena. (Reyes *et al.*, 2006).

**4.1.1.4 Formación Capotes.** Aptiano Tardío – Albiano Temprano. Reyes *et al.* (2006) mediante corte geológico en el flanco occidental del sinclinal de Otanche y de Muzo, reporta para esta unidad un espesor de 750 m aproximadamente. Esta unidad es descrita como una secuencia de grano fino pero no uniforme en litología. En el Aptiano superior se puede diferenciar 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 superior esta representado por lodolitas micáceas meteorizadas de color gris claro, con laminación que parten en lajas y con concreciones alargadas de 10 a 20 cm. 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 inferior es una secuencia arcillosa de color gris claro que por meteorización toman un color rojizo con gran cantidad de concreciones (20 a 10 cm.) de óxidos de hierro, huecas, o con amonitas. En el área de Muzo, el Aptiano superior

presenta en la parte basal de la secuencia un nivel de limolitas silíceas (porcelanitas), seguidas por arcillolitas laminadas gris oscuro (por meteorización toman un color gris claro), micáceas y con concreciones desde 5 hasta 20 cm. En el Albiano inferior 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.

– *Posición Estratigráfica y Edad.* El límite inferior con la Formación Muzo es concordante con la estratificación de las rocas, pero considerando la edad Muzo como Hauteriviano-Barremiano y la edad de la parte baja de este intervalo como Aptiano tardío se presenta un hiato correspondiente al Aptiano inferior. El límite superior con la Formación Hiló (Albiano medio) es transicional, y empiezan a aflorar limolitas silíceas hasta llegar a ser estas predominantes. Las amonitas colectadas hasta el momento en esta unidad están indicando edad Aptiano tardío-Albiano temprano (Etayo comunicación oral, 2005 en Reyes *et al.*, 2006).

**4.1.1.5 Formación Hiló.** Albiano Medio. Reyes *et al.* (2006) reporta para esta unidad un espesor de 250 m en campo. Esta formación presenta hacia la base un horizonte silíceo representado por porcelanitas y cherts con amonitas y bivalvos, seguidos por limolitas gris oscuras, que parten en astillas, y en ocasiones aparecen capas gruesas de micritas que terminan en arcillositas con partición hojosa. Sin embargo, debido a la meteorización, en la mayoría de los sinclinales se observan arcillositas gris claras laminadas que parten con laminación plano-paralela. Al sur del área, esta unidad aparece fuertemente plegada, donde su segmento inferior está constituido por capas delgadas tabulares de cherts, lodolitas silicificadas (en ocasiones calcáreas), gris oscuro a claro, intercaladas con capas medias de limolitas y lodolitas, de color gris pardo a oscuro, con laminación plano-paralela. El segmento superior está conformado por lodolitas con laminación plano-paralela fina, de colores gris oscuro y negro, con abundantes amonitas y bivalvos de tamaño considerable, presentando estos últimos, generalmente, sus valvas unidas. Cuando la meteorización es muy fuerte, las porcelanitas calcáreas se observan como capas de un material fino, siliciclástico residual, no calcáreo, poroso y liviano, de coloración gris amarillenta o gris claro rojizo.



#### 4.1.2 Geología Estructural

Al igual que la estratigrafía de la zona, la geología estructural fue levantada por Reyes *et al.* (2006), en donde determinan que el comportamiento estructural del área de estudio se encuentra altamente influenciado por la composición lodosa de las unidades aflorantes, lo cual imprime un comportamiento dúctil, generando así deformaciones que inducen plegamientos intensos y fallas geomorfológicamente poco definidas. Dichos plegamientos se evidencian a escala regional y local. Regionalmente, se observan amplios pliegues de tipo sinclinal, con cierres frecuentes y poco deformados. Los anticlinales que los separan no presentan una clara definición y exhiben cierres muy rápidos y apretados, exceptuando al anticlinal de La Chapa – Borbur, que es el único amplio y muy regional. A escala de afloramiento hay pliegues de poca amplitud (m) y generalmente asimétricos. En las zonas esmeraldíferas éste plegamiento es muy apretado, llegando a formar isoclinales, relacionados con la mineralización; tal es el caso del Túnel “La Mina de Chirripay”.

**4.1.2.1 Fallas.** Las fallas son generalmente del tipo inverso de cabalgamiento con vergencia al occidente en dirección NE. Cabe aclarar que se observan algunos casos en los que se presentan segmentaciones o terminaciones en rampas laterales de dirección NW. Estas fallas suelen presentar movimientos combinados (inverso y transcurrente) que determinan segmentos rectos, cuando es transcurrente y segmentos sinuosos cuando el predominio es inverso; igualmente los pliegues en general son oblicuos a las fallas, lo que refuerza su carácter transcurrente. Los planos de falla normalmente no presentan mineralizaciones y las brechas exhibidas en las minas son generalmente de origen hidrotermal. Sin embargo, se debe tener cuidado ya que se pueden confundir con las brechas tectónicas cuando una falla esta afectando una zona mineralizada, lo que en algunos casos hace que se repita la secuencia litológica.

- *Falla del Río Minero.* Es una falla subparalela al río del mismo nombre. Su trazo en dirección N20-35E, es rectilíneo con algunas pequeñas variaciones de rumbo. En la parte sur, con dirección N20E, tiene un comportamiento predominantemente transcurrente dextral. Se presenta oblicua a la estratificación de las unidades, en el bloque occidental, y concordante a las unidades, en el bloque oriental. Hacia el norte tiene una dirección N35E y no deja claras evidencias de su trazo, ero existen unos repliegues y unas

inversiones dentro de la Formación Muzo, en el flanco oriental del Anticlinal La Chapa-Borbur, indicando un plano inclinado hacia en oeste y un movimiento inverso.

- *Falla Tambrías*. Es una falla que va por la quebrada del mismo nombre y se extiende desde el Sistema de fallas de La Salina, al norte, hasta la localidad de Cormal, al sur, en donde su movimiento es transferido a las fallas de Itoco, La Victoria y La Venta. Se trata de una falla de cabalgamiento con vergencia al oeste, teniendo un salto grande al nororiente del municipio de Otanche, donde coloca roca de la Formación Muzo sobre rocas de la Formación Otanche.

- *Falla La Victoria*. Es una extensión de la falla Tambrías. Es una falla de carácter sinuoso, con variaciones en su dirección entre NS y N40E. Presenta una vergencia al oeste y coloca rocas de la Formación Capotes sobre rocas de la Formación Hiló.

- *Falla La Venta*. Es una falla de cabalgamiento reconocida entre las localidades de Cormal y Topaipa. Tiene una dirección NS a NE-SW y al norte se inicia como una transferencia de la falla Tambrías. Es de tipo cabalgamiento con vergencia al este. Corresponde en parte a la falla La Mina de Rodríguez y Ulloa (1994). Coloca rocas de la Formaciones Furatena, Muzo y Capotes, sobre rocas de la Formación Hiló.

- *Sistema de Fallas de La Salina*. Tiene su trazo principal sobre el Río Chinche, y al sur pasa al occidente del municipio de La Palma. Asociadas a esta falla se encuentran escamas situadas al este, que responden a cabalgamientos con vergencia al oeste, con algunas escamas menores como retrocabalgamientos, como en el sector de Guadualito, bordeando el sinclinal del mismo nombre. Tienen una dirección predominante de N30-40E. En los bloques orientales (colgantes) se presentan los sinclinales de Otanche y Guadualito, entre otros, cuyos ejes terminan escalonadamente sobre las fallas de este sistema, indicando una componente dextral. Estas fallas repiten secuencias de la Formación Capotes, y en el trazo más occidental coloca rocas de las Formaciones Muzo y Capotes sobre rocas de la Formación Otanche. En el sector de La Palma presenta escamas cabalgando la Formación Hiló sobre las Formaciones Olini y Córdoba.

- *Falla de Guadualito*. Se considera un ramal oriental del sistema de fallas de La Salina y tiene su trazo principal sobre el sinclinal de Guadualito. Se extiende desde el sistema de

La Salina, al norte, hasta la localidad de La Palma, al sur. Hacia el norte tiene una dirección predominante NE-SW y corresponde a una falla de cabalgamiento con vergencia al occidente. Hacia el sur, a la altura del río Aldana, cambia de dirección a NS, alejándose del trazo principal del sistema de La Salina, lo que hace que aún cuando sigue teniendo una vergencia al oeste, los pliegues caigan oblicuos a su trazo, indicando así, un movimiento transcurrente asociado en sentido sinextral. Esta falla pone en contacto a las Formación Muzo sobre rocas de la Formación Capotes. El mayor desplazamiento ocurre hacia el sur, pero hacia el norte trunca el sinclinal y el anticlinal de Yacopí.

*Falla de Itoco.* Nombre dado por Rodríguez y Ulloa (1994), a una falla transversal (N50W), que se desprende de la falla de Tambrías y va a lo largo de la quebrada Itoco, bordeando las zonas mineras de Muzo y Las Pavas. Regionalmente, tiene un movimiento sinextral, pero levanta el bloque norte sobre el sur, colocando rocas de la Formación Muzo sobre rocas de la Formación Capotes.

**4.1.2.2 Pliegues.** Los pliegues del área están en tres escalas: una regional con sinclinales amplios con cierres periclinales; el segundo de escala intermedia con sinclinales y anticlinales angostos y poco extensos (hasta 10 Km); y la tercera escala es de afloramiento, en donde son frecuentes tanto sinclinales como anticlinales, en ocasiones tan apretados que toman una apariencia isoclinal.

- *Anticlinal Alto de La Chapa Borbur.* Tiene una dirección entre NS y N45E. En el núcleo aflora la Formación Rosablanca, la cual tiene un cierre hacia el sur, mientras que los flancos corresponden a la parte baja de la Formación Muzo. Está limitado por la falla del Río Minero (este) y la falla de Peñas Blancas (oeste); al sur termina en la falla de Itoco. Su longitud es mayor de 40 Km y su amplitud de 7 Km (cerca de Peñas Blancas). Es una estructura asimétrica con el flanco occidental más empinado, llegando a la inversión cerca de la falla de Peñas Blancas. Este anticlinal es una estructura suave, subvertical, con superficie de charnela buzando 80NW, e inmersión horizontal. Sin embargo, de la falla del Río Minero hacia el SW, la línea de charnela muestra inmersión débil al NE.

- *Anticlinal La Glorieta.* Localizado al oriente de los municipios de Yacopí y La Palma. El eje de esta estructura se ve cerca al sitio conocido como La Glorieta, donde la estructura es tan apretada que se observa un rompimiento por el eje, lo cual puede generar la falsa

idea de una falla. Las rocas que afloran hacia el núcleo corresponden a la Formación Furatena, y la dirección del pliegue varía de NE-SW a NS. Este anticlinal es simétrico, con 2 Km de amplitud y mínimo 9 Km de longitud.

-*Anticlinal de Yacopí*. Se encuentra al occidente de Yacopí y tiene dirección NE-SW. Se encuentra afectado por la Falla de Guadualito, la cual está truncando el flanco oriental y el eje; se encuentra en rocas de edad que van desde el Valanginiano (K4) hasta el Aptiano-Albiano inferior (K6). Su máxima amplitud es de 2 Km y su longitud mínima de 4 Km.

- *Sinclinal y Anticlinal de Muzo*. Nombre dado por Burgl (1956, en Reyes *et al*, 2006). Se consideran en conjunto las dos estructuras que están en el valle del municipio de Muzo, ya que son contiguas y sus núcleos pertenecen a la misma unidad (Formación Capotes). Son aproximadamente simétricas, pero el nivel de erosión es más fuerte en el flanco occidental, descubriendo rocas de la Formación Muzo, mientras que el alto en el flanco oriental contiene rocas de la Formación Capotes.

- *Sinclinal de Otanche*. Corresponde a una parte del sinclinal La Palma-Otanche, de Rodríguez y Ulloa (1994), y se localiza al occidente de Otanche. Está limitado por la Falla de Itoco, al sur, y la localidad de Pizarrá, al norte. Es una estructura elíptica asimétrica, y alberga casi toda la secuencia estratigráfica desde rocas de la Formación Muzo hasta las areniscas de la Formación Lisama, que ocupan su núcleo. Esta limitada en sus flancos por las fallas de Tambrías (este) y Guadualito (oeste). Tiene una orientación preferencial N20E, con una amplitud de 7 Km y una longitud de 15 Km.

-*Sinclinal de Yacopí*. Su eje pasa por la cabecera municipal de Yacopí, al este de La Palma y cruza cerca al caserío de Guachipay, en dirección NNE-SSW. Es un sinclinal simétrico de aproximadamente 3 Km de amplitud y 7 Km de longitud. Al igual que el anticlinal de Yacopí está afectado por la falla de Guadualito, de modo que hacia el norte, el flanco oriental es truncado y desaparece por dicha falla. La estructura tiene en su núcleo rocas aptianas (K6) y albianas (K7). La superficie de charnela es sinuosa con orientación general N20E; es un sinclinal suave, subvertical, con doble inmersión, tanto al NNE como al SSW.

-*Sinclinal de Yacopí Grande*. Se encuentra localizado al oriente de Yacopí, con una dirección N10W, una amplitud de 4 Km y una longitud de 8 Km. Al norte se encuentra afectado por la falla La Venta, y en su núcleo se encuentran rocas de edad Aptiano superior (K6).

#### **4.1.3 Modelos de Génesis de las Esmeraldas.**

Muchos trabajos han sido realizados con motivo del estudio de los dos Cinturones Esmeraldíferos que reposan en la Cordillera Oriental Colombiana. Dichos trabajos se han encaminado a esclarecer los procesos que dieron origen a estos excepcionales depósitos minerales que tanto fascinan a la comunidad científica, valiéndose de diferentes propuestas y teorías basadas en los distintos resultados obtenidos a partir de análisis geológicos, geoquímicos y geofísicos, entre muchos otros.

Los primeros estudios orientados a explicar el origen de las depósitos esmeraldíferos del Cinturón Occidental, les confirieron un origen magmático; tal es el caso de Scheibe (1916, en Maya *et al.*, 2004 ), quien otorga las esmeraldas de Muzo un origen magmático, sobre la base de la presencia de diques pegmatíticos, aunque admite la inexistencia de un afloramiento de rocas graníticas del Cretáceo Inferior. Posteriormente Restrepo (1958, 1959, en Maya *et al.*, 2004) soporta este modelo con un estudio realizado sobre las esmeraldas de Muzo, donde plantea la posibilidad de que el origen de estas esmeraldas este vinculado con posibles pegmatitas a profundidad o a fenómenos de anatexis. Hacia los años setentas, varias teorías se desprendieron de esta idea común, así fue como Beus y Mineev (1972, en Maya *et al.*, 2004) proponen que los depósitos de Muzo y Coscuez estaban relacionados con soluciones hidrotermales de procedencia magmática, de relativa baja temperatura, ricas en CO<sub>2</sub>, S, Na, Ca, Mg y F; en donde el transporte de berilo ocurrió en forma de compuestos de carbonatos de F, desestabilizados por un aumento de alcalinidad y una disminución de la presión de CO<sub>2</sub>. Del mismo modo, Hall (1976, en Maya *et al.*, 2004), mediante un estudio geoquímico y mineralógico, concluye que las vetas esmeraldíferas tienen más afinidad con procesos postmagmáticos neumatolíticos e hidrotermales. Por otra parte, Ulloa (1980), llega a la conclusión de que las esmeraldas de la parte central de la Cordillera Oriental (Regiones del Guavio y Vásquez-Yacopí), provienen de las rocas plutónicas básicas que intruyen las sedimentitas

del Cretácico, y que se localizan en los alrededores de las mineralizaciones (Plutones La Corona, Cáceres, Pajarito y Rodrogoque).

No obstante, no todos apoyaban este modelo magmático, ya que Wokittel y Mutis (1954, en Maya *et al.*, 2004) reportan la imposibilidad de que las rocas ígneas localizadas al sur de la región hayan sido las fuentes de las mineralizaciones de esmeraldas pues observa que no hay aureola de contacto en los sedimentos que las suprayacen. Sin embargo, no fue sino hasta Ottaway *et al.* (1994, en Maya *et al.*, 2004) que se plantea un modelo hidrotermal – sedimentario para la formación de las esmeraldas de Colombia. Posteriormente, Giuliani *et al.* (1995) a partir del análisis inclusiones fluidas e isótopos de azufre, determinan que salmueras hipersalinas calientes, provenientes de la cuenca, y enriquecidas en Na, Ca y K, fueron los fluidos originarios de la reacción. Además, estudian las evaporitas y los shales orgánicos, relacionados con la evolución de dicha cordillera (antes de la orogenia andina del Mioceno-Plioceno), a partir de lo cual, determinan que dichas salmueras reaccionaron con la materia orgánica de los shales durante la reducción termoquímica del sulfato (de origen evaporítico), por una interacción con los estratos ricos en materia orgánica. De este modo, elaboran un nuevo modelo de génesis de los depósitos esmeraldíferos, del flanco occidental de la Cordillera Oriental, conocido como el modelo Hidrotermal – Sedimentario. De igual forma, ese año Cheilletz *et al.* (1995) determinan la edad de las esmeraldas colombianas, a partir de dataciones Ar/Ar y K/Ar; y plantean un modelo de depósitos mesotermiales para explicar el origen de dichas esmeraldas. Consecuentemente, Cheilletz y Giuliani (1996) se unen para identificar los depósitos esmeraldíferos colombianos como estratoconfinados de bajas temperaturas asociado con lutitas negras del Cretácico inferior, formados en ambientes sedimentarios y producidos a través de reducción termoquímica de salmueras ricas en sulfatos y ácidos sulfurosos por interacción con estratos ricos en materia orgánica.

Antes de los trabajos de Cheilletz y Giuliani, no existía un acuerdo en cuanto al origen de las esmeraldas en el Cinturón Occidental, ya que las teorías al respecto solo daban soluciones a depósitos particulares y no a la totalidad. De modo tal que los modelos más aceptados eran los que se relacionaban con un origen ígneo granítico (Scheibe, 1916), con un origen neumatolítico hidrotermal carbonatítico (Hall, 1973), con una concordancia genética con las evaporitas (McLaughlin, 1972, en Ulloa, 1980) y con un origen autóctono de rocas circundantes (Medina, 1970, en Maya *et al.*, 2004).

Es a partir del trabajo de Cheilletz y Giuliani (1996) que se han establecido criterios específicos que permiten la consolidación de una teoría predominante que revela el origen de los depósitos esmeraldíferos occidentales y que se fundamenta en datos de inclusiones fluidas y de isótopos estables, y corroborado por dataciones  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{AR}$  en moscovitas verdes ricas en Cr-V, contemporáneas a la formación de las esmeraldas de este cinturón (Cheilletz *et al.*, 1991).

#### **4.2 CONTEXTO PALEOGREOGRAFICO Y PALEOTECTONICO**

La geomorfología colombiana está caracterizada por la extraña trifurcación que aquí se presenta, del tope de la cadena montañosa de los Andes. Esto se conoce como las cordilleras Oriental, Central y Occidental, separadas las dos primeras por el Valle del Magdalena, y las dos últimas por el Valle Cauca. Taboada *et al.* (2000), afirman que la Cordillera Oriental se caracteriza por un basamento cristalino Precámbrico y Paleozoico que exhibe múltiples procesos deformativos a lo largo de los eventos orogénicos pre-Mesozoicos. Dicho basamento subyace bajo un grueso paquete sedimentario, que data del Mesozoico a mediados del Cenozoico, y que ha sido fuertemente deformado por distintos eventos de plegamiento y fallamiento, a lo largo del Neógeno.

Entre el Triásico superior y el Cretácico temprano, Colombia fue periféricamente afectada por una actividad volcánica, de tipo rifting, relacionada con la separación eventual de Norte y Suramérica en el proto-caribe, así como la apertura del Paleocaribe (Cooper *et al.*, 1995). Estos eventos iniciaron la formación de la cuenca sedimentaria regional que comprende La Cordillera Oriental, el Valle Medio del Magdalena y la Cuenca de los Llanos; y fueron provocados por sucesivos eventos distensivos que dieron lugar a la formación de un graben supracontinental, bordeado por paleofallas normales, con subsidencia por causa de una tectónica de bloques, que permite la acumulación de los sedimentos continentales de las Formaciones Bocas, Girón y Los Santos (Fabre, 1983, en Mojica y Franco, 1990). Según Toussaint y Restrepo (1989, en Clavijo y Royero, 2000), el fraccionamiento y hundimiento de dicha fosa tectónica da como resultado la depositación de los abanicos aluviales que dieron origen a la Formación Tiburón. Posteriormente, hacia

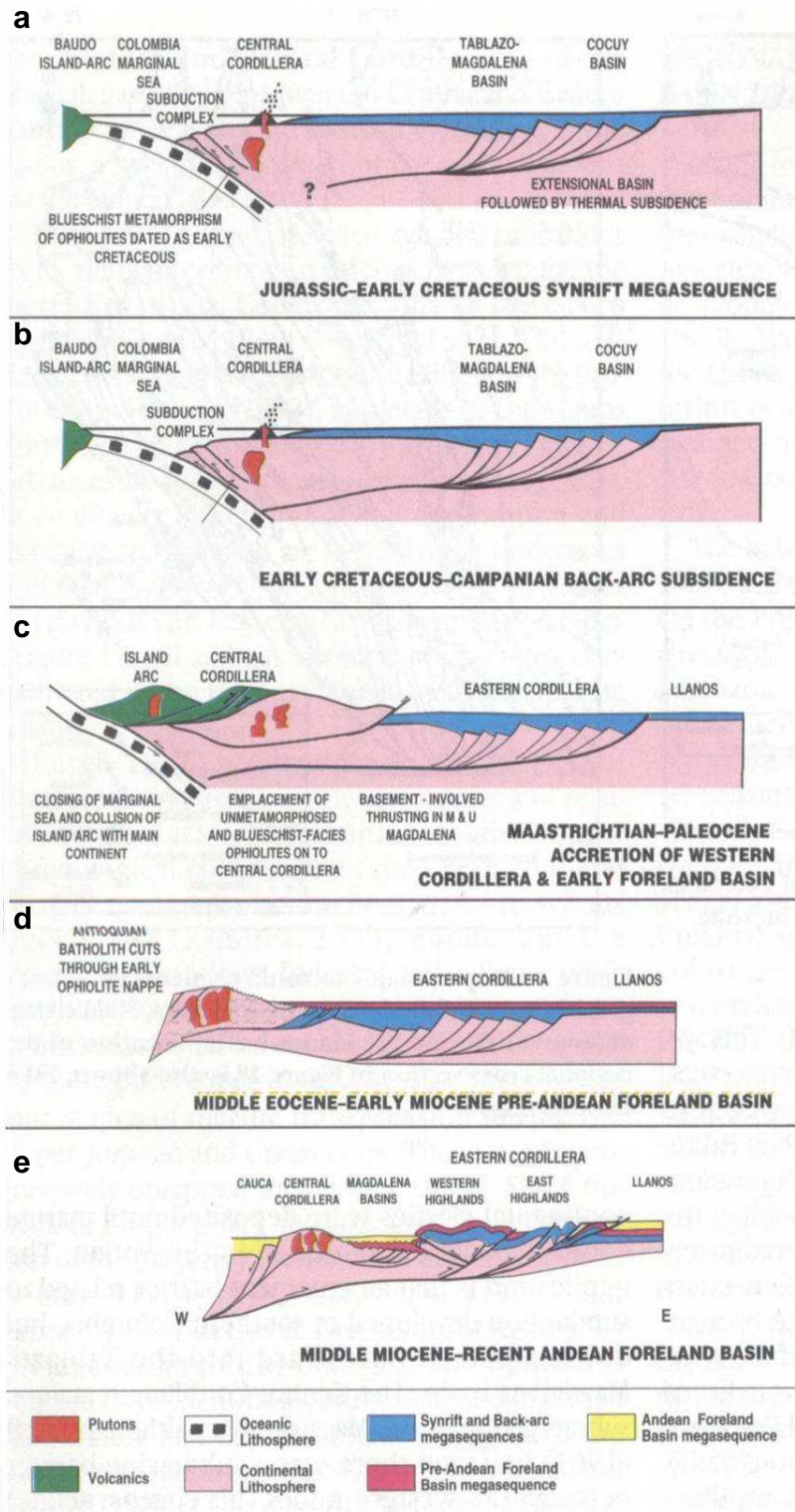
el Jurásico temprano, se genera un proceso formador de cuencas (sobre los actuales valles del Magdalena Medio y del Cesar), dando origen a sedimentitas jurásicas, que por esfuerzos distensivos, se sumen provocando un fallamiento normal y formando de esta manera el graben primario (figura 10a-b). Posteriormente, al seguir siendo sometidos estos terrenos a dicha distensión y a un fallamiento normal, hacia inicios del Cretácico, se produce una transgresión general que se extiende hasta comienzos del Terciario, y que cubre la parte central de La Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena, dando lugar a la depositación de la Formación Lisama. A lo largo de esta fase distensiva se presentan, simultáneamente, eventos magmáticos de intrusiones intermedias y básicas, así como intercalaciones de tipo piroclástico correspondientes a la Formación Jordán, y de pórfidos dacíticos que cortan la Formación Tambor.

Hacia finales del Cretáceo y comienzos del Paleoceno, se produce un evento regresivo que interrumpe la depositación marina de manera definitiva durante el Maastrichtiano Superior, debido a la acreción final de los fragmentos de corteza oceánica de la Cordillera Occidental (figura 10c). Esta fase inicial pre-Andina provocó deformación en el Valle Superior del Magdalena y el segmento sur de la Cordillera Oriental (Cooper *et al.*, 1995). De este modo termina el episodio distensivo y se produce una inversión de esfuerzos que da inicio a la etapa compresiva que comienza a inicios del Paleoceno y se mantiene hasta la actualidad. A mediados del Paleoceno se inicia el levantamiento del Macizo Santander-Floresta, que va acompañado de la remoción erosiva de gran parte de la secuencia estratigráfica depositada previamente en anticlinales, opuesta a la más o menos continua depositación y subsidencia en zonas sinclinales (Julivert; 1961 en Mojica y Franco, 1990). Entre el Eoceno y el Mioceno ocurre la depositación de las Formaciones La Paz, Esmeraldas, Mugrosa y Colorado en ambientes continentales. En este periodo ocurre un gran evento compresivo que plega y falla los sedimentos hasta el momento depositados en el Valle Medio del Magdalena, dando lugar a la formación de la actual cadena plegada cabalgante con vergencia al occidente (figura 10d-e). Esta deformación terminó la depositación de sedimentos a través de Colombia y pudo haber sido limitada por la convergencia oblicua de la placa Nazca y la placa Sur Americana hasta hace unos 49 Ma (Pardo-Casas y Molnar, 1987 en Cooper *et al.*, 1995); 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 de estas fases tectónicas, también se identifica una última fase pre-Andina durante el Oligoceno más bajo, caracterizada por

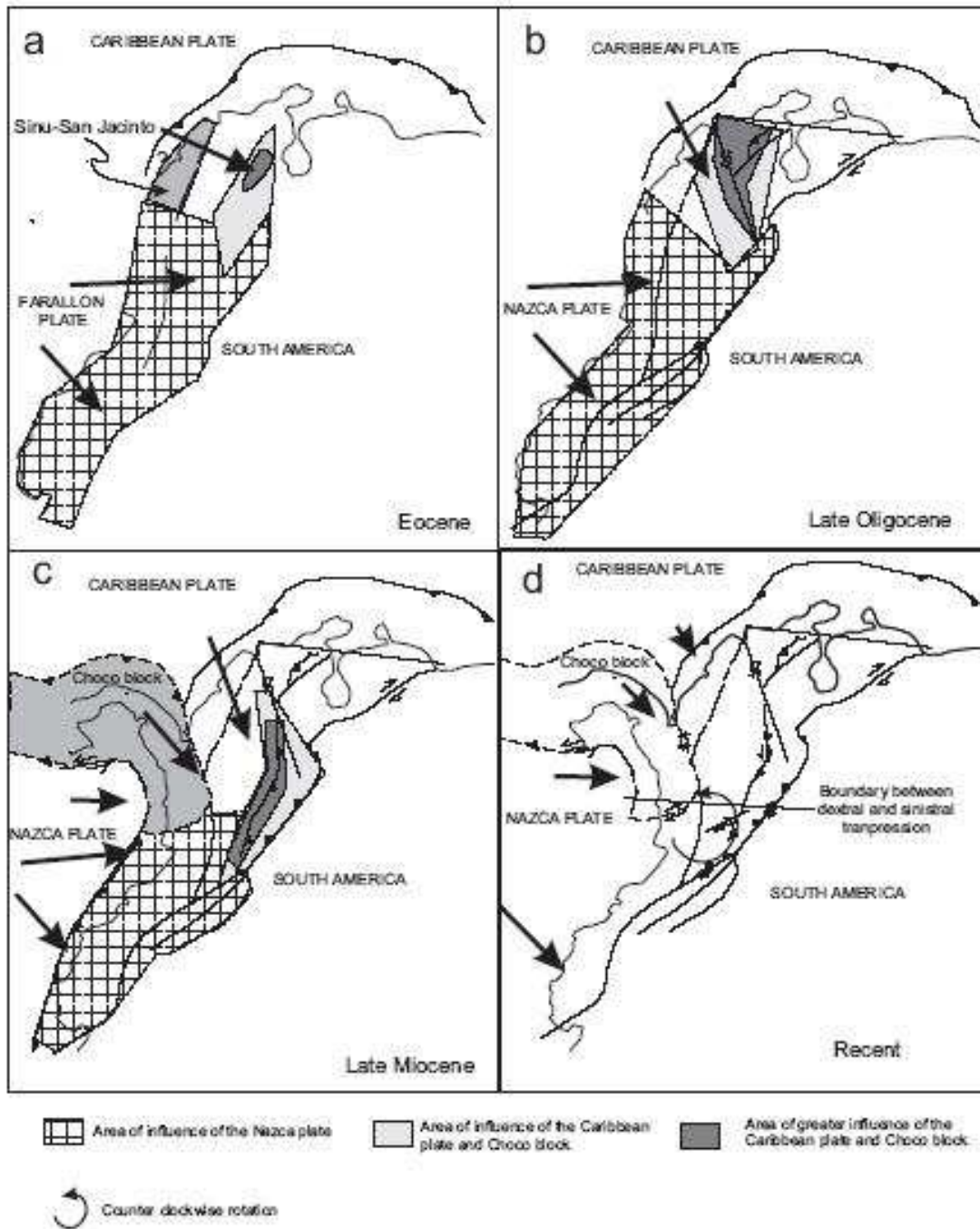
cabalgamientos y plegamientos a lo largo de los flancos de la Cordillera Oriental (Branquet *et al.*, 1999 en Taboada *et al.*, 2000) que al parecer no causaron deformación alguna en la Cordillera Oriental o en los Llanos, pero en cambio, pudo haber ocurrido deformación transgresiva dextral a lo largo 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 (Alfonso *et al.*, 1989 en Cooper *et al.*, 1995).

La mayor deformación de la Cordillera Oriental y el Piedemonte Llanero tiene lugar como resultado de la acreción del arco Baudó-Panamá y su posterior colisión con Sur América, hacia el Mioceno tardío (Figura 11). Esta Colisión bloqueó la subducción oceánica normal de la Placa Caribe bajo el 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 y el desarrollo de nuevas estructuras compresionales.

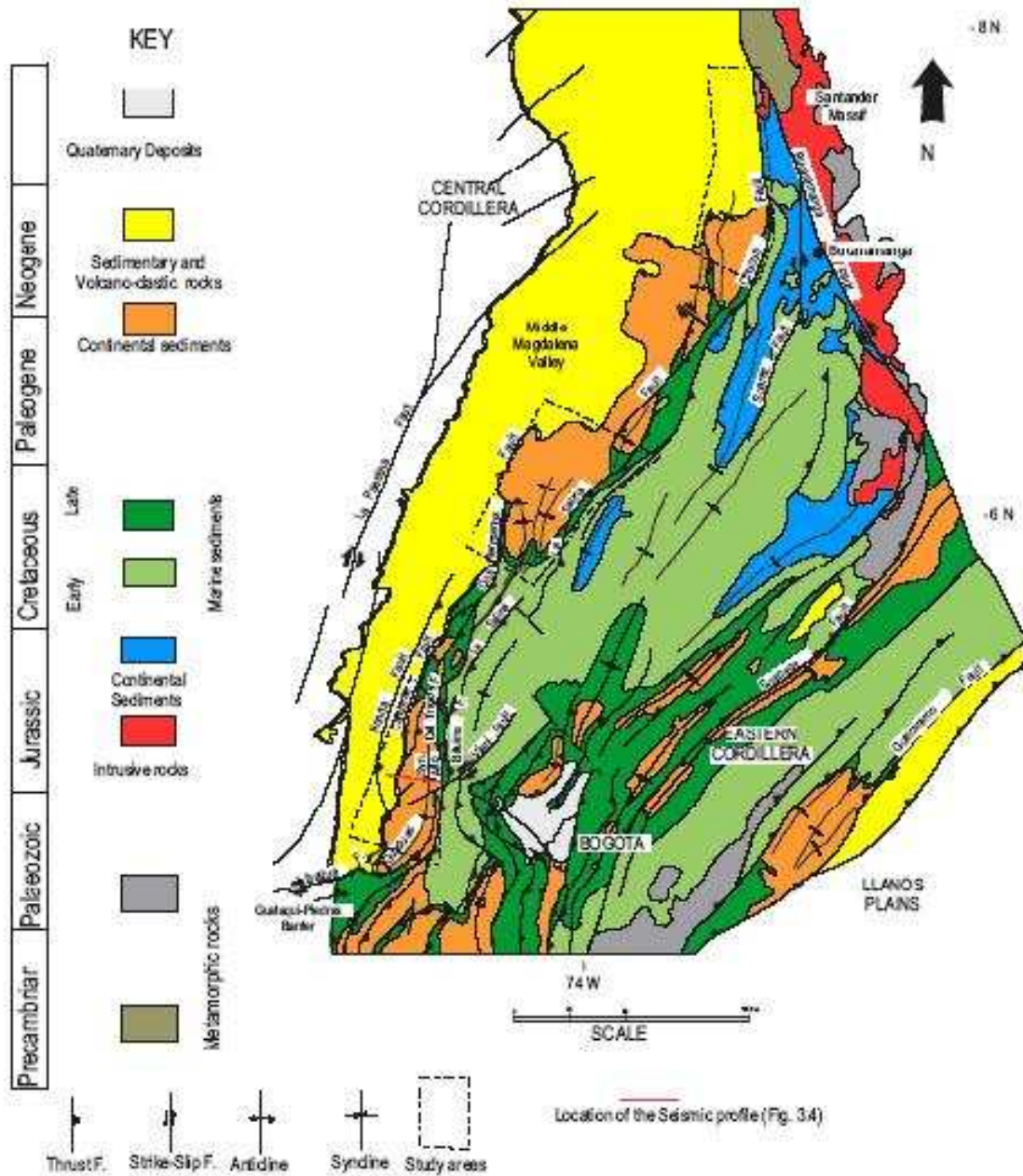
Durante el Mioceno-Plioceno, se reactivan como fallas inversas las paleoformas del zócalo originadas en la fase distensiva, debido a que se presentan como planos de debilidad preferenciales sobre los cuales la Cordillera Oriental pudo cabalgar hacia el oeste (Fabre, 1983; en Mojica y Franco, 1990). Desde el Mioceno superior hasta el Pleistoceno, ocurre la última secuencia de depositación molásica, evidenciada en Los Grupos Real y Mesa, así como depósitos recientes que presentan poca deformación.



**Figura 10.** Modelo secuencial del desarrollo de las regiones tectónicas para La Cordillera Oriental, el Valle del Magdalena Medio y la cuenca de los Llanos. Tomado de Cooper *et al.*, (1995).



**Figura 11. (a)-(c)** Reconstrucción esquemática de la margen norandina, mostrando con las flechas las direcciones de influencia de las diferentes placas tectónicas sobre el bloque norandino y particularmente sobre el Valle Medio del Magdalena y la Cordillera Oriental durante el Cenozoico; **(d)** Reconstrucción esquemática de la deformación del bloque andino, las flechas indican la direcciones y velocidades aproximadas de las placas. Tomado de Acosta (2002)



**Figura 12.** Mapa Geológico generalizado de la Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena Medio. Tomado de Acosta (2002)

## 5. RESULTADOS

### 5.1 RASGOS GEOLOGICOS GENERALES DEL TUNEL “LA MINA DE CHIRRIPAY”

#### 5.1.1 Generalidades Sobre el Contexto Geológico de La Mina Chirripay

De acuerdo a lo descrito en el apartado anterior, la unidad estratigráfica sobre la cual se ubica el túnel Chirripay es la Formación Muzo, de edad Hauteriviano-Barremiano. Estructuralmente, la mina se encuentra sobre el anticlinal de Yacopí, y limita al este con el sinclinal de Yacopí Grande y al oeste con el sinclinal de Yacopí. Las fallas que afectan esta galería corresponden a las fallas de La Venta al oriente y Guadualito al occidente (ver informe Reyes *et al.*, 2006).

#### 5.1.2 Rasgos Macroscópicos y Zonalidad

**5.1.2.1 Rasgos Macroscópicos.** El túnel “La Mina de Chirripay” se extiende 162.5 m en dirección predominantemente NW, a partir de a la bocamina. En lo concerniente al levantamiento de esta galería, se recolectaron datos estructurales, así como 32 muestras de mano, entre las cuales se encuentran venas, bolsas, brechas y rocas encajantes (Figura 13).

A grandes rasgos se pueden reconocer dos dominios o tramos, diferenciables entre sí por sus características, los cuales son:

- *Dominio 1:* Se estima que este dominio abarque desde los 92.5 m (medidos desde la bocamina), hasta el frente del túnel (en su momento-26/03/2006); para un total aproximado de unos 70 m de longitud (En dirección E-W). En este tramo, se observan limonitas replegadas con venillas de dolomita romboédrica y pirita, paralelas a la estratificación, acompañadas de venillas discordantes compuestas por dolomita fibrosa y

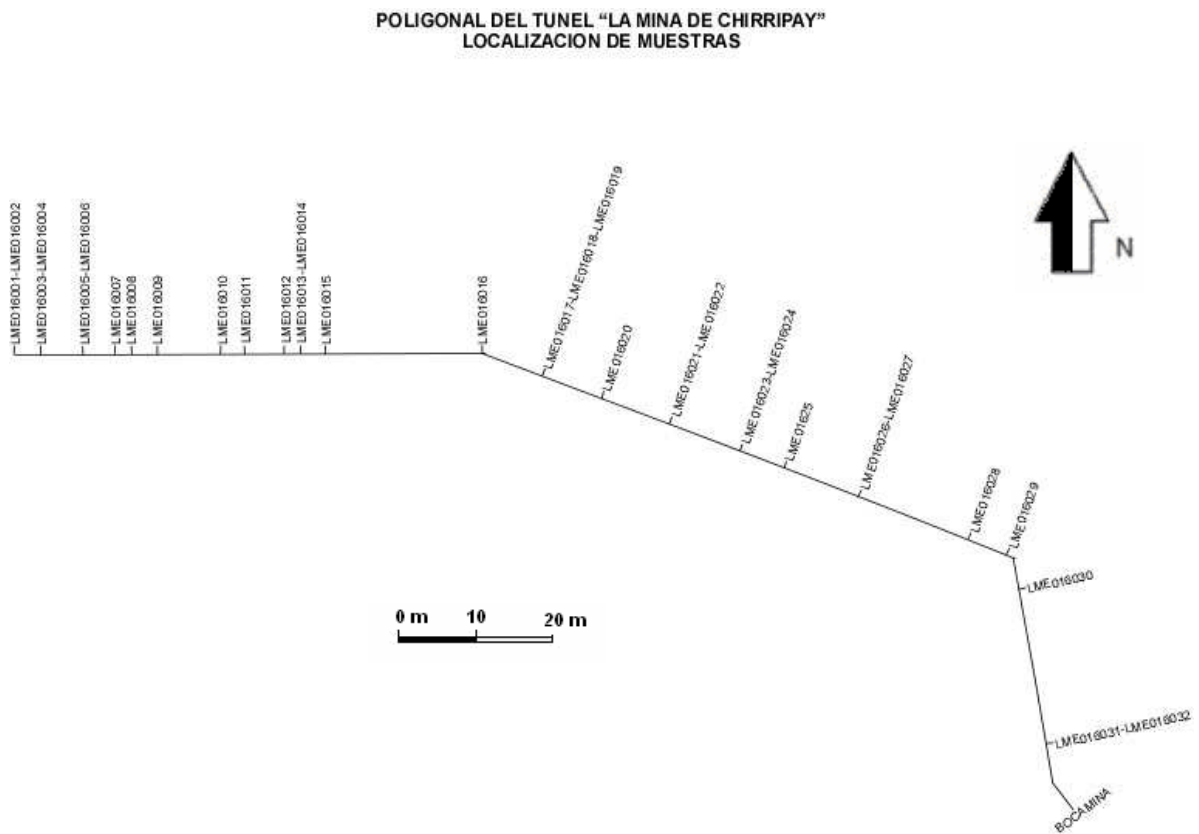
pirita. La frecuencia y el espesor de las venas concordantes aumenta cuando la roca se encuentra menos plegada, y a medida que se aproxima al segundo dominio, mientras que el segundo tipo de venas mantiene una frecuencia y espesor relativamente constante. En este dominio se presentan pequeños sinclinales con pliegues que se estrechan a medida que se acercan al segundo dominio.

- *Dominio 2*: Abarca desde la bocamina hasta los 92.5 m (En dirección N-W). Este dominio se caracteriza por formar un pequeño anticlinal de tipo intermedio, con un núcleo albitizado, descansando sobre sus flancos estratos de limolita grisácea con cristales de dolomita negra euhedrales de hasta 7 mm de lado, tal vez debido al contenido de materia orgánica; seguido de una zona de brechamiento con albitización; posteriormente un estrato potente de limolita poco cohesivo, y hacia la bocamina se reporta la presencia de apatitos en bolsas albitíticas. A medida que se aleja del núcleo, la roca va perdiendo cohesión hasta disgregarse fácilmente, disminuye la albitización, disminuye el tamaño y la frecuencia de las venas de dolomita tanto paralelas como perpendiculares a la estratificación, y aumenta el tamaño de los cristales de dolomita. La amplitud del anticlinal es de 105 m, aproximadamente.

**5.1.2.2 Zonalidad Mineralógica.** Con base en los resultados obtenidos, tanto del análisis macroscópico de las muestras recolectadas (Anexo 1), como de los dominios identificados a lo largo del túnel, a partir de la disposición estructural (Entre otros rasgos macroscópicos) de las rocas a lo largo de la galería, se realizó un perfil del túnel “La Mina de Chirripay” (Figura 14), en aras de reconocer, igualmente, un posible zonado mineralógico.

- *Dominio 1*: Este primer dominio presenta dos zonas. La zona I tiene una longitud de 44.5 m (hasta 26/03/2006), se halla a 188 m de la bocamina, y es la zona que se encuentra más alejada del segundo dominio. Se caracteriza por la presencia de sulfuros, fundamentalmente pirita, diseminados en las estructuras hidrotermales (venas y bolsas). Asimismo, este tramo se manifiesta como limolitas negras masivas con venillas de dolomita fibrosa discordantes y presencia esporádica de venas de dolomita romboédrica intercreciendo con cristales de pirita cúbica, paralelas a la estratificación. En esta zona se observan unas pequeñas brechas de dolomita romboédrica y pirita diseminada, acompañadas de clastos de limonita encajante, con albitización desde incipiente (a 136 m

de la entrada del túnel) hasta reemplazante (a 134 m de la bocamina). La zona II tiene una longitud de 25.5 m y aparece a 92.5 m de la entrada de la galería. Corresponde a la zona de la lodolita. Esta zona consta de limolitas negras con estratificación plano-paralela, altamente replegadas y con presencia constante de venillas de dolomita fibrosa discordantes, acompañadas de una mayor frecuencia de venas dolomíticas con delgados bordes de ankerita y pirita cúbica, hacia el contacto con la roca caja; estas venas son concordantes con la estratificación. Cabe aclarar que tanto en la zona I como en la zona II, se presentan pequeñas brechas hidotermales



**Figura 13.** Poligonal del túnel Chirripay con la localización de las muestras.

En este primer tramo se presentan dos paragénesis en las manifestaciones vetiformes:

Zona I: Albita + Dolomita + Pirita.

Zona II: Albita + Dolomita ± Pirita ± Ankerita.

- *Dominio 2*: Este dominio se divide en cinco zonas: La zona I corresponde a una limolita grisácea tabular poco cohesiva y surcada por venas tanto de dolomita romboédrica y pirita concordantes, como de dolomita fibrosa discordantes. Esta zona tiene una longitud de 9.5 m, se encuentra a 83 m de la bocamina, y está en contacto directo con el primer dominio. La zona II se encuentra a 80 m de la boca del túnel, tiene una extensión de 3 m, y consta de brechas hidrotermales albitíticas, con dolomita albitizada, líticos de limolita, y gránulos de cuarzo. La zona III consiste en limolitas cuarzosas grisáceas calcáreas albitizadas, bandeadas, con cristales diseminados de dolomita romboédrica negra de hasta 7 mm de lado. Presenta una longitud de 2.5 m y se encuentra a 77.5 m de la entrada de la galería. Esta zona se caracteriza por no presentar manifestaciones vetiformes. La zona IV se encuentra surcada por potentes venas de dolomita albitizada en franjas intercaladas de dolomita (amarillas) y albita (grisáceas), atravesando discordantemente las limolitas calcáreas bandeadas. De igual forma, las venas de dolomita romboédrica y pirita cúbica se encuentran albitizadas y aparecen con mayor frecuencia y espesor en esta zona. La extensión de esta zona es de 4 m y se encuentra a 73.5 m de la bocamina. Esta zona se caracteriza por ser el núcleo del anticlinal (hacia los 79 m a partir de la entrada de la galería). En este punto las zonas empiezan a repetirse desde la III hasta la I, a medida que se va acercando a la bocamina. La zona V es la del apatito, y descansa sobre el flanco oriental de la zona I. Corresponde a limolitas negras masivas atravesadas por bolsas de cemento dolomítico con albitas romboédricas de tamaño gránulo acompañadas de apatitos rosados bipiramidales, concordantes con la estratificación. Aquí, las venas discordantes aparecen más delgadas y menos frecuentes, mientras que las venas concordantes se encuentran muy esporádicas y de muy bajo espesor. Esta zona tiene una extensión de 4.5 m y se encuentra a unos 5m de la boca del túnel.

La paragénesis de las venas de esta zona esta dada por:

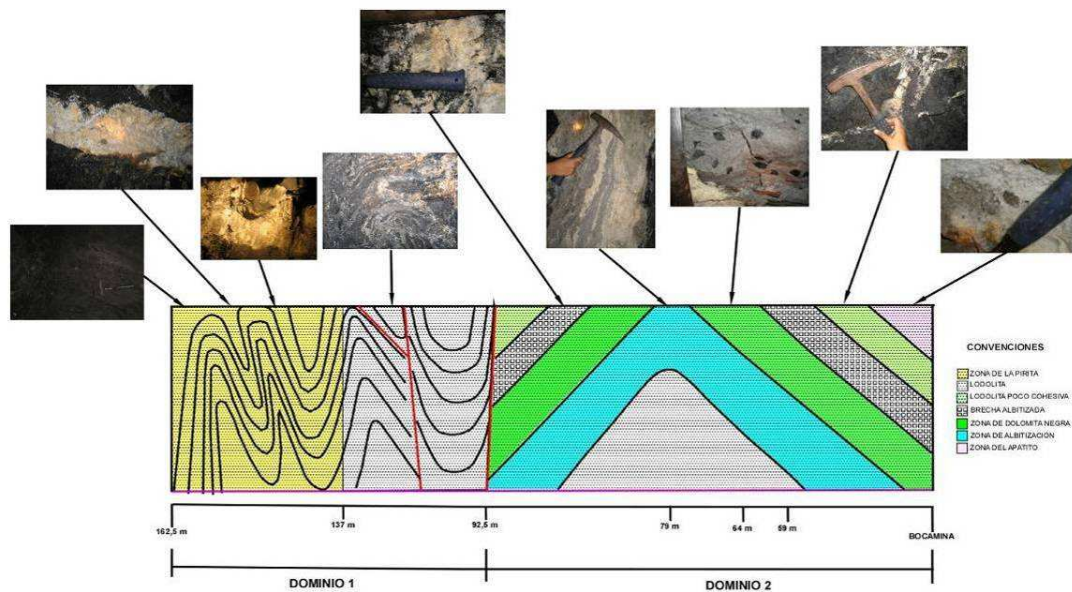
Zona I: Albita + Dolomita ± Pirita ± Yeso

Zona II: Albita + Dolomita + Cuarzo ± Pirita

Zona IV: Albita + Dolomita ± Pirita

Zona V: Albita + Dolomita ± Yeso ± Apatito

En este segundo dominio la Ankerita se presenta muy esporádica.



**Figura 14.** Esquema ilustrativo de la distribución de las diferentes estructuras hidrotermales del túnel “La Mina de Chirripay”. Corte realizado en dirección NW, siguiendo los datos obtenidos a partir de la información geológica referenciada en cada uno de los puntos de la figura 13. Las líneas rojas hacen referencia a fallas locales.

Con base en lo descrito anteriormente, se puede decir que el rasgo principal de este túnel corresponde a la presencia de dos dominios primordiales, que a su vez, se dividen en distintas zonas mineralógicas (con relación a las manifestaciones hidrotermales). El primero dominio se caracteriza por la presencia de piritita (zona I) y ankerita (zona II), mientras que el segundo dominio exhibe 5 zonas mineralógicas, definidas por el contenido de yeso (zona I), cuarzo (zona II), albita (zona IV) y apatito (zona V). En este segundo dominio la zona III, correspondiente a limolitas calcáreas bandeadas con cristales de dolomita negra diseminados, no presenta venas ni bolsas de origen hidrotermal, siendo este el rasgo determinante de esta zona. La tabla 5 resume las características determinantes de los dominios y sus correspondientes zonas.

Tabla 5. Características de las zonas mineralógicas identificadas.

		CARACTERÍSTICAS DE LAS ZONAS MINERALÓGICAS IDENTIFICADAS						
		Dominio 1		Dominio 2				
		Zona I	Zona II	Zona I	Zona II	Zona III	Zona IV	Zona V
Paragénesis de las Manifestaciones Vetiformes		Albita + Dolomita + Pirita	Albita + Dolomita ± Ankerita	Albita + Dolomita ± Pirita ± Yeso	Albita + Dolomita + Cuarzo ± Pirita		Albita + Dolomita ± Pirita	Albita + Dolomita ± Yeso ± Apatito
Tipo de Roca y Rasgos Estructurales		Limolitas con laminación plano paralela	Limolita plano-paralela muy replegada	Limolita poco cohesiva con partición tabular	Brecha hidrotermal	Limolita calcárea bandeada	Limolita masiva poco cohesiva	Limolita masiva
Mineral Indicador		Pirita	Ankerita	Yeso	Cuarzo	Dolomita negra	Albita	Apatito
Frecuencia	Venas concordantes	Muy Baja	Baja	Media	Media	Nula	Alta	Muy baja
	Venas discordantes	Baja	Baja	Media	Media	Nula	Alta	Baja
	Bolsas concordantes	Muy Baja	Muy Baja	Muy Baja	Baja	Nula	Baja	Alta
Distancia a la bocamina (m)		118	92.5	83 y 38.5*	80 y 47.5	77.5 y 61.5	73.5	5
Extensión de la zona (m)		44.5	25.5	9.5 y 9*	3 y 14	2.5 y 12	4	33.5

\* Los dos datos de distancia y extensión que se encuentran en las zonas de la I a la III en el Dominio 2, corresponden a la primera y segunda aparición de la zona sobre los flancos del anticlinal, respectivamente.

## 5.2. TIPOLOGIA DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES

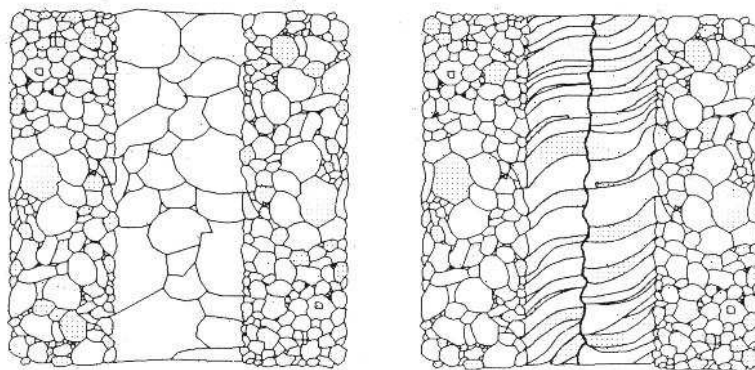
### 5.2.1 Venas y Bolsas Hidrotermales

El análisis de las venas hidrotermales presentes en el túnel “La Mina de Chirripay” se realizó con el propósito fundamental de establecer su tipología con base en criterios texturales de su material de relleno, aspecto importante para posteriormente hacer los análisis de inclusiones fluidas, así como para establecer una posible regularidad en su distribución al interior del túnel.

Debido a lo anteriormente expuesto, y en aras de facilitar la visualización de los aspectos analizados, se considera conveniente exponer previamente algunas generalidades relacionadas con los procesos generadores de venas y sus criterios de clasificación, así como su significado geológico.

**5.2.1.1 Consideraciones Previas.** Las venas hidrotermales están directamente relacionadas con fracturas extensionales (dilatación), y se pueden clasificar desde un punto de vista genético o desde un punto de vista de la textura del relleno mineral (Dunne y Hancock, 1994). Genéticamente, las venas hidrotermales se pueden dividir en dos tipos: a) venas de reemplazamiento y; b) venas de relleno. Las primeras se caracterizan por tener minerales que proceden del reemplazamiento de la roca caja preexistente, mientras que en las segundas, los minerales han precipitado rellenando un espacio abierto. Desde el punto de vista de la textura del relleno mineral, estas venas se pueden dividir en dos grupos: a) con textura de ‘relleno masivo o granular’ (Figura 15a) y; b) con textura de relleno con minerales en cristales fibrosos paralelos entre sí y oblicuos a la pared de la vena (Figura 15b).

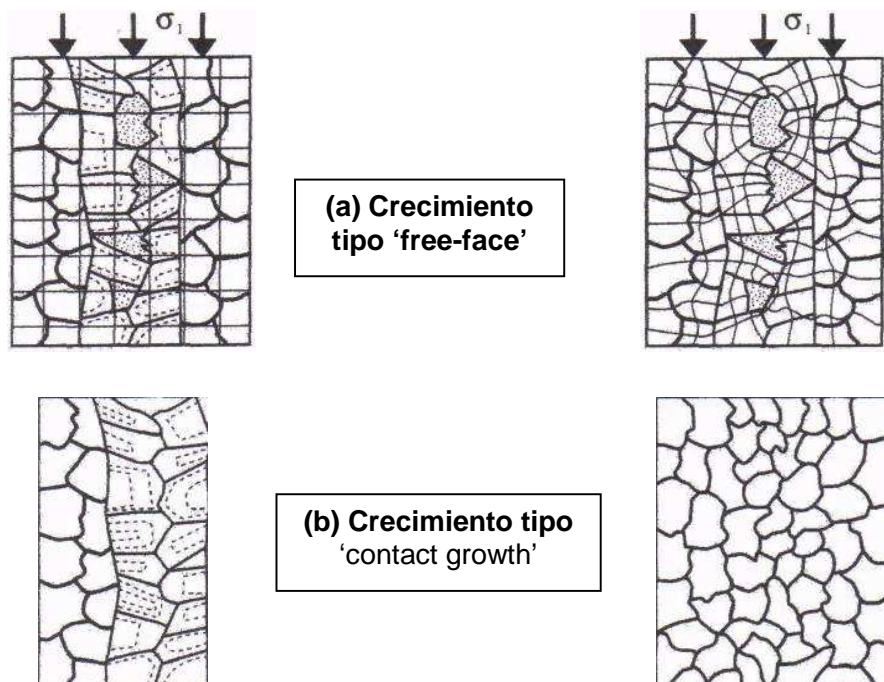
Mišík (1971), interpreta las venas con textura granular como ‘fábricas de apertura rápida’, ya que su el mecanismo de apertura sucede más rápido que el de relleno, lo cual es típico de etapas deformacionales a baja temperatura. Por otro lado, Groshong (1988) interpreta las venas con rellenos en fibras, como producidas por apertura lenta y/o producción muy lenta de material de relleno.



**Figura 15. (a)** Vena con relleno masivo; **(b)** Vena con relleno fibroso. Tomado y modificado de Dunne y Hancock (1994).

Wilson (1994), parte de la formación de una cavidad que se rellena de fluido y su consecuente precipitación (nucleación, cristalización), para describir un modelo de un 'único evento de apertura'. En este tipo de venas se producen complejas microestructuras y texturas que dependen de las condiciones dominantes durante el relleno de la misma, y que llegan a influir en la circulación del fluido restante o tardío y en el comportamiento mecánico de la vena, debido a lo cual, las texturas pueden variar desde agregados con granos de morfología prismática, que indican un crecimiento estático de tipo 'free-face' (Figura 16a), cuando no existe una influencia de esfuerzos importante en el momento de la cristalización, hasta agregados policristalinos desarrollados en un ambiente de deformación, que sugieren un crecimiento de tipo 'contact growth' (Figura 16b). En ambos casos existe una clara dependencia de los esfuerzos macroscópicamente dominantes, es decir, de aquellos que representan las fuerzas totales experimentadas por las rocas a escala de granos, sobre la nucleación de cristales a partir de un fluido.

Las venas también pueden ser formadas bajo eventos de apertura y relleno. Rawsay (1980), describe este mecanismo como una apertura seguida, sucesivamente, del relleno de la fractura. En estos casos se pueden presentar varios estados de apertura y entrada consecutiva de fluido. El relleno generado durante estos eventos puede ser fibroso o de agregados cristalinos, entre otros.

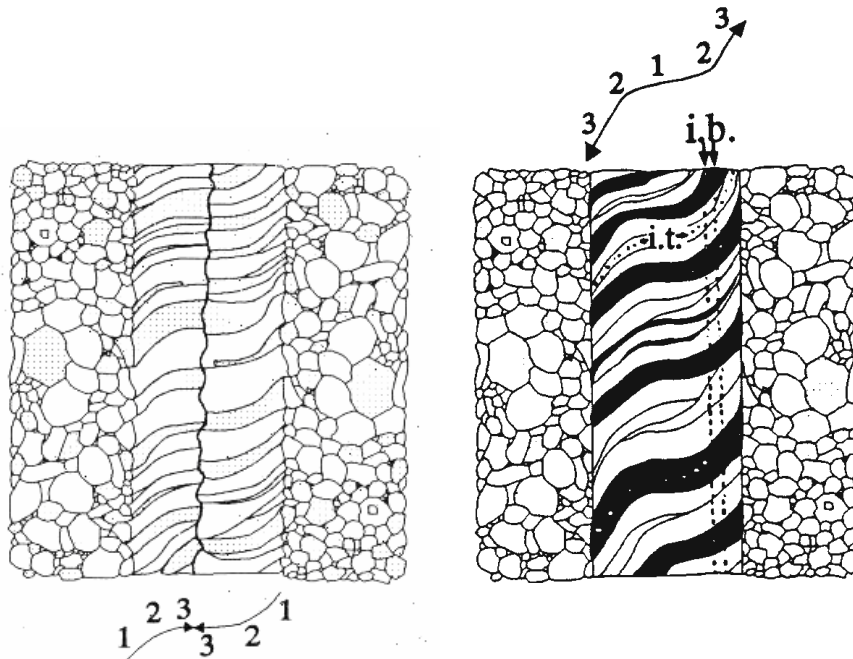


**Figura 16.** Etapas progresivas de relleno, cristalización y textura resultante en venas. **(a)** Relleno, cristalización y textura de crecimiento de venas bajo condiciones estáticas; **(b)** Relleno, cristalización y textura de crecimiento de venas bajo condiciones dinámicas. Tomado de Wilson (1994).

Además de las clasificaciones anteriormente expuestas, Dunne y Hancock (1994) estudiaron las venas con material de relleno a manera de 'granos minerales fibrosos paralelos', y determinaron que se pueden dividir en dos clases: de relleno sintaxial y antitaxial. Las fibras de venas sintaxiales crecen en continuidad óptica desde los granos en la pared de la vena, hasta su encuentro desigual en la zona de sutura central, de modo tal que la parte más antigua de la vena estaría en la zona adyacente a la pared de esta (Figura 17a); mientras que las venas antitaxiales presentan un comportamiento opuesto, ya que crecen incrementándose desde la vena hasta las paredes de esta y por lo tanto no tiene sutura en su parte central y las fibras más jóvenes estarían en la pared de las venas (Figura 17b).

Pashier y Trouw (1998), describen una clasificación para el relleno de venas que se divide en cuatro tipos de crecimientos: sintaxial, antitaxial, compuesto, ataxial (Figura 18). Este último tipo de vena, corresponde a aquellas que se forman por repetida fracturación y crecimiento, en lugares alternantes diferentes de la vena y por lo tanto no presenta una

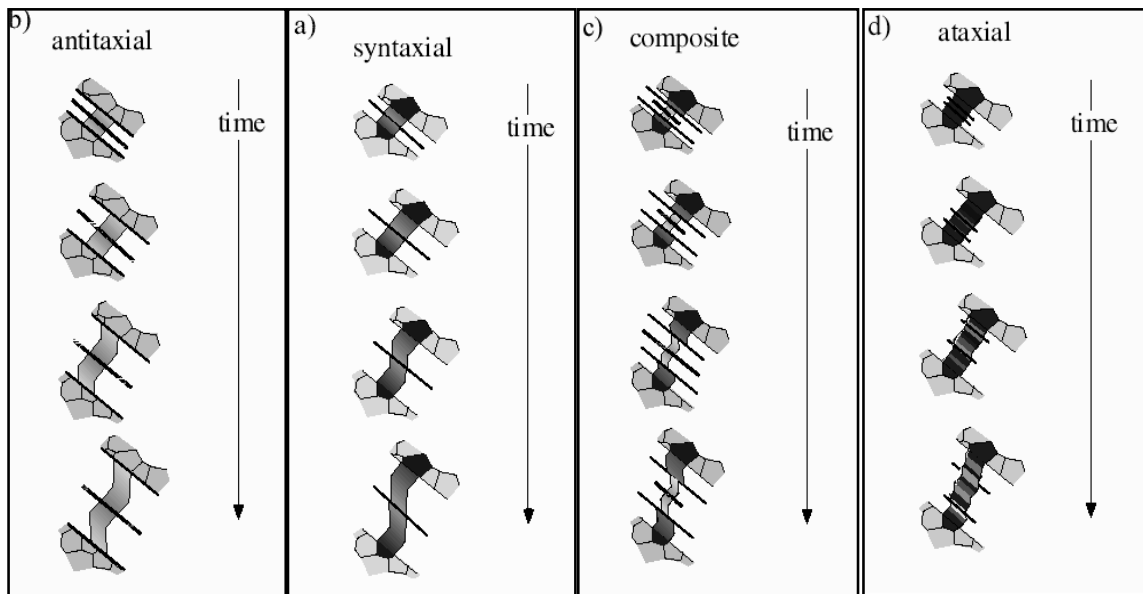
línea media que este en continuidad con los fragmentos de un simple cristal en ambos lados de la vena.



**Figura 17. (a)** Vena con crecimiento de tipo sintaxial; **(b)** Vena con crecimiento de tipo antitaxial. Tomado de Dunne y Hancock (1994).

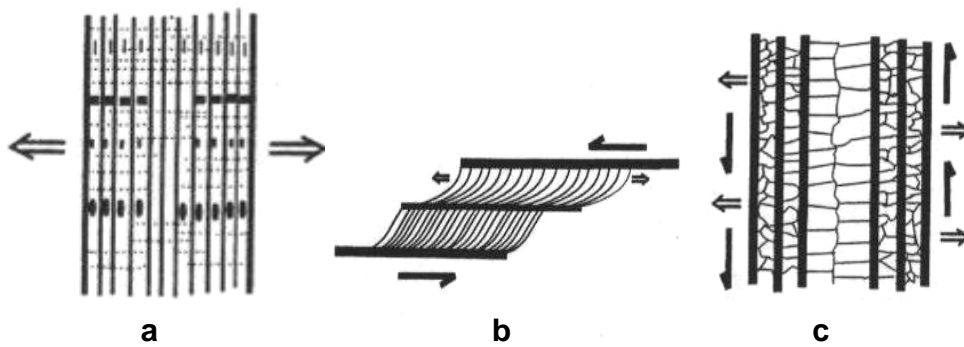
Ramsay y Huber (1983) ofrecen una clasificación a partir de la textura del relleno de la vena y consiste en cuatro tipos: a) masivas o granulares; b) sintaxiales; c) antitaxiales y; d) de rellenos estirados o 'stretched fill'.

Petit *et al.*, (1999), determina una clasificación para estas venas, a partir del modo mecánico de su desarrollo, y las divide en tres clases: a) 'crack-seal'; b) 'crack-slip-seal' y; c) 'crack-seal-slip' (Figura 19). Donde las dos últimas clases requieren de una sobrepresión de fluidos y su formación es asociada al frente de avance de las fallas de tipo cabalgante.



**Figura 18.** Tipo de crecimiento de relleno en venas fibrosas. Tomado de Passchier y Trouw (1998).

Desde el punto de vista del ambiente de deformación, generador de venas, estas se clasifican como se muestra en la tabla 5.



**Figura 19. (a)** Fracturamiento y luego relleno; **(b)** Fracturamiento + Deslizamiento y luego Relleno; **(c)** Fracturamiento + Relleno y luego Deslizamiento. Tomado de Petit *et al.* (1999).

**Tabla 5.** Clasificación de las venas de acuerdo al ambiente de deformación. Tomado de Petit *et al.* (1999).

<b>Escala</b>	Cm a dm	Cm a dm	Mayor al Cm
<b>Características</b>	Venas	Pull aparts	Venas reactivadas con deslizamiento
<b>Cinemática</b>	1. Fracturamiento 2. Relleno	1. Deslizamiento + Fracturamiento oblicuo 2. Relleno oblicuo en la dirección del deslizamiento.	1. Fracturamiento + relleno. 2. Deslizamiento paralelo a la falla
<b>Presión del fluido</b>	No es necesario sobrepresión	Probablemente es necesario sobrepresión	Es necesario la sobrepresión
<b>Transferencia de fluido</b>	Paralelo a la vena	Perpendicular a el desplazamiento de la falla	Fallas paralelas en dirección al tip
<b>Evolución de la Estructura</b>	Ensanchando la vena	Ensanchando el pull apart	Ensanchando y ramificando la vena

**5.2.1.2 Estudios Previos en el Área de Estudio.** Los estudios sobre la tipología de venas en el área de estudio son muy escasos, y solo en algunos trabajos puntuales hacen alusión a estas características, pero de manera muy general. Branquet (1995) en un estudio estructural de la mina de Coscuez, ubicada en el Cinturón Esmeraldífero Occidental, caracterizó las venas hidrotermales asociadas a la mineralización de esmeraldas y las separó en dos grupos: las vetas paralelas a la estratificación y las vetas que cortan la estratificación. Las vetas paralelas a los planos de estratificación están rellenas, principalmente, por calcita o piritita fibrosa. Algunas de estas vetas paralelas presentan una segunda etapa de apertura rellenas de calcita. Este relleno puede contener esmeraldas. Las vetas que cortan la estratificación, presentan un relleno de calcita fibrosa a veces, aunque generalmente corresponde a calcita romboédrica. Se encuentra también piritita y moscovita sobre las paredes. Es claro que este tipo de vetas está asociado con la etapa de fracturación hidráulica. Las vetas pueden tener hasta 30

cm. de espesor y, al parecer, en Coscuez constituyen la mejor trampa para las esmeraldas. La presión de los fluidos asociada con plegamientos es responsable de la apertura de estas vetas. Posteriormente, Giuliani *et al.* (2000) estudian las venas presentes en las minas de Coscuez y Muzo y las asocian espacialmente con brechas estratiformes y albitíticas; además las describen como paralelas, en –echelon, o como arreglos conjugados agrupados en dos eventos sucesivos de un sistema de venas extensionales. El primer evento fue acompañado del desarrollo de un sistema de venas rellenas con calcita fibrosa y pirita, mientras que el segundo evento se caracteriza por el desarrollo de sets de venas extensionales y brechas hidráulicas rellenas de calcita y dolomita romboédrica, pirita, moscovita y albita.

**5.2.1.3 Tipología de las Manifestaciones Hidrotermales Vetiformes.** Al interior del túnel “La Mina de Chirripay”, se presentan diferentes manifestaciones vetiformes, interpretadas como generadas durante los diferentes procesos de alteración hidrotermal post-diagénesis. A continuación se procede a la descripción de las principales manifestaciones de este tipo.

Dos eventos generadores de venas se han reconocido en el área de estudio. El primero y más antiguo, corresponde a vetas concordantes con la estratificación (venas y bolsas), que se caracterizan por espesores de hasta 30 cm de ancho y longitudes más o menos larga que alcanzan los 3.5 m, y terminan en pinchamientos. Por otro lado, el segundo evento se presenta formando venas discordantes a la estratificación con una dirección preferencial perpendicular a la veta más antigua; los espesores son relativamente pequeños, ya que varían entre unos pocos milímetros y 10 cm, aproximadamente, pero se mantiene más o menos constantes a lo largo de su extensión. Las longitudes son variables pero predominante cortas, de unos 50 cm (Figura 20a). De este segundo pulso también provienen venillas discordantes, sin dirección dominante, de máximo 1 cm de espesor (Figura 20b).

Desde el punto de vista composicional, el primer grupo de venas (las más antiguas), presentan dolomitas romboédricas con ankerita disgregada y pirita cúbica, principalmente, en disposición laminar, hacia los bordes de contacto con la roca encajante, mientras que las segundas corresponden a dolomitas fibrosas con pirita diseminada, en su mayoría (En

ambos casos se suelen presentar reemplazamiento albitítico del material carbonático). Sin embargo, la frecuencia de estos pulsos varía según la ubicación en la túnel, de modo tal que hacia la bocamina, se observan bolsas de dolomita albitizada con pirita diseminada, de tamaños medianos, y ausencia de venas (Dominio 2, zona V); pero a medida que se va avanzando en la mina, las bolsas disminuyen su frecuencia y espesor, y aparecen las venillas del segundo evento hidrotermal (tanto perpendiculares como discordantes a la estratificación), cuya frecuencia va aumentando a medida que se acerca al núcleo del anticlinal sobre el cual descansa la mina (Dominio 2, zonas I y II). Del mismo modo, posteriormente al surgimiento de las venas discordantes, aparecen las venas paralelas a los planos de estratificación, que igual que las anteriores, van incrementando su frecuencia y magnitud a medida que se acerca a la zona albitizada del núcleo del pequeño anticlinal (Dominio 2, zonas I y II). Este incremento no se presenta constante a lo largo de todo el túnel, ya que hacia los 79 m empiezan a decrecer tanto frecuencia como dimensiones de estos pulsos. Este cambio se debe a que a esa distancia se presenta el núcleo del anticlinal que afecta de manera gradacional los pulsos hidrotermales (Figura 21). El contenido de cuarzo se encuentra claramente zonado, ya que forma parte de las venas paralelas a los planos de estratificación, en el tramo entre la zona albitizada y la entrada del túnel.



**Figura 20.** Aspecto de las venas hidrotermales en campo. Vena de dolomita romboédrica paralela a los planos de estratificación siendo cortada por una vena de dolomita fibrosa perpendicular a la estratificación (izq.); venas discordantes de dolomita fibrosa (der.).

Las manifestaciones hidrotermales se encuentran en la Mina de Chirripay son de relleno fibroso producidas por un único evento de apertura lenta y/o producción muy lenta de material de relleno. Las vetas provenientes del primer evento hidrotermal se componen de dolomitas romboédricas (posiblemente albitizadas) con piritas cúbicas y ankerita, dispuestas en textura laminar, y corresponden a venas antitaxiales con crecimiento tipo 'free-face' y desarrollo mecánico 'crack-seal' (Figura 22); mientras que los eventos que cortan la estratificación, presentan un relleno de dolomita fibrosa con pirita cúbica diseminada, y corresponde a venas más pequeñas de tipo sintaxial, con crecimiento tipo 'free-face' y un modo mecánico de desarrollo de tipo 'crack – seal – slip'. (Figura 23). Por lo anteriormente expuesto, podemos concluir que la causa de la apertura de las venas del segundo evento parece ser la sobrepresión de los fluidos mineralizantes asociada a pequeños plegamientos a escala de afloramiento (Figura 24) y a planos de fallas locales que actúan sobre el área. También se observó una vena de tipo compuesto, que sugiere un crecimiento de tipo 'contact growth', pero se descartó esta conjetura porque la muestra se ubica en la zona de confluencia de dos venas de pulsos distintos (Figura 25).



**Figura 21.** Aspecto general de las zona albitizada con estructura anticlinal que atraviesa la limolita encajante (izq.); detalle de la base albitizada bandeada en limolita calcárea con clásticos y cristales de albita romboédrica, pirita dodecaédrica, cuarzos en gránulos y dolomita romboédrica, dispuestos en zonas y embebidos en un cemento bandeado albitítico- dolomítico (blanco-amarillo) (der.)



**Figura 22.** Vena antitaxial de dolomita romboédrica con pirita y ankerita (laminares), hacia los bordes de contacto con la roca caja, correspondiente al primer evento hidrotermal. Presenta crecimiento tipo 'free-face' y un modo mecánico de desarrollo de tipo 'crack – seal'.



**Figura 23.** Vena syntaxial de dolomita fibrosa y pirita diseminada, que pertenece al segundo evento hidrotermal que corta la estratificación, y corresponde a venas con crecimiento tipo 'free-face' y un modo mecánico de desarrollo de tipo 'crack – seal – slip'.



**Figura 24.** Repliegues de limolita encajante con venas asociadas al segundo evento hidrotermal.



Con base en lo descrito anteriormente, se puede decir que las venas, tanto concordantes como discordantes con la estratificación, se encuentran asociadas al evento hidrotermal generador de la albitización, siendo posible que las venas del segundo evento se hayan originado por sobrepresión de los fluidos mineralizantes asociado a pequeños plegamientos y a planos de fallas locales.



**Figura 25.** Vena de tipo compuesto, en agregados policristalinos, producto de la confluencia de dos venas de pulsos distintos.

Las venas de dolomita romboédrica y pirita cúbica, en disposición paralela a la estratificación, y correspondientes al primer evento hidrotermal, se pueden clasificar como venas antitaxiales (según Pashier y Trouw, 1998), de relleno fibroso (según Dunne y Hancock, 1994), con crecimiento tipo “free-face” (según Wilson, 1994) y desarrollo mecánico ‘crack-seal’ (según Petit *et al.*, 1999). De igual forma, las venas de dolomita fibrosa y pirita diseminada, corresponden al segundo evento hidrotermal y se clasifican como venas de tipo sintaxial (según Pashier y Trouw, 1998), de relleno fibroso (según Dunne y Hancock, 1994), con crecimiento tipo ‘free-face’ (según Wilson, 1994) y un modo mecánico de desarrollo de tipo ‘crack – seal – slip’ (según Petit *et al.*, 1999). En cuanto a la distribución de las manifestaciones vetiformes, se observa la mayor frecuencia y espesor en el núcleo del anticlinal (Dominio 2, zona IV); y a medida que se aleja de éste, se evidencia una disminución de estas características (Dominio 2, zona I a III). En la zona III del segundo dominio, no se observa la presencia de manifestaciones de ninguno de los eventos hidrotermales. Por otro lado, en el Dominio 1 se observa la presencia constante de venas del segundo evento de relleno, mientras que las del evento más antiguo aumentan su frecuencia y espesor a medida que se acercan al Dominio 2.

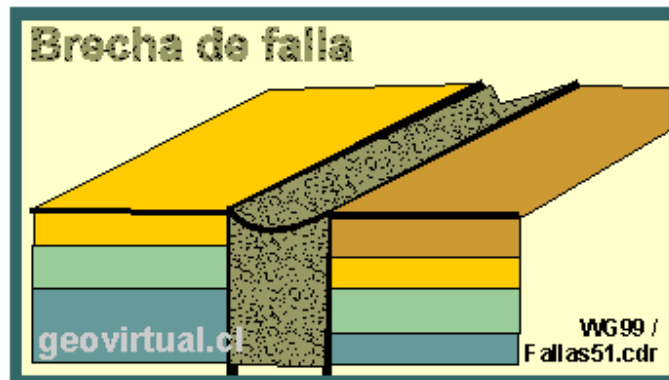
### **5.2.2 Brechas Hidrotermales**

Aparte de los diferentes tipos de venas reportados, de los rasgos estructurales y composicionales de las rocas y de las zonas mineralógicas identificadas (todos estos elementos referenciados a uno u otro dominio), se hace necesario resaltar y caracterizar

la presencia de unas estructuras brechoides, reconocidas tanto en el Dominio 1 como en el Dominio 2, previa presentación de algunas consideraciones preliminares relacionadas con éste aspecto.

**5.2.2.1 Consideraciones Previas.** Dos tipos de brechas se reportan en la bibliografía; brechas de origen tectónico (o de falla) y brechas generadas por hidrofracturamiento, aunque es muy probable que en ocasiones la deformación por falla se acompañe de una expulsión de fluidos que favorezcan el hidrofracturamiento.

La brecha hidrotermal es una apertura o rotura de una pared de roca que se forma en un sistema hidrotermal inestable. Una disminución de presión puede provocar una evaporación instantánea, de modo tal que la roca se fractura por las fuerzas liberadas de este traspaso de líquido a vapor. Este tipo de brechas puede tener dos orígenes: Tectónico (o de falla) ó hidráulico. Por lo general, la brecha tectónica es la originada por la fricción sobre el plano del movimiento en procesos de dislocación (lo cual se manifiesta por lo general, en los ambientes frágiles de corteza), o dicho de otro modo, debido a la energía del movimiento algunas veces las rocas en la zona de falla se rompen y se quiebran, para formar una brecha de falla. Este tipo de brechas normalmente muestran una dureza menor como las rocas no afectadas, por lo cual, morfológicamente una brecha de falla se ve como depresión (Figura 26). En las brechas de falla la roca aparece materialmente triturada por las fuertes presiones sufridas, y los clastos exhiben contornos angulares y cumplen con “el criterio del puzzle (distribución de forma desordenada, de los materiales brechificados, dentro de la fractura)”. Por otro lado, la brecha hidráulica se presenta como una alteración de los componentes, tanto de roca como de vena, producto de la inyección de un fluido.



**Figura 26.** Brecha tectónica o de falla. Tomado de <http://www.geovirtual.cl/Geoestructural/gestr04.htm>

**5.2.2.2 Estudios Anteriores.** En el Cinturón esmeraldífero occidental los estudios realizados por Branquet (1995), señalan que las brechas identificadas son:

- *Brechas Tectónicas:* Formadas a lo largo de cabalgamientos y que tienen la particularidad de estar cementada por minerales de origen hidrotermal. Casi siempre contienen fragmentos de roca encajante (lutitas carbonosas), así como fragmentos blancos de lutita hidrotermalizada. El cemento se compone de los mismos minerales de la paragénesis hidrotermal, a saber, albita, calcita y pirita, ocasionalmente dolomita.
- *Brechas Hidráulicas:* Se presentan como brechas con trozos angulares que no muestran movimiento alguno. Venillas como redes atraviesan la roca, cortándola en compartimientos. La calcita romboédrica, la pirita y la esmeralda se forman en este sistema de venillas y cavidades. Este tipo de brechas se forman donde la presión de los fluidos es fuerte, en lugares como los corazones de los pliegues debido a una presión de fluidos superior a la presión de la roca encajante.

**5.2.2.3 Tipología de las Brechas Hidrotermales.** En el túnel “La Mina de Chirripay”, se presentan brechas de tipo tectónicas, formadas por fuertes presiones, a lo largo de planos de falla (con escape simultáneo de fluidos) de bajo ángulo (tipo decollement), debido a procesos cinéticos a lo largo de zonas de cabalgamientos. Este tipo de trampas se presenta como zonas de formas irregulares, con aspecto de bolsas fusiformes rellenas por fragmentos angulosos de roca caja y cementados por fragmentos hidrotermalizados de los minerales paragenéticos dolomita-albita-pirita. En estas brechas la limolita

encajante aparece muy triturada, dando como resultado clastos aislados con formas que van de subredondeadas a angulares, cementados, principalmente, por dolomitas hidrotermales o albitas producto del reemplazamiento de dicha dolomita, cumpliendo así con “el criterio del puzzle” (Figura 27a y b). En algunos casos presenta fragmentos blancos de limolita hidrotermalizada (Figura 27c).



**Figura 27.** Aspecto de las zonas brechificadas en el interior del túnel “La Mina de Chirripay”. (a) A 136 m de la entrada del túnel se presentan brechas de dolomita romboédrica, con albitización incipiente, y pirita diseminada, acompañados de fragmentos líticos de limolita encajante (Dominio 1, zona 2); (b) a 134 m de la bocamina se aprecian brechas de albita (por reemplazamiento) junto a clastos de limolita muy angulares (Dominio 1, zona 2); (c) a 79 m de la entrada principal del túnel se observan clastos subredondeados asociados a limolita hidrotermalizada y cementados con albita-dolomita (Dominio 2, zona 2).

En resumen, se puede decir que existen brechas que parecen ser generadas a lo largo de planos de falla (con escape simultáneo de fluidos) de bajo ángulo (tipo decollement), los cuales previamente habían servido de canales para el escape de fluidos hidrotermales. Por esta razón, se observan fragmentos albitizados y dolomitizados brechificados, cementados nuevamente por un material albitizado.

### 5.3 ANÁLISIS MINERALÓGICO MEDIANTE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

Con el ánimo de identificar la composición mineralógica de las muestras de roca con fracciones granulométricas muy finas (fracción arcilla < 2  $\mu\text{m}$ ), así como de las venas, brechas y bolsas presentes en el túnel, se realizaron análisis cualitativos de abundancia a partir de DRX sobre muestra en polvo desorientado (Anexo B).

En la tabla 6 se analizó la composición de las muestras tanto de roca caja como de venas y bolsones, determinando sus respectivas concentraciones minerales (expresadas en términos cualitativos-y valores semicuantitativos). El color verde corresponde a las concentraciones minerales pertenecientes al primer dominio y el rojo al segundo; los colores claros hacen referencia a la roca caja y los oscuros a manifestaciones vetiformes.

Con base en estos resultados se pueden identificar dos paragénesis principales:

- 1) Albita + Dolomita  $\pm$  Ankerita,
- 2) Albita + Dolomita + Cuarzo  $\pm$  Yeso,

Los límites obtenidos para el Dominio 1 y 2 no son netos, ya que presentan una variación gradacional del contenido de carbonatos en el contacto entre ellos. Este resultado es esperado, ya que el cambio composicional no se presenta como un cambio abrupto (en lo que se refiere al trabajo de campo).

Cabe aclarar que en el estudio de DRX los datos de abundancia de pirita no fueron determinantes, ya que este mineral tiene una dureza muy alta y su pulverización por un método manual se hace muy difícil, por lo cual las muestras analizadas tenían solo trazas de dicho mineral, aun cuando su contenido reportado en muestras de mano fue alto.

**Tabla 6.** Análisis cualitativo de minerales por DRX en muestras desorientadas. El valor verde resalta el Dominio 1 y el valor rojo el Dominio 2. Los tonos oscuros indican que la muestra es de venas y bolsas, mientras que los claros son de roca.

No	MUESTRA	SILICATOS		SULFUROS		CARBONATOS		SULFATOS	OTROS		
		ILLITA	CLORITA	CUARZO	ALBITA	PIRITA	CALCITA	DOLOMITA	ANKERITA	YESO	MATERIA ORGANICA
1	LME-016-1	+	0	0	++++	+	0	++	0	0	OK
2	LME-016-2	0	0	0	+	*	0	++++	+	0	OK
3	LME-016-3	++	0	*	++++	++	0	++	0	0	OK
4	LME-016-4	0	0	0	+	0	0	++++	0	0	0
5	LME-016-5	0	0	0	*	*	0	++++	+	0	0
6	LME-016-6	0	0	*	+	*	0	++++	0	0	0
7	LME-016-7	0	0	0	++	0	0	++++	0	0	0
8	LME-016-8	0	0	*	+	0	0	++++	0	0	0
9	LME-016-9	0	0	0	*	0	0	++++	+	0	OK
10	LME-016-10	+	0	*	+++	+	0	++++	0	0	OK
11	LME-016-11	0	0	0	+	0	0	++++	*	0	0
12	LME-016-12	0	0	0	++	+	0	++++	+	0	0
13	LME-016-13	0	0	0	*	0	0	++++	*	0	0
14	LME-016-14	*	*	*	++	+	0	++++	+	*	OK
15	LME-016-15	+	0	*	++++	+	0	+++	0	+	OK
16	LME-016-16	+	0	*	++++	*	*	+++	*	+	OK
17	LME-016-17	0	0	0	*	0	0	++++	*	0	0
18	LME-016-18	0	0	0	*	0	0	++++	*	0	0
19	LME-016-19	++	0	+	+++	*	0	+++	*	+	OK
20	LME-016-20	++	*	*	++++	+	0	++++	+	+	OK
21	LME-016-21	+	0	0	++++	++	0	++++	0	0	0
22	LME-016-22	++	0	*	++++	0	0	++++	+	0	0
23	LME-016-23	0	0	+++	++++	*	0	++	0	0	0
24	LME-016-24	0	0	+++	++++	*	0	++	0	0	0
25	LME-016-25	0	0	++	++++	*	0	++	0	0	0
26	LME-016-26	0	0	++	++++	+	0	++	0	0	0
27	LME-016-27	++	0	+++	++++	+	0		0	0	0
28	LME-016-28	*	0	+	++++	+	0	++++	0	0	OK
29	LME-016-29	+	*	+	++++	0	0	++++	0	+	OK
30	LME-016-30	0	0	*	++	*	0	++++	0	0	OK
31	LME-016-31	+	0	*	++++	0	0		0	++	OK
32	LME-016-32	*	0	0	++++	0	0	++++	0	+	0

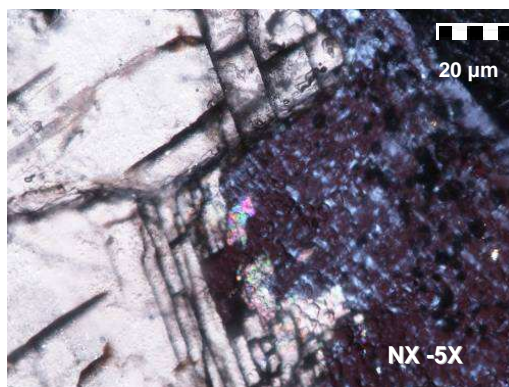
++++ Abundante(>40%)      +++ Común (20-40%)      ++ Pobre(10-20%)  
 + Escaso(3-10%)      \* Trazas (< 3%)      ?:Dudoso      ND: No determinada      0 Nada

#### 5.4. ESTUDIO MINERALOGICO-PETROGRAFICO

Teniendo en cuenta la necesidad no solo de conocer la composición de una roca en particular, sino también de estudiar sus rasgos mineralógicos y petrográficos en láminas, se realizó la descripción mineralógico-petrográfica de 11 secciones pulidas, de las cuales las primeras 7 corresponden al Dominio 1 y las 4 siguientes al Dominio 2.

- Lámina Delgada LME016006. Dominio 1, zona I. A 154 m de la bocamina.

Corresponde a una muestra de dolomita proveniente de una vena con relleno hidrotermal de dolomita, pirita, cuarzo y albita en contacto con la limolita encajante. Se presentan cristales incoloros de forma subhedral romboédrica, con exfoliación romboédrica perfecta, extinción simétrica tanto a los bordes como a las trazas de exfoliación. Exhibe como color de interferencia un blanco perla del cuarto orden y muestra un maclado polisintético laminar paralelo la diagonal menor. La macla exhibe colores de interferencia del cuarto orden (Figura 28). Texturalmente es una vena antitaxial y estructura de relleno masivo.



**Figura 28.** Microfotografía de un cristal romboédrico de dolomita. Muestra LME016006.

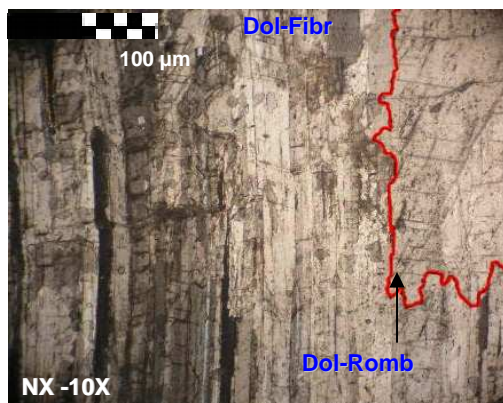
- Lámina Delgada LME016008. . Dominio 1, zona I. A 148 m de la bocamina.

La muestra pertenece a una vena compuesta por dos formas de dolomita (fibrosa y romboédrica), acompañada de albita romboédrica y cuarzo granular. La dolomita fibrosa (35%) se compone de cristales incoloros de forma subhedral fibrosa, con exfoliación

paralela, extinción simétrica a los bordes cristalinos y predominantemente blanco perla del cuarto orden como color de interferencia. Esta dolomita no muestra maclado (Figura 29).

La dolomita romboédrica (45%) exhibe cristales incoloros de forma subhedral, con exfoliación romboédrica, extinción ondulante, color de interferencia gris perla del cuarto orden y maclado polisintético laminar paralelo la diagonal menor. La macla exhibe colores de interferencia del primer orden (Figura 30).

La albita y el cuarzo se presentan como minerales secundarios rellenando una fractura en la dolomita, lo que indica que fueron formados en un evento hidrotermal posterior al original. Estos cristales van de subidiomorfos a alotriomorfos, generalmente en agregados masivos, con colores de interferencia que alcanzan el amarillo pálido de primer orden y con extinción oblicua ondulante. La albita (14%) se caracteriza por presentar cristales tabulares subhedral con fractura concoide y con macla polisintética según la ley de la albita (Figura 30). El cuarzo (6%) se presenta en su forma más generalizada y con extinción ondulante. Texturalmente, la vena es de crecimiento compuesto, hacia los bordes es de tipo syntaxial y hacia el centro de tipo antitaxial.



**Figura 29.** Microfotografía de vena de tipo compuesta donde se observan los cristales de dolomita fibrosa (izq.) en contacto con los de dolomita romboédrica (der). Muestra LME016008.



**Figura 30.** Microfotografía de una fractura rellena de albita (con macla polisintética) y cuarzo (con extinción ondulante) que corta la dolomita romboédrica. Muestra LME016008.

- Lámina Delgada LME016009. . Dominio 1, zona I. A 145 m de la bocamina.

La lámina pertenece a una vena con una distribución de dolomita hacia el centro y ankerita hacia los bordes, en contacto con la roca caja. La sección esta elaborada de dolomita monomineral en cristales incoloros de forma subhedral romboédrica, con exfoliación romboédrica perfecta, colores de interferencia gris perla del máximo orden, extinción simétrica tanto a los bordes como a las trazas de exfoliación, y un maclado polisintético laminar paralelo la diagonal menor con colores de interferencia del cuarto orden (Figura 31). Texturalmente es una vena antitaxial con estructura de relleno masivo.



**Figura 31.** Microfotografía de un cristal romboédrico de dolomita con macla polisintética laminar. Muestra LME016009

- Lámina Delgada LME016013 (1). Dominio 1, zona II. A 127 m de la bocamina.

Corresponde a una muestra procedente de una vena antitaxial con relleno hidrotermal de dolomita principalmente, acompañada de trazas de pirita, y albita.

La dolomita (80%) presenta cristales incoloros, de forma romboédrica subhedral, con exfoliación romboédrica, fractura concoide, y una extinción simétrica a las trazas de exfoliación y ondulante en los cristales deformados; exhibe colores de interferencia hasta gris perla del cuarto orden y un maclado polisintético laminar paralelo la diagonal menor. La macla exhibe colores del cuarto orden.

La pirita (3%) aparece en cristales hexagonales idiomórficos y se distinguió de la calcopirita y la pirrotina, debido a su color amarillo latón bajo luz reflejada (Figura 32).

La albita (17%) aparece rellenando una fractura en la dolomita, lo que indica que su cristalización fue posterior al evento hidrotermal original. Se presenta en cristales subhedrales tabulares, incoloros, con fractura concoide, extinción oblicua ondulante y exfoliación perpendicular a la dirección de crecimiento cristalino; además, sus colores de interferencia alcanzan el blanco de primer orden y muestra maclado tanto polisintético típico (según la ley de la albita), como combinado con la macla de carlsbad (Figura 33). Texturalmente, la vena es de tipo antitaxial.

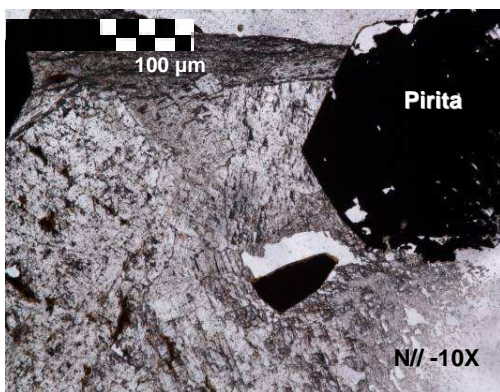


Figura 32. Microfotografía de un cristal idomórfico de pirita en dolomita de una vena hidrotermal. Muestra LME016013 (1).



Figura 33. Microfotografía de la dolomita cortada por una fractura rellena de albita maclada. Muestra LME016013 (1).

- Lámina Delgada LME016013 (2). Dominio 1, zona II. A 127 m de la bocamina.

Corresponde a una lámina de una vena monomineral de dolomita romboédrica. Se presenta incolora en cristales subhedrales romboédricos, con una exfoliación romboédrica perfecta, fractura tanto concoide como semiparalela, y alcanzando colores de interferencia de hasta rosa del cuarto orden. La extinción es simétrica tanto a los bordes como a las trazas de exfoliación (Figura 34). Texturalmente es una vena antitaxial con estructura de relleno masivo.

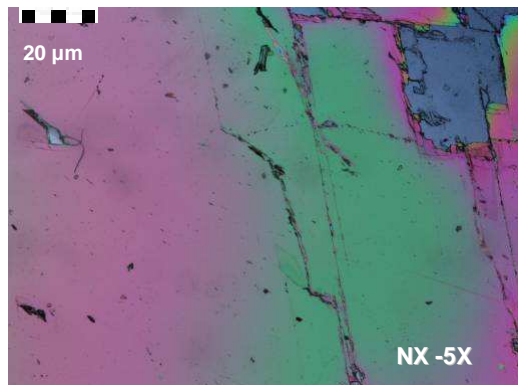


Figura 34. Microfotografía de un cristal romboédrico de dolomita. Muestra LME016013 (2).

- Lámina Delgada LME016017. Dominio 1, zona II. A 96 m de la bocamina.

La lámina pertenece a una vena hidrotermal con una distribución de dolomita hacia el centro y ankerita hacia los bordes, en contacto con la limolita encajante. A grandes rasgos, la sección pulida presenta dolomita romboédrica con fragmentos líticos de roca caja; estos líticos se observan atravesados por fracturas que fueron posteriormente rellenadas por dolomita. Hacia los bordes de contacto entre el fragmento lítico y el relleno de carbonato, se produce un reemplazamiento de albita idiomórfica anhedral (albitización incipiente).

La lámina pertenece a una vena hidrotermal con una distribución de dolomita hacia el centro y ankerita hacia los bordes, en contacto con la limolita encajante. A grandes rasgos, la sección pulida presenta dolomita romboédrica con fragmentos líticos de roca caja; estos líticos se observan atravesados por fracturas que fueron posteriormente rellenadas por dolomita. Hacia los bordes de contacto entre el fragmento lítico y el relleno de carbonato, se produce un reemplazamiento de albita idiomórfica anhedral (albitización incipiente).

La dolomita (93%) se presenta en cristales incoloros con forma subhedral romboédrica, con exfoliación romboédrica perfecta y fractura concoide, colores de interferencia gris perla del máximo orden y extinción simétrica a las trazas de exfoliación.

La albita (7%) aparece como cristales idiomórficos anhedrales, incoloros, con exfoliación perfecta y fractura concoide; su extinción es de tipo oblicua ondulante, sus colores de

interferencia alcanzan el blanco del primer orden y exhibe un maclado tanto polisintético según la ley de la albita, como según la ley de carlsbad (Figura 35). Texturalmente es una vena antitaxial con estructura de relleno masivo.

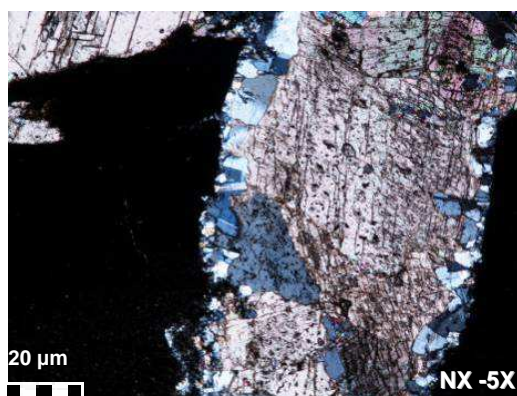


Figura 35. Microfotografía de dolomita hidrotermal con un fragmento lítico atravesado por una fractura rellena de dolomita con reemplazamiento de albita hacia los bordes de contacto (albitización incipiente). Muestra LME016017.

- Lámina Delgada LME016018. Dominio 1, zona II. A 96 m de la bocamina.

Corresponde a una muestra procedente de una vena hidrotermal sintaxial compuesta de dolomita con dos formas: columnar y fibrosa, acompañada por albita romboédrica. De forma generalizada, en la figura 36 se puede observar que la dolomita fue creciendo desde los bordes hacia el centro de la vena (sintaxialmente), donde converge hacia un fragmento lítico de roca encajante. Este fragmento debe haber sido previamente fracturado, de modo tal que la dolomita rellenó dichas fracturas durante el mismo evento hidrotermal que dio origen a la vena; estas fracturas rellenas de dolomita formaron microvenillas que atraviesan el lítico. Posteriormente, la vena estuvo sujeta a un esfuerzo deslizando, apreciable en la curvatura que exhiben los cristales de dolomita hacia la margen derecha de la microfotografía, produciendo un efecto de crack-seal-slip. En las microvenillas de dolomita se observa un reemplazamiento progresivo de albita subidiomórfica, que comienza en los bordes de contacto entre el lítico y la microvenilla, y se desplaza hacia el centro de la misma; en algunas venillas se puede apreciar un reemplazamiento total. Este fenómeno de reemplazamiento se empezó a extender a lo largo de todos los bordes de contacto del fragmento lítico con la dolomita hidrotermal, produciendo una albitización incipiente. En la figura 36 también se puede observar un

crystal idiomórfico de albita con macla de carlsbad, incluido en la dolomita hidrotermal. La dolomita (98%) se presenta como cristales incoloros con forma subhedral columnar, fractura concoide y exfoliación de dos clases: romboédrica perfecta y perpendicular a la dirección de crecimiento cristalino; exhibe una extinción simétrica a los bordes del cristal, así como unos colores de interferencia que llegan hasta el rosa del cuarto orden. Además, presenta maclas polisintéticas laminares paralelas la diagonal menor, con colores de interferencia del cuarto orden. Texturalmente, esta vena corresponde al tipo sintaxial (Figura 37).

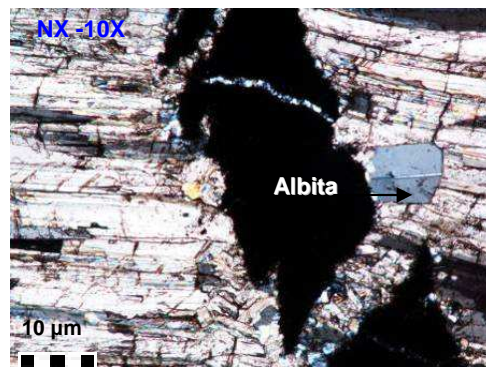


Figura 36. Microfotografía una vena sintaxial con desarrollo mecánico de tipo crack-seal-slip (fractura + relleno + deslizamiento) y albitización incipiente en los bordes de contacto entre un fragmento lítico y la dolomita de origen hidrotermal. Muestra LME016018.

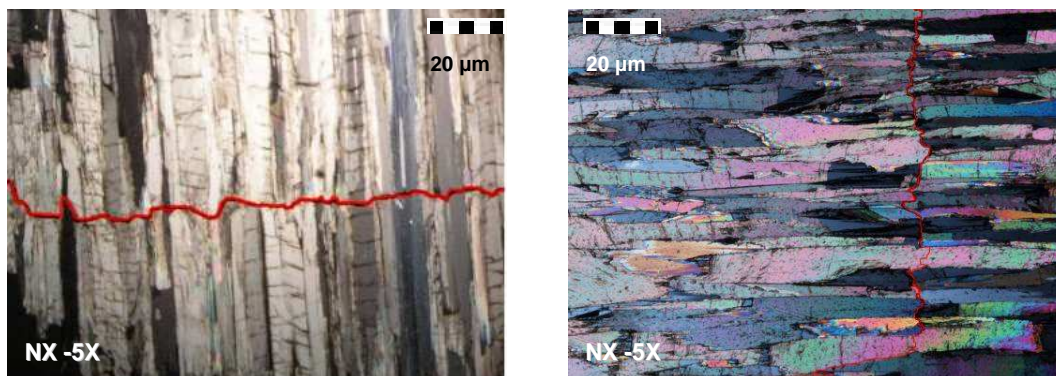


Figura 37 Microfotografía de una vena sintaxial de dolomita alotriomórfica columnar hidrotermal en nicoles paralelos y cruzados, respectivamente. Muestra LME016018.

La albita (2%) aparece como cristales subidiomórficos incoloros, con formas que varían desde anhedral hasta subhedral tabulares; tiene extinción oblicua y alcanza hasta el gris del primer orden como color de interferencia. También se puede observar un maclado

tanto polisintético (según la ley de la albita), como de carlsbad. Texturalmente es una vena sintaxial con desarrollo mecánico de tipo crack-seal-slip (fractura + relleno + deslizamiento).

- Lámina Delgada LME016021. Dominio 2, zona III. A 79 m de la bocamina.

Esta sección pulida proviene de una limolita calcárea albitizada poco cohesiva, con una estructura bandeada y cristales diseminados de pirita hexagonal y cúbica (Figura 38), y de dolomita negra romboédrica, de hasta 7 mm de lado, incluidos en la roca. A grandes rasgos, esta lámina es de una limolita calcárea albitífica, con cristales de tamaño entre limo medio ( $0,031\text{mm} = 5,0\Phi$ ) y arena muy fina ( $0,074\text{mm}=2,5\Phi$ ), inmadura, con cemento dolomítico, bien sorteada y partículas angulares subesféricas. Texturalmente, presenta partículas tamaño lodo, granulares, de armazón lodosoportada; con una laminación plana-sinuosa semi-paralela continua, generada por variaciones de coloración. Composicionalmente se presenta predominantemente albita (43%), en menor grado dolomita (40%), con algo de cuarzo (8%) y pirita (8%); las partículas tienen un contacto que varía de flotante a tangencial y escasa porosidad intercrystalina (1%). Los tres primeros minerales se presentan como material de relleno por fluidos hidrotermales, la albita como reemplazamiento de la dolomita.

La albita (42%) se encuentra como mineral de reemplazamiento de la dolomita y como parte de la matriz de la roca. Se pueden observar cristales incoloros, de forma anhedral (Subelongada-subangular), que exhiben maclado polisintético según la ley de la albita, extinción oblicua y colores de interferencia hasta grises del primer orden.

La dolomita se presenta de tres formas: como relleno de venillas antitaxiales (22%) (ver figura 39), como material cementante (16%), o como fenocristales (2%). La primera clase se caracteriza por cristales incoloros de forma subhedral-romboédrica, exfoliación romboédrica, extinción simétrica a los bordes cristalinos y colores de interferencia máximos, y alcanzando colores de interferencia de hasta el blanco perla del cuarto orden. La segunda clase se presenta como cristales incoloros anhedrales, alotromórficos, con exfoliación imperfecta, extinción ondulante y exhibiendo como máximo color de interferencia el rosa pálido del tercer orden. Ninguna de estas dolomitas muestra maclado; y la tercera clase se presenta como cristales incoloros de forma subhedral

romboédrica, exfoliación romboédrica perfecta, extinción simétrica y con un máximo color de interferencia blanco de cuarto orden. Ninguna de estas dolomitas muestra maclado (Figura 40).

El cuarzo (8%), disseminado en la matriz, aparece incoloro, límpido, policristalino, con la extinción ondulante característica, una forma anhedrales-granulares y con colores de interferencia que llegan al gris de primer orden.

La pirita (8%) se encuentra disseminada en la roca en cristales cúbicos perfectamente euhedrales, con contornos que varían entre hexagonales y cúbicos. Se diferenció de la calcopirita y la pirrotina por su color amarillo latón, bajo luz reflejada (Figura 38).

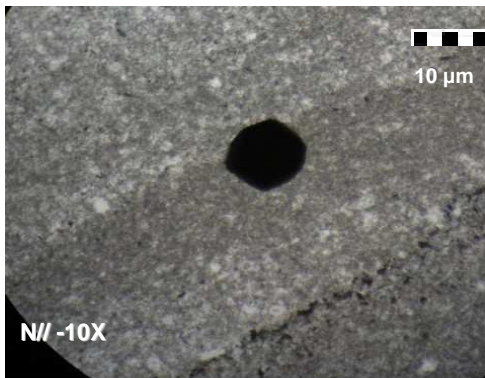


Figura 38 Microfotografía de un fenocristal de dolomita hexagonal embebido en una limolita calcárea albitizada que exhibe un bandeamiento evidenciado por los cambios de coloración en la matriz. Muestra LME01021.

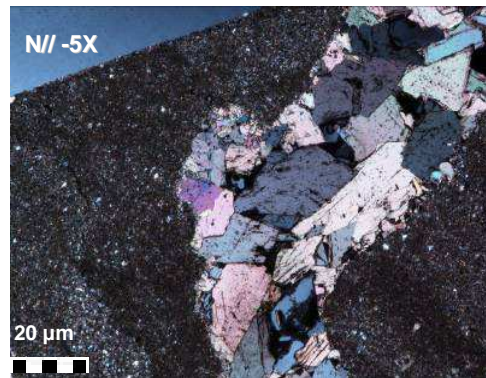


Figura 39. Microfotografía de una venilla antitaxial con dolomita como material de relleno de una vena antitaxial, que no ha sufrido reemplazamiento. Muestra LME016021.

- Lámina Delgada LME016025. Dominio 2, zona III. A 79 m de la bocamina

La lámina proviene de una limolita albitítica bandeada con cristales disseminados de dolomita negra romboédrica, de hasta 7 mm de lado, embebidos en la matriz de la roca. En general, la muestra corresponde a una limolita calcárea albitítica, con tamaños que varían entre limo medio ( $0,031\text{mm}=5,0\Phi$ ) y guija ( $7\text{mm}=-2,7\Phi$ ); está submadura, con cemento dolomítico-sódico, mal calibrada, y con partículas que exhiben esfericidad y redondez subesférica angular; las partículas tienen un contacto flotante a puntual y no se aprecia porosidad. Composicionalmente, la albita se encuentra como mineral más común

(45%), seguida del cuarzo (22%), la dolomita cristalina (18%) y por último, la dolomita cementante (15%) Texturalmente, las partículas varían de tamaño lodo a grava, son de forma granular y se presentan masivas, con armazón lodosoportada.



Figura 40. Microfotografía de un fenocristal de dolomita evidenciando la exfoliación romboédrica perfecta. Muestra LME016021.

La albita cristalina (35%) se presenta incolora de forma anhedral subesférica-subangular, con extinción oblicua, macla polisintética de la ley de la albita, y colores de interferencia grises del primer orden. En la albita cementante (10%) el maclado no es evidente.

La dolomita se presenta de dos formas: en fenocristales (18%) o como material cementante (15%) (Figura 41). La primera forma corresponde a cristales incoloros de forma subhedral-romboédrica, exfoliación romboédrica perfecta, extinción simétrica a los bordes cristalinos y colores de interferencia que alcanzan el blanco perla del cuarto orden; además, presenta macla polisintética laminar paralela a la diagonal menor, la macla presenta colores de interferencia del tercer orden. La segunda clase aparece como cristales incoloros anhedrales, y colores de interferencia rosados del tercer orden. La macla y la exfoliación no son evidentes.

El cuarzo (22%) aparece diseminado en la matriz, en forma de cristales incoloros, límpidos, policristalinos, con forma anhedrales angulares-subesféricas, con extinción ondulante y con colores de interferencia amarillos del primer orden.

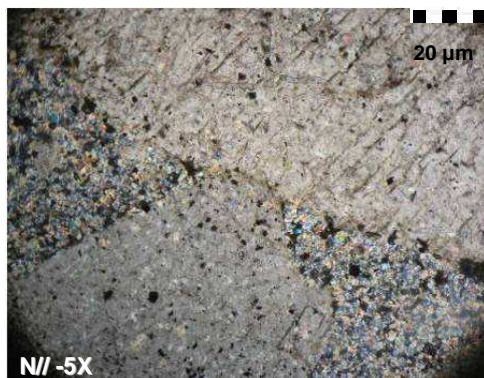


Figura 41. Microfotografía de fenocristales de dolomita romboédrica embebidos en una limolita albitífica. Muestra LME016025.

- Lámina Delgada LME016028. Dominio 2, zona II. A 39 m de la bocamina.

Esta sección pertenece a una limolita brechificada atravesada por venillas de cuatro composiciones monominerales; de pirita, de cuarzo, de dolomita (algunas veces sufriendo reemplazamiento por albita) y de albita (por reemplazamiento total de dolomita), todas concordantes con la estratificación. Además, exhibe cristales diseminados de pirita cúbica, albita acicular y cuarzo granular. A grandes rasgos, esta lámina es de una limolita calcárea albitífica, con cristales de tamaño entre limo medio ( $0,031\text{mm} = 5,0\Phi$ ) y arena fina ( $0,177\text{mm}=2,5\Phi$ ), submadura, con cemento dolomítico, muy mal calibrada y partículas angulares subelongadas. Composicionalmente presenta, predominantemente, dolomita (47%) y albita (25%), en menor proporción cuarzo (19%) y algo de pirita (9%); las partículas tienen un contacto que varía de flotante a tangencial y poca porosidad intercrystalina (5%).

La dolomita se presenta de tres formas: como material cementante (20%), como relleno de venas antitaxiales (22%) o como fenocristales (5%). El primer tipo se caracteriza por cristales incoloros anhedrales y colores de interferencia máximos, alcanzando el blanco perla del cuarto orden; el segundo tipo se presenta como cristales subidiomórficos incoloros, de forma subhedral romboédrica, con exfoliación romboédrica perfecta, extinción simétrica a los bordes cristalinos y exhibiendo el blanco perla del cuarto orden como color de interferencia; y el tercer y último tipo aparecen como cristales incoloros de forma euhedral romboédrica, exfoliación romboédrica imperfecta, fractura concoide y

extinción simétrica hacia los bordes; el máximo color de interferencia alcanzado es el mismo blanco de cuarto orden. Ninguna de estas dolomitas muestra maclado.

La albita (25%) se encuentra como mineral de reemplazamiento de la dolomita hidrotermal preexistente. Este fenómeno actúa desde los bordes de contacto hacia el centro y se encuentra evidenciado tanto en venas como en fenocristales de dolomita (Figura 42). De este modo, la albita se presenta como cristales incoloros, de forma anhedral, que exhiben maclado polisintético según la ley de la albita y según la ley de carlsbad, además de presentar una extinción oblicua (en algunos casos ondulante) y colores de interferencia hasta blancos del primer orden.

El cuarzo (19%) aparece rellenando venillas de tipo antitaxial en forma de cristales límpidos, anhedrales-granulares, incoloros, policristalinos, con extinción ondulante y como colores de interferencia el amarillo del primer orden (Figura 43).

La pirita (9%) se encuentra diseminada en la roca como producto de dos eventos de cristalización. El primero de ellos exhibe piritas anhedrales límpidas (Figura 42), mientras que el segundo muestra una pirita con borde rectilíneos alargados, producto de un fenómeno de recrystalización de la pirita inicial; además, esta pirita recrystalizada presenta gran cantidad de cristales de cuarzo incluidos y esparcidos en el cristal encajante (Figura 44).

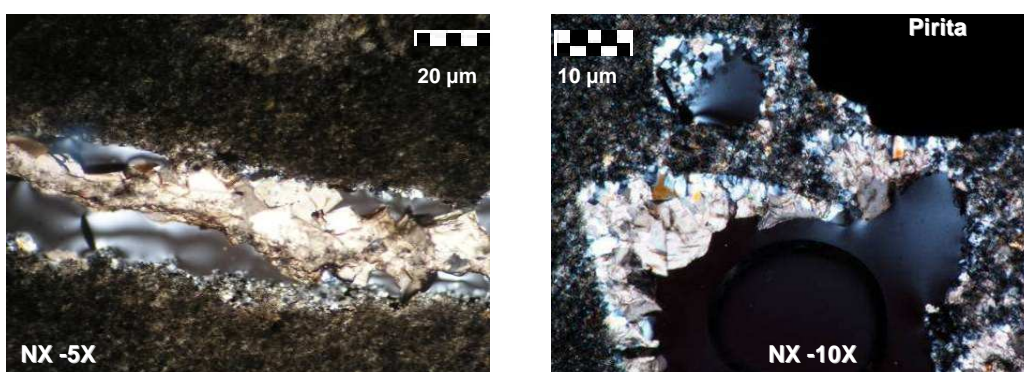


Figura 42. Microfotografía de dolomita como relleno de una microvenilla antitaxial, siendo reemplazada por albita desde las paredes hacia el centro de la vena (izq); en la fotografía de la derecha se observa un fenocristal de dolomita sufriendo un reemplazamiento de albita, incipiente, hacia los bordes de contacto, y un cristal más pequeño que ha sido reemplazado totalmente. En la esquina superior derecha se presenta un cristal de pirita anhedral producto de un primer evento de cristalización. Muestra LME016028.

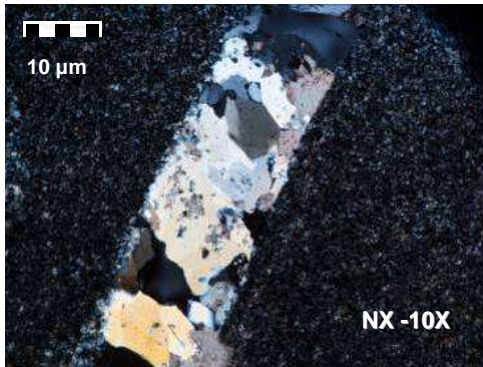


Figura 43. Microfotografía de una vena antitaxial rellena de cuarzo granular. Muestra LME016028.

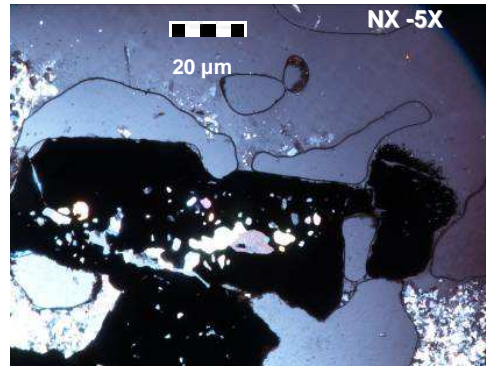


Figura 44. Microfotografía de cristales de pirita recristalizados, con inclusiones cristalinas de cuarzo. Muestra LME016028

- Lámina Delgada LME016032. Dominio 2, zona V. A 9 m de la bocamina.

La roca encajante corresponde a una limonita poco cohesiva con bolsas de dolomita albitizada, donde la lámina en sí, se extrae de una bolsa de dolomita romboédrica tabular con cristales de tamaño gránulo, en una armazón granosoportada cementada por material albitítico. Composicionalmente, el mineral dominante corresponde a dolomita (91%), seguido de albita como material cementante (5%) y como cristalino (3%), y en menor proporción paragonita (1%).

La dolomita se presenta como cristales incoloros de forma subhedral-romboédrica, exfoliación romboédrica perfecta, fractura concoide y extinción ondulante hacia el centro y simétrica hacia los bordes del cristal. Los colores de interferencia que alcanza llegan al rosa pálido de tercer orden; además, presenta macla polisintética laminar paralela a la diagonal menor, la macla presenta colores de interferencia del tercer orden.

En forma general, la albita manifiesta ausencia de color en nicols paralelos, fractura concoide, colores de interferencia grises del primer orden y macla polisintética según la ley de la albita. La albita cristalina se presenta rellenando fracturas en la dolomita, lo que da lugar a la formación de microvenas antitaxiales, y aparece como cristales subidiomórficos, de forma subhedral tabular, extinción simétrica y macla polisintética (ley albita) combinada con macla de carlsbad (Figura 45); mientras que la albita cementante aparece como granos anhedrales, sin maclado u exfoliación evidente.

La paragonita (1%) aparece como una manifestación aislada incluida en la dolomita, incolora, de forma euhedral-acicular en agregados radiales y con exfoliación paralela al borde mayor de crecimiento cristalino; exhibe una extinción ondulante y alcanza colores de interferencia amarillos del segundo orden (Figura 46).

A grandes rasgos, se puede decir que la petrografía generalizada del túnel “La Mina de Chirripay”, se presenta como limonitas calcáreas albitíticas, con cemento dolomítico – sódico, mal calibradas, de forma subesférica-angular y con un contacto que varía de flotante a puntual; no se observa casi porosidad. Estas limonitas presentan venillas de dolomita subhedral romboédrica y fibrosa, que generalmente exhiben maclado polisintético laminar y exfoliación romboédrica. Hacia los bordes de contacto con la roca caja, la dolomita sufre reemplazamiento por albita anhedral, con macla polisintética (ley albita) y/o carlsbad. Las venas del Dominio 1 y 2, no presentan ninguna diferenciación petrográfica, exceptuando el hecho de que se observa un mayor reemplazamiento albitítico en el segundo dominio. Además, se observan fracturas rellenadas posteriormente por albita subhedral tabular con macla polisintética de la ley albita y/o carlsbad, generalmente, y fractura concoide; algunas veces se observa exfoliación paralela y/o romboédrica.

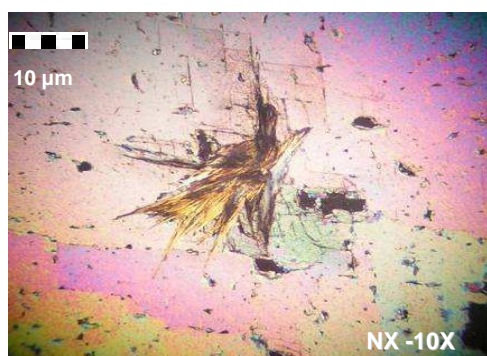


Figura 45. Microfotografía de una microvena antitaxial rellena de albita subidiomórfica, producto del fracturamiento de la dolomita romboédrica. Muestra LME016032.

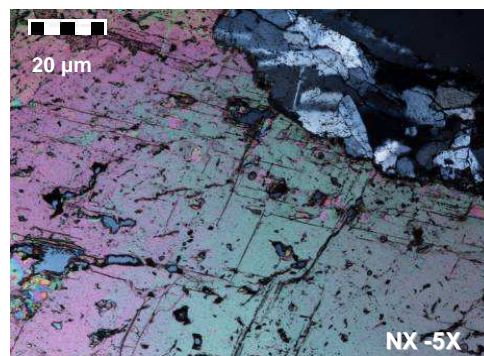


Figura 46. Microfotografía de un agregado radial de paragonita acicular incluido en la dolomita romboédrica. Muestra LME016032.

## **5.5. ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS (IF)**

En el presente trabajo se analizaron 6 láminas doblemente pulidas de materiales de relleno de venas hidrotermales (Dolomita, albita, apatito), sobre las cuales se realizaron estudios de petrografía de inclusiones y microtermometría.

Con el propósito de facilitar una mejor comprensión de los datos microtermométricos obtenidos y el significado de los mismos, se presenta a continuación un resumen de los aspectos tenidos en cuenta durante la obtención de los datos microtermométricos y de los conceptos básicos en los que se soportó la interpretación de estos datos.

### **5.5.1 Consideraciones Previas**

Las IF son pequeñas cantidades de fluidos que fueron atrapados en cavidades existentes en el interior de los minerales durante su cristalización o como producto de la cicatrización de fracturas posteriores a su formación. Estas cavidades permanecen herméticamente cerradas y químicamente inertes, siempre y cuando las condiciones de temperatura y presión posteriores al atrapamiento, no lleguen a ser suficientemente altas como para producir su modificación. Los tamaños promedio de las IF normalmente son menores a 1mm (oscilan entre 1 y 10  $\mu\text{m}$ ), e inversamente proporcionales a su cantidad, es decir, a mayor cantidad menor tamaño. El fluido atrapado puede ser líquido, vapor o un sólido, la composición de las inclusiones incluye agua pura, salmueras de salinidad variable, gases, silicatos entre otros.

El estudio microtermométrico en IF se fundamenta en los cambios de fases que sufre el sistema (cavidad rellena de una solución acuosa-salina, gaseosa, entre otras) durante el proceso de calentamiento y enfriamiento. Sin embargo, para poder interpretar estos análisis se hace necesario realizar un estudio petrográfico detallado de las distintas familias de IF presentes en el mineral de interés, para lo cual es necesario conocer varios criterios que sirvan para describir, diferenciar y clasificar dichas familias.

Roedder (1984), propuso cuatro tipos de mecanismos de captura de los fluidos más comunes que se pueden presentar durante el crecimiento cristalino. El primero sucede cuando las capas sucesivas que forman un cristal, no son talmente planas, dando lugar a

que se fijan sobre ellas gérmenes de tamaño variado, formándose en la superficie vacíos y cavidades donde puede que quede atrapado el fluido que rodea el cristal (Figura 47a). El segundo mecanismo ocurre cuando hay disolución parcial de un mineral precoz, que propicia la formación de cavidades que siguen en continuo crecimiento, dando lugar a la formación de IF grandes o bandas de IF pequeñas (Figura 47b). El tercero de estos mecanismos se presenta cuando un objeto sólido se fija sobre la superficie de un cristal en crecimiento, este puede ser englobado y atrapado como una inclusión de tipo sólida (Figura 47c). El cuarto y último mecanismo se presenta cuando un mineral exhibe crecimiento rápido, dando lugar a la formación de bordes esqueléticos que sirven de cavidades para el aprisionamiento de fluidos (Figura 47d).

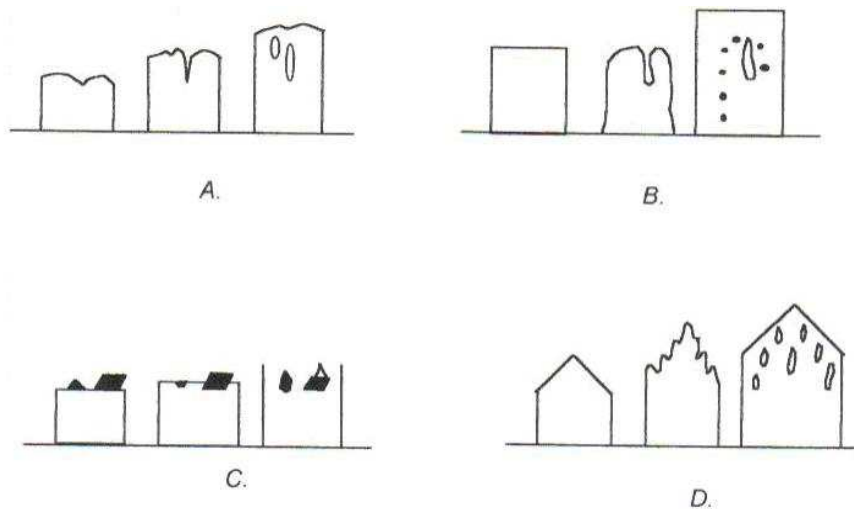


Figura 47. Mecanismos de captura formadores de IF. Tomado de Roedder (1984).

Las IF pueden ser clasificadas según criterios genéticos, morfológicos y de tipos de fases presentes, criterios que al integrarse, sirven para documentar de manera más puntual, las diferentes familias de IF, identificadas durante los estudios petrográficos.

Roedder (1984) y Goldstein (1994) clasifican las IF genéticamente, según el tiempo de formación de la inclusión en el mineral hospedador. Según esta clasificación se pueden distinguir inclusiones primarias, secundarias y pseudo secundarias (Figura 48).

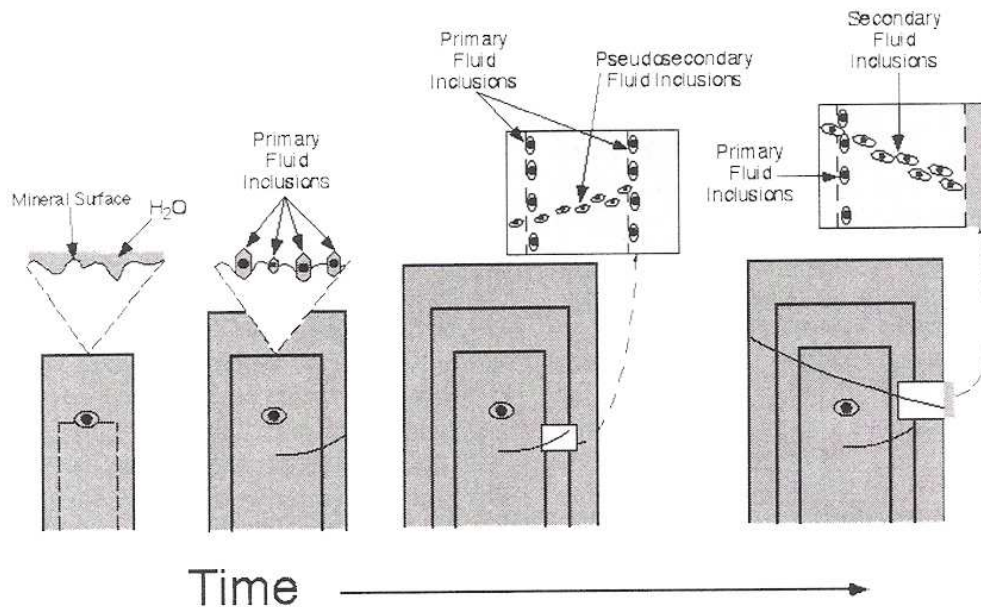


Figura 48. Representación esquemática mostrando la formación de IF primarias, secundarias y pseudosecundarias durante el crecimiento de un cristal. Tomado de Samson *et al.* (2003).

Las IF primarias son aquellas que se formaron durante el crecimiento del cristal y son producto del mismo, por lo que constituyen un testimonio del fluido presente en el momento de la cristalización de un mineral (Figura 49). Generalmente se localizan en el avance de las caras, aristas y vértices del cristal. Existen ciertos criterios que ayudan a identificarlas, entre ellos están la forma y orientación de la IF, inclusiones alargadas en dirección del crecimiento del cristal con bases planas y puntas, inclusiones alineadas o agrupadas en zonas de crecimiento de los cristales, inclusiones grandes con relación al tamaño del cristal, entre otras.

Las IF secundarias son atrapadas después de la cristalización, y dan testimonio de aquellos fluidos que circularon con posterioridad a la formación del mineral, ya que son producto de la cicatrización de fracturas que cortan todas las zonas de crecimiento del cristal. Estas inclusiones, a diferencia de las anteriores, se distinguen por su gran abundancia y por que se encuentran atravesando o rompiendo los bordes de crecimiento cristalino. El estudio de este tipo de IF es igualmente importante, debido a que permite establecer las propiedades fisicoquímicas de los eventos hidrotermales más tardíos (Figura 50).

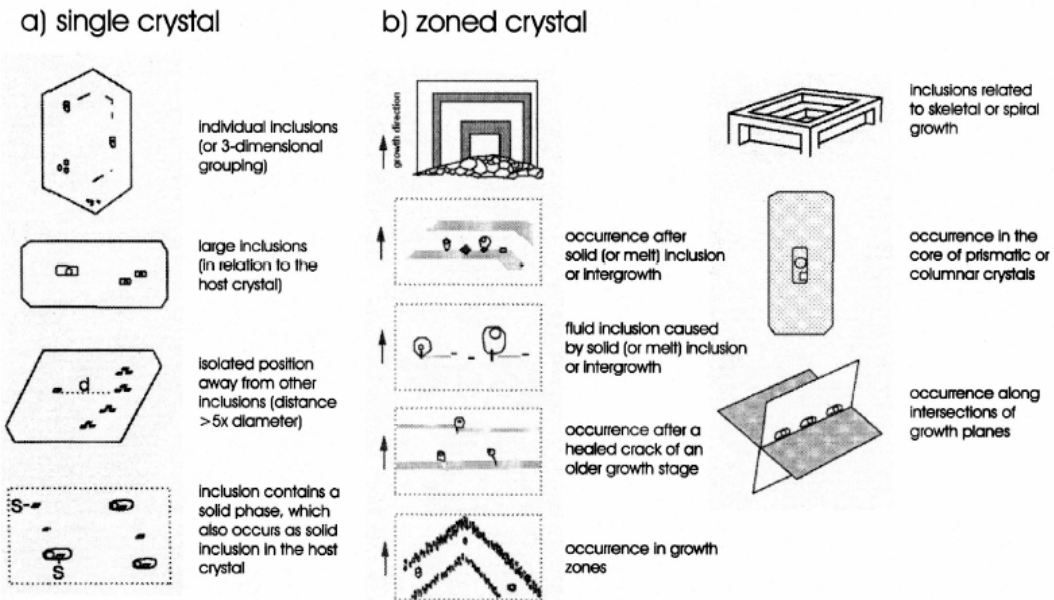


Figura 49. (a) Criterio diagnóstico para clasificar IF como primarias; (b) Diferentes ocurrencias de inclusiones fluidas primarias relacionadas con zonas de crecimiento. Tomado de Van de Kerkhof y Hein (2001).

Las IF pseudo-secundarias, son aquellas que se presentan en fracturas durante la etapa de crecimiento mineral. Por lo cual, tiene un aspecto similar a las IF secundarias, pero difieren en que las pseudo-secundarias son seguidas de un crecimiento adicional del cristal y sus planos no cortan completamente los bordes de crecimiento del cristal.

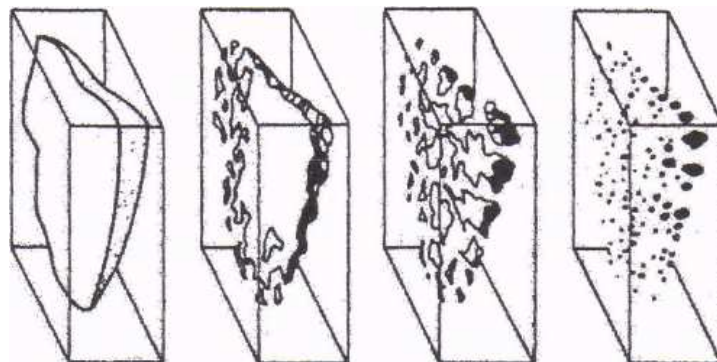


Figura 50. Cicatrización de una fractura generando IF secundarias. Tomado Lunar y Oyarzun (1991).

Según Nash y Theodore (1971), las IF se pueden clasificar según fases observables a temperatura ambiente en: IF Tipo I, II, III, IV y V (Figura 51).

Las IF tipo I, son inclusiones líquidas con una pequeña burbuja de vapor, sin minerales hijos, formadas a partir de fluido subsaturado en sales (<26 % en peso de NaCl eq.) rica en H<sub>2</sub>O (líquido). Estas IF por lo general, homogenizan a líquido durante el calentamiento.

Las IF tipo II, son inclusiones líquidas con una gran burbuja de vapor, sin minerales hijos. Los fluidos asociados a estas inclusiones son ricos en volátiles. Este tipo de IF por lo general homogenizan a vapor.

Las IF tipo III, son inclusiones polifásicas (líquido+vapor+sólidos), contienen uno o más minerales hijos y están relacionadas con fluidos saturados en más de un >26% peso NaCl eq. Estas IF contienen fases sólidas a temperatura ambiente, tales como halita o silvita. Existen dos subtipos: uno *subsaturado*, el cual al ser calentado sufre la desaparición primero de la sal y luego de la burbuja y; otro de tipo *saturado*, el cual al calentarse desaparece primero la burbuja y luego la sal.

Las IF tipo IV, se caracterizan por presentar dos fases líquidas y minerales hijos. Estas IF por lo general son ricas en CO<sub>2</sub>, frecuentemente presentan dos fases líquidas: una rica en H<sub>2</sub>O, otra rica en CO<sub>2</sub> líquido, CO<sub>2</sub> gaseoso y una o más fases sólidas.

Las IF tipo V, son inclusiones de CO<sub>2</sub> líquido y vapor, y sin minerales hijos. Contienen agua líquida, CO<sub>2</sub> líquido y una burbuja pequeña de vapor. Corresponden a un fluido subsaturado en sales y rico en CO<sub>2</sub>.

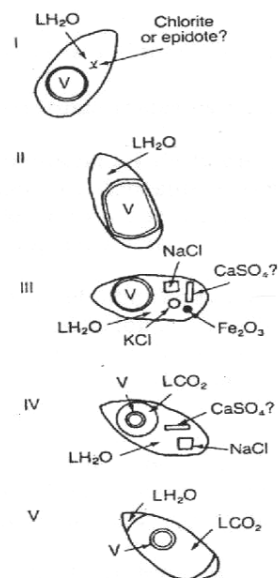


Figura 51. Esquema de los tipos de IF según el número de fases presentes a temperatura ambiente L = Líquido. V = Vapor. Tomado de Nash y Theodore (1971).

La determinación de las temperaturas de los cambios de fases de las inclusiones fluidas durante el enfriamiento y el calentamiento es a lo que se le llama microtermometría. Mediante los estudios microtermométricos, las IF nos revelan datos claves de temperatura, presión, densidad y composición de los fluidos que dieron origen a estas rocas o las atravesaron. La temperatura se obtiene a partir del encogimiento diferencial entre el cristal y la inclusión fluida durante el enfriamiento de la misma desde su temperatura de atrapamiento hasta su temperatura de observación (Figura 52). Esta diferenciación hace que aparezca una burbuja en el fluido a temperatura ambiente, lo único que se debe hacer es calentar la IF hasta que la burbuja desaparezca (temperatura de homogenización  $T_h$ ). Los datos obtenidos pueden revelar información de la presión del ambiente en el momento del atrapamiento. Estos se calculan a partir de datos experimentales con fluidos similares, y aunque algunos solamente provean un rango de presión aun así esta información es muy valiosa. Las presiones varían desde cerca de la atmosférica hasta varios kilobares.

Las densidades son importantes para entender la circulación de los fluidos en la corteza terrestre y las inclusiones fluidas proveen el único dato directo que tenemos de estos fluidos.

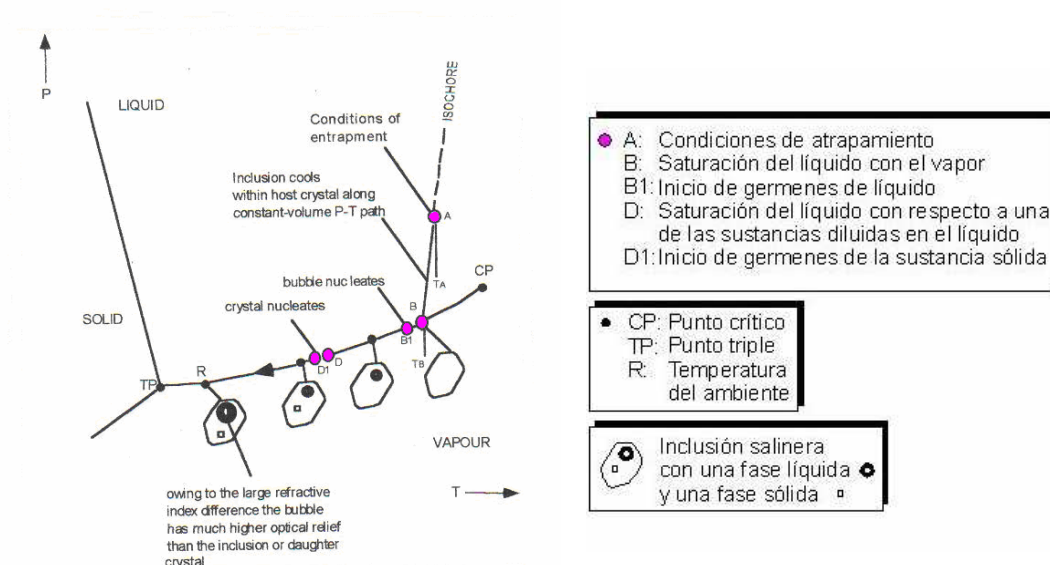


Figura 52... Diagrama de presión en función de la temperatura del desarrollo de una IF después de ser atrapada en un mineral. Tomado y modificado de Gill (1996).

Para hallar la composición hay métodos no destructivos usados para calcular cualitativa y cuantitativamente los componentes de una inclusión fluida a partir de la caracterización de su comportamiento a bajas y altas temperaturas.

La composición mas abundante corresponde a un líquido de baja viscosidad que contiene una burbuja de vapor de volumen usualmente menor al líquido cuando se ve a temperatura ambiente, el líquido normalmente es agua con menos del 10 wt % en solutos, aunque varían entre 50 y 0 wt %. Los solutos consisten en cantidades mayores de Na, K, Ca, Mg, Cl, SO<sub>4</sub>, y otros componentes en menor cantidad. Varios iones individuales pueden ser predominantes aunque los mas abundantes son el Na y Cl. El CO<sub>2</sub> como líquido o gas no es raro y puede ser abundante y el CH<sub>4</sub> esta presente en muchas inclusiones.

Para poder usar un grupo de IF para el estudio de la evolución termal o química de un sistema geológico, se debe tener la certeza que las inclusiones hayan atrapado un fluido representativo del momento en que se formo la inclusión y que no haya sido reequilibrado con posterioridad. Para lo cual, las IF deben cumplir con tres condiciones básicas establecidas por Roedder (1984). La primera condición es que las inclusiones atrapen una

sola fase homogénea; la segunda es que las inclusiones representen un sistema isocórico (volumen constante); y la tercera y última requiere que después del atrapamiento nada haya sido añadido o removido de la inclusión. Estas condiciones deben ser confirmadas constantemente durante la petrografía y las mediciones microtermométricas.

### **5.5.2 Datos Petrográficos de IF**

Los estudios petrográficos realizados sobre secciones pulidas del túnel “La Mina de Chirripay” se fundamentan en criterios tanto genéticos como morfológicos, así como el número de fases presentes en las IF a temperatura ambiente. El resultado de este análisis fue la identificación de varias familias de inclusiones para cada lámina, las cuales se explican detalladamente a continuación (Tabla 7).

- Lámina LME016006. Dominio 1, zona I. A 154 m de la bocamina.

Esta lámina corresponde a una vena de dolomita romboédrica del primer evento hidrotermal.

El resultado del análisis petrográfico de las IF encontradas en esta lámina mostró, dos familias de IF, principalmente. La primera, conformada por IF primarias polifásicas con cristales hijos de halita (tipo III), distribuidas al azar, con burbujas oscuras de relaciones liquido vapor entre 3/1 y 6/1, movimiento nulo y con tamaños que varían entre 7 y 21.6  $\mu\text{m}$  y formas principalmente irregulares (Figura 53); y la segunda familia presenta inclusiones similares a las anteriores pero con inclusiones sólidas (tipo cubos de halita, carbonatos y otros no identificados)

- Lámina LME0160D1. Dominio 1, zona II. A 96 m de la bocamina.

Esta lámina corresponde a un cristal de dolomita encontrado en una bolsa albitítica, ubicada a 96 m de la bocamina. Aquí, la petrografía mostró 2 familias de IF. La primera consiste en una familia de inclusiones fluidas primarias polifásicas (tipo III) con cristales de halita y burbujas de vapor sin movimiento, con relaciones liquido vapor entre 2/1 y 5/1, tamaños entre 10 y 20  $\mu\text{m}$  aproximadamente, bien definidas y de formas que varían entre irregulares y esféricas (Figura 54). La segunda familia corresponde a un grupo de inclusiones polifásicas secundarias, con cristales de halita a manera de estelas cicatrizando fracturas en los cristales y con tamaños de 8  $\mu\text{m}$ , aproximadamente.

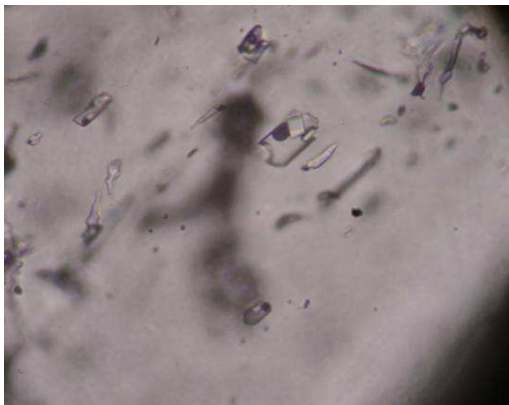


Figura 53. Fotografía de IF polifásicas con cristales hijos de halita y carbonato en dolomita de la muestra LME016006. Tomada a 50 x.

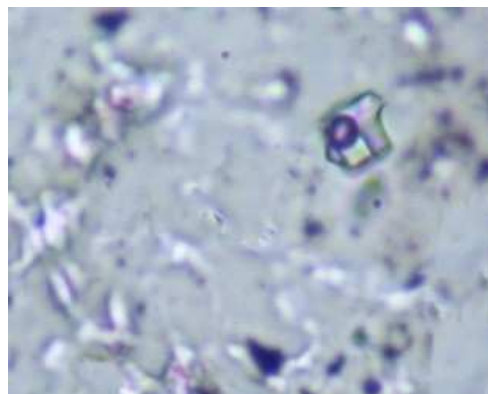


Figura 54. Fotografía de IF polifásicas con cristales hijos de halita en dolomita de la muestra LME016D1. Tomada a 50 x.

- Lámina LME016D2. Dominio 1, zona II. A 96 m de la bocamina.

Esta lámina corresponde a una dolomita en una bolsa albitítica ubicada a 96 m de la bocamina. Los resultados petrográficos indican que existe una familia principal de IF primarias polifásicas con cristales hijos de halita (tipo III) e inclusiones sólidas, distribuidas al azar, con burbujas oscuras que no presentan movimiento, con relaciones líquido-vapor entre 2/1 y 5/1, tamaños que varían entre 15 y 55  $\mu\text{m}$  y formas principalmente rectangulares (Figura 55).

Del análisis petrográfico se concluyó que estas IF no son aptas para el estudio microtermométrico por que no presentaron una sola fase homogénea en el momento de su atrapamiento (presencia de inclusiones sólidas).

- Lámina LME016030. Dominio 2, zona V. A 29 m de la bocamina.

Esta lámina corresponde a una bolsa albitítica ubicada a 29 m de la bocamina. La petrografía arroja resultados similares a los de la muestra LME016006, mostrando dos familias principales de IF: La primera, inclusiones primarias polifásicas con cristales hijos de halita (tipo III) a manera de nubes (menores a 2,4  $\mu\text{m}$ ) y distribuidas al azar, con burbujas oscuras sin movimiento y con relaciones líquido vapor entre 3/1 y 7/1, con tamaños que varían entre 7 y 21.6  $\mu\text{m}$  y formas principalmente rectangulares (Figura 56), y la segunda similares a las anteriores pero con inclusiones sólidas además de los cubos

de halita. Estas inclusiones sólidas pueden ser carbonatos o algún tipo de salmueras, tal como lo reporta Giuliani *et al.* (1995).

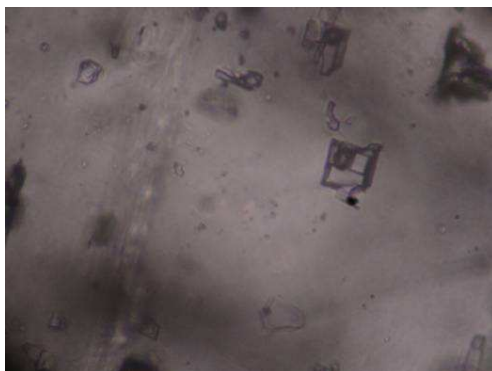


Figura 55... Fotografía de Inclusiones polifásicas con cristales hijos de halita e inclusiones sólidas en dolomita de la muestra LME016D2. Tomada a 40 x.

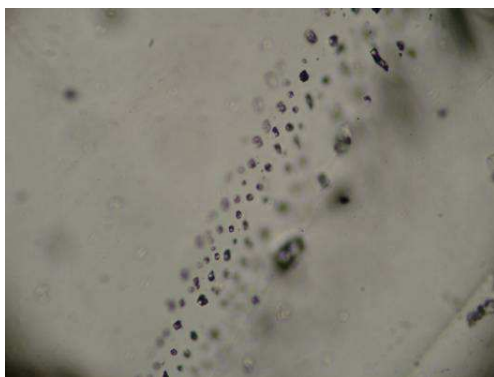


Figura 56. Fotografías de Inclusiones polifásicas con cristales hijos de halita. En la microfotografía de la derecha se observa una IF con un cubo de halita acompañado de otro sólido, posiblemente carbonato o una sal. Muestra LME016030. Tomada a 40 x.

- Lámina LME016A. Dominio 2, zona V. A 9 m de la bocamina.

Esta lámina corresponde a una muestra de apatito tomada de una bolsa albitítica de la muestra LME016032, a 9 m de la entrada de la mina.

La petrografía mostró 2 familias de IF. La primera consiste en un par de familias de inclusiones fluidas primarias polifásicas (tipo II y III) con cristales de halita y con burbujas de vapor sin movimiento, con relaciones liquido vapor entre 5/1 y 10/1, de gran tamaño tamaños 60  $\mu\text{m}$  aproximadamente, bien definidas y formas variadas (Figura 57). La

segunda familia corresponde a un grupo de IF polifásicas con cristales de halita secundarias a manera de estelas cicatrizando fracturas en los cristales con tamaños menores a  $9.6\ \mu\text{m}$ .

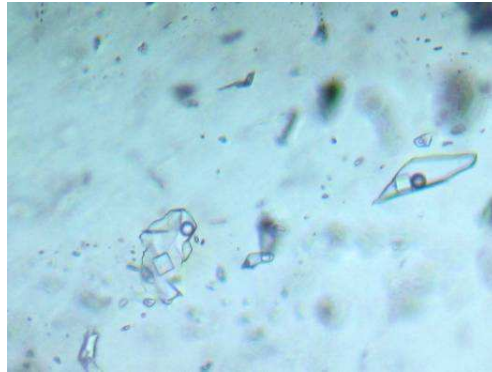


Figura 57. Fotografías de IF polifásicas con cristales hijos de halita de la muestra LME016A. Tomada a 50 x.

### 5.5.3 Estudio Microtermométrico de IF

El análisis microtermométrico se realizó solo a 3 de las 5 láminas antes mencionadas pues una de ellas no cumplían los requisitos para ser analizada en la microtermometría y la otra decrepitó al inicio de la prueba.

Este estudio consistió en la toma los datos de temperatura de los cambios de fases de las inclusiones fluidas, durante su enfriamiento y posterior calentamiento. Las temperaturas tomadas se denominan:

**Tabla 7.** Petrografía de Inclusiones Fluidas

MUESTRA	DOMINIO (D); ZONA (z)	TIPO DE VENA O BOLSON	MINERAL	FORMA	FASES	TIPO GENETICO	TAMAÑO µm	RELACION L/V	MOV. BURBUJA
LME016006	D 1; z 1	Dolomita	Dolomita	Irregular	Trifásica (L+V+S)	Primaria	7 – 21.6	3/1 - 6/1	Nulo
LME016D1	D 1; z 2	Albita	Dolomita	Irregular	Trifásica (L+V+S)	Secundaria	8	3/1	Nulo
				Irregular - Esférica	Trifásica (L+V+S)	Primaria	10 - 20	2/1 - 5/1	Nulo
LME016D2	D 1; z 2	Albita	Dolomita	Irregular	Trifásica (L+V+S)	Primaria	15 - 55	2/1 - 5/1	Nulo
LME016030	D 2; z 5	Albita	Dolomita	Irregular	Trifásica (L+V+S)	Primaria	7 – 21.6	3/1 - 7/1	Nulo
LME016A	D 2; z 5	Albita	Apatito	Irregular - Elíptica	Trifásica (L+V+S)	Primaria	60 aprox.	3/1 – 10/1	Nulo
				Irregular	Trifásica (L+V+S)	Secundaria	<9.6	3/1 - 5/1	

Tpf<sub>v</sub>= primera fusión detectable del vapor  
Tpf<sub>L</sub> = primera fusión detectable del líquido  
Tffhh = temperatura de la fusión final de la hidrohalita  
Tffi = temperatura de fusión final del hielo  
Tfc = temperatura de fusión del clatrato  
Tfh = temperatura de fusión de la halita  
Th = temperatura de homogenización total del fluido

Estas temperaturas permitieron identificar en algunos casos un sistema composicional preliminar pero dominante para cada una de las muestras, además de su densidad y temperatura de atrapamiento (Th).

El análisis microtermométrico presentó diversas dificultades las cuales limitaron la cantidad de datos obtenidos, la mayor parte de ellas debido a la alta densidad de las IF (IF polifásicas con cristales de halita), que da como resultado la decrepitación de las inclusiones antes de su homogenización o de la fusión de la halita. Teniendo presente esta dificultad a continuación se presentan los resultados de las mediciones obtenidos en las inclusiones fluidas (Tabla 8).

- Lámina LME016006. Dominio 1, zona I. A 154 m de la bocamina.

Las mediciones microtermométricas de las inclusiones primarias polifásicas mostraron una primera fusión detectable de la fase del vapor a los  $-56.6^{\circ}\text{C}$  lo que evidencia la presencia de  $\text{CO}_2$ , pese a esto no se lograron detectar las fusiones de los clatratos, la primera fusión detectable de la salmuera ocurre entre los  $-71.3$  y  $-57.5^{\circ}\text{C}$ , lo que evidencia de la presencia de grandes cantidades de  $\text{CaCl}_2$ . Debido a las altas densidades muchas de estas inclusiones decrepitaron antes de obtener fusión de la halita u homogenización de la inclusión. Sin embargo, se obtuvieron algunos datos como fueron temperaturas de fusión de la halita entre  $347$  y  $359^{\circ}\text{C}$  que equivalen a salinidades entre  $39.8$  y  $41.1\%$  w NaCl y temperatura de homogenización a los  $400^{\circ}\text{C}$ .

**Tabla 8.** Microtermometría de inclusiones fluidas.

MUESTRA	MINERAL	TIPO GENETICO	T <sub>pfv</sub> (°C)	T <sub>pfL</sub> (°C)	T <sub>ffhh</sub> (°C)	T <sub>ffi</sub> (°C)	T <sub>fh</sub> (°C)	T <sub>h→L</sub> (°C)
LME016A	Apatito	primarias	- 87 a -83	-58 a -49	-	T <sub>fc</sub> = 6.5	-	-
LME016006	Dolomita	primarias	-56.6	-71.3 a -57.5	-	-	347 a 359	400
LME016030	Dolomita	primarias	-56.6	-70 a -57	-	-	340 a 350	360 a 401

- Lámina LME016030. Dominio 2, zona V. A 29 m de la bocamina.

Las mediciones microtermométricas de las inclusiones primarias polifásicas de las muestras de esta lamina presenta unos comportamientos similares a las de la lamina LME016006 a nivel de composición. En este caso tampoco se detecto presencia de clatrates y las temperaturas de fusión de la halita para esta muestra oscilaron entre los 340 y 350 °C equivalentes a salinidades entre 39.1 y 40.1 de %w NaCl. Las temperaturas de homogenización registradas en estas mediciones varían entre los 360 y los 401 °C.

- Lámina LME016A. Dominio 2, zona V. A 9 m de la bocamina.

Las mediciones de las inclusiones polifásicas primarias de este apatito mostraron una primeras fusiones detectables de la fase de vapor entre los -87 y -83 °C, la primera fusión detectable en la salmueras varia entre los -58 y -49 °C. En las IF de esta muestra se detectaron además clatrates evidenciando la presencia de CO<sub>2</sub>, que se disolvieron a temperaturas cercanas a los 6.5 °C. No se pudieron obtener temperaturas de fusión de el cubo de halita u homogenización pues estas inclusiones presentaron fuga en su fase de vapor antes de que homogenizara (Figura 58).

De los análisis microtermométricos se pudo determinar la existencia de un sistema composicional, donde no se descarta la presencia de otros volátiles en las fases de vapor, y de otros iones en las salmueras los cuales podrían ser identificados mediante análisis de Raman posteriormente.

Las inclusiones de las muestras provenientes de la “Mina de Chirripay” presentan un sistema químico en la microtermometría compuesto por:  $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2 + \text{CO}_2$

Los datos fisicoquímicos obtenidos para estas muestras revelan que los fluidos acuoso-salinos que rellenaron las venas, comprenden eventos que alcanzaron temperaturas de atrapamiento, entorno a  $400^\circ\text{C}$  hasta alcanzar temperaturas de  $360^\circ\text{C}$ .

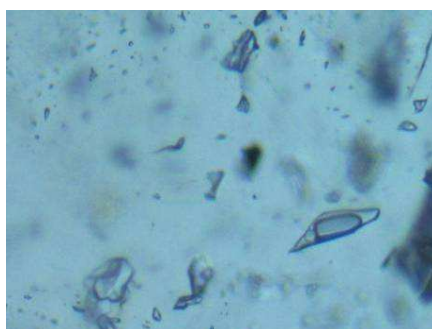


Figura 58. Fotografía de Inclusiones polifásicas con cristales hijos de halita decrepitadas a los  $177^\circ\text{C}$  en apatito en la lamina LME016A. Tomada a 50 x.

## 5.6 MICROESPECTROMETRÍA RAMAN

Existe un método que permite determinar en IF, los componentes volátiles, constituyentes de las inclusiones presentes en los materiales de relleno de venas, y se conoce como microespectrometría raman.

Con el propósito de facilitar la comprensión de esta técnica en el estudio de las IF, se presentan a continuación unas consideraciones sobre la misma.

### 5.6.1 Consideraciones Previas.

El análisis mediante espectrometría Raman se basa en el examen de la luz dispersada por un material al incidir sobre él, un haz de luz monocromático. Una pequeña porción de luz se dispersa inelásticamente experimentando ligeros cambios de frecuencia que son

característicos del material analizado e independientes de la frecuencia de la luz incidente.

El efecto Raman fue descrito por Raman y Krishnan, en 1928, en una publicación de la revista "Nature", como un fenómeno inelástico de dispersión de la luz, que permite el estudio de rotaciones y vibraciones moleculares, debido a la de la luz con las moléculas de diferentes fluidos.

El análisis mediante espectrometría Raman se basa en hacer incidir un haz de luz monocromática de frecuencia  $\nu_0$  sobre una muestra cuyas características moleculares se desean determinar, y examinar la luz dispersada por dicha muestra. La mayor parte de la luz dispersada presenta la misma frecuencia que la luz incidente y solo una pequeña fracción presenta un cambio frecuencial, resultado de la interacción de la luz con la materia. La luz que mantiene la misma frecuencia  $\nu_0$  que la luz incidente se conoce como dispersión de Rayleigh y no aporta ninguna información sobre la composición de la muestra analizada; mientras que la luz que presenta frecuencias diferentes a la de la radiación incidente, es la que proporciona información sobre la composición molecular de la muestra, y se conoce como dispersión Raman.

El espectro Raman se observa mediante un espectroscopio, dejando pasar un haz de luz monocromática a través de un líquido, un gas o un sólido, produciendo así que, además de las líneas espectrales del rayo incidente, aparezcan otras líneas espectrales de mayor o menor frecuencia (Delhaye y Dhamelinourt, 1975), originadas por la pérdida o ganancia de energía de los fotones incidentes durante los choques inelásticos con las moléculas de las sustancias sobre las que incide la luz (Figura 59), produciendo fenómenos de absorción, reflexión, transmisión ó difusión en todas las direcciones del espacio de los fotones de la radiación de excitación (luz monocromática).

Las variaciones de frecuencia en la dispersión Raman, son equivalentes a variaciones de energía. Los iones y átomos que se enlazan químicamente están sometidos a constantes movimientos vibracionales y rotacionales; estas oscilaciones se realizan a frecuencias determinadas, en función de la masa de las partículas que intervienen y del comportamiento dinámico de los enlaces existentes. A cada movimiento vibracional y

rotacional de la molécula le corresponde un valor específico de la energía molecular (Figura 60).

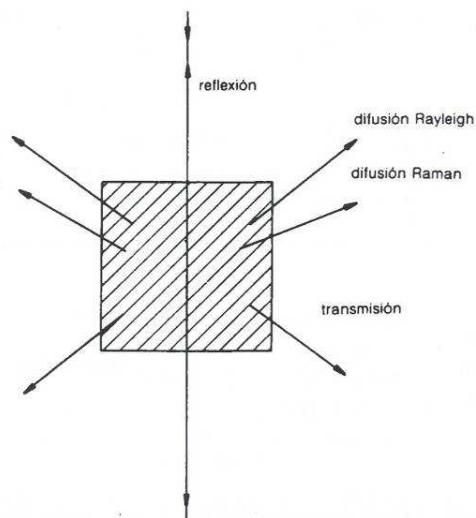


Figura 59. Esquema ilustrativo de los procesos de transmisión, reflexión y difusión de la luz por un medio material. Tomado de Mangas y Sierra (en Lunar y Oyarsun, 1991).

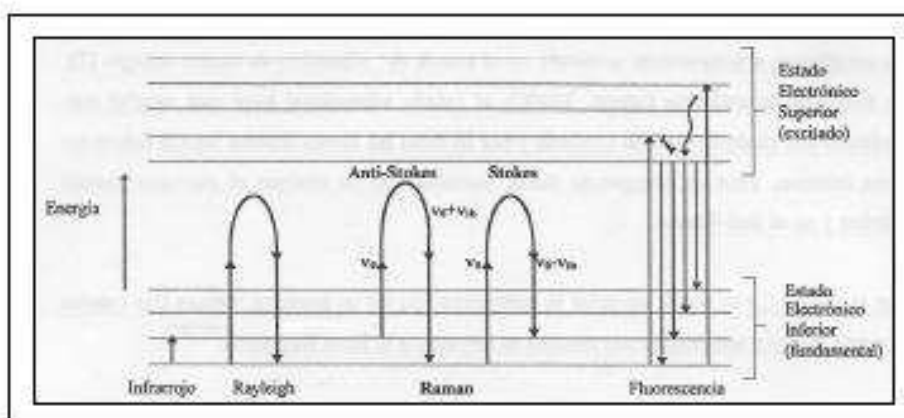


Figura 60. Diagrama energético en el que las líneas horizontales representan distintos estados vibracionales y en el que se muestran las transiciones entre estados energéticos para diferentes interacciones luz-materia.

Tomado de [http://www.tdx.cbuc.es/TESIS\\_UPC/AVAILABLE/TDX-0207105-105056](http://www.tdx.cbuc.es/TESIS_UPC/AVAILABLE/TDX-0207105-105056)

Cuando los fotones del haz de luz incidente, con energía  $h\nu_0$  ( $h$  es la constante de Plank) mucho mayor a la diferencia de energía entre dos niveles vibracionales (o rotacionales) de la molécula, chocan con ella, la mayor parte la atraviesan pero una pequeña porción es dispersada (del orden de 1 fotón dispersado por cada  $10^8$  incidentes); pudiendo presentarse dos casos:

- Si como resultado de la interacción fotón-molécula se obtiene un fotón dispersado a la misma frecuencia que el fotón incidente, el choque es de tipo elástico, debido a que ni el fotón ni la molécula varían energéticamente; la molécula vuelve al mismo nivel de energía previo al choque y el fotón dispersado tiene la misma frecuencia  $\nu_0$  que el incidente, produciendo una dispersión Rayleigh;
- Si el resultado de la interacción fotón-molécula es un fotón dispersado con una frecuencia diferente de la del fotón incidente, el choque es inelástico, ya que existe transferencia de energía entre la molécula y el fotón. En este caso se pueden producir dos fenómenos: El primero tiene lugar si el fotón dispersado presenta una frecuencia menor a la del incidente, produciendo una transferencia de energía del fotón a la molécula que, después de saltar al estado de energía no permitido, vuelve a uno permitido mayor al inicial; el fotón es dispersado con frecuencia  $\nu_0 - \nu_r$  y se produce dispersión de Raman stokes. El segundo caso se presenta si el fotón dispersado tiene una frecuencia mayor a la del incidente, produciendo una transferencia de energía de la molécula al fotón; esto significa que la molécula, que antes del choque no se encontraba en su estado vibracional fundamental sino en una de mayor energía, después del choque pasa a este estado; el fotón es dispersado con frecuencia  $\nu_0 + \nu_r$  y se produce la dispersión Raman anti-stokes.

Dado que las líneas de dispersión "stokes" son más intensas, son las que se emplean en los estudios de caracterización composicional de las especies químicas presentes en una muestra geológica determinada; una inclusión fluida en este caso.

Los desvíos "Raman" ( $\Delta \bar{\nu}$  en  $\text{cm}^{-1}$ ) de las especies más comunes en las inclusiones fluidas, han sido estudiados en diferentes trabajos, tal como se resume en la Tabla 9.

El montaje que permite hacer un estudio de identificación de especies químicas, mediante efecto Raman, debe contener esencialmente: una fuente de luz (láser principalmente), un soporte para las muestras microscópicas o macroscópicas, filtros ópticos, detectores (mono o multicanal), un ordenador para registrar los espectros y una impresora para imprimirlos (Burke, 1994) (Figura 61).

**Tabla 9.** Valores  $\Delta \bar{\nu}$  en  $\text{cm}^{-1}$ , de las especies más comunes en las inclusiones fluidas.

Especie	$\Delta \bar{\nu}$	Referencia.
H <sub>2</sub> O vapor	3657	Chou <i>et al.</i> , 1990 y Dubessy <i>et al.</i> , 1992
H <sub>2</sub> O líquido	3219	Chou <i>et al.</i> , 1990 y Dubessy <i>et al.</i> , 1992
CH <sub>4</sub>	2917	Kerkhof Van den, 1987 y Larsen <i>et al.</i> , 1992
H <sub>2</sub> S	2611	Bény <i>et al.</i> , 1982 y Kerkhof Van den, 1991
H <sub>2</sub> S en agua	2590	Bény <i>et al.</i> , 1982 y Dubessy <i>et al.</i> , 1992
H <sub>2</sub> S líquido	2580	Bény <i>et al.</i> , 1982 y Dubessy <i>et al.</i> , 1992
N <sub>2</sub>	2331	Andersen <i>et al.</i> , 1989,1993 y Darimont <i>et al.</i> , 1988
<sup>12</sup> CO <sub>2</sub> v <sub>1</sub>	1285	Garrabos <i>et al.</i> , 1980 y Kerkhof Van den y Olsen, 1990
2v <sub>2</sub>	1388	
<sup>13</sup> CO <sub>2</sub> 2v <sub>2</sub>	1370	Rosasco <i>et al.</i> , 1975 y Dhamelincourt <i>et al.</i> , 1979
SO <sub>2</sub>	1151	Clocchiatti <i>et al.</i> , 1983
S <sub>8</sub>	150-219-472	Bény <i>et al.</i> , 1982

Minerales hijos sólidos en IF se han podido ser identificados empleando el análisis Raman, así como especies de sales hidratadas y gases hidratados (Clatrates), cuando la muestra es congelada para el análisis. Pero la aplicación más usual es la identificación y cuantificación de gases poliatómicos como CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>, así como especies polinucleares, como SO<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub>, CO<sub>3</sub> y PO<sub>4</sub>, disueltas en la fase acuosa (Goldstein y Reynolds, 1994), ya que solo estas especies presentan fuertes picos. Los mayores iones en solución en IF como el K, Na, Mg, Ca y Cl, elevan los efectos espectrales relativamente débiles o infunden cambios indirectos no específicos en el espectro del agua o de otro ión polinuclear (Roedder, 1984).

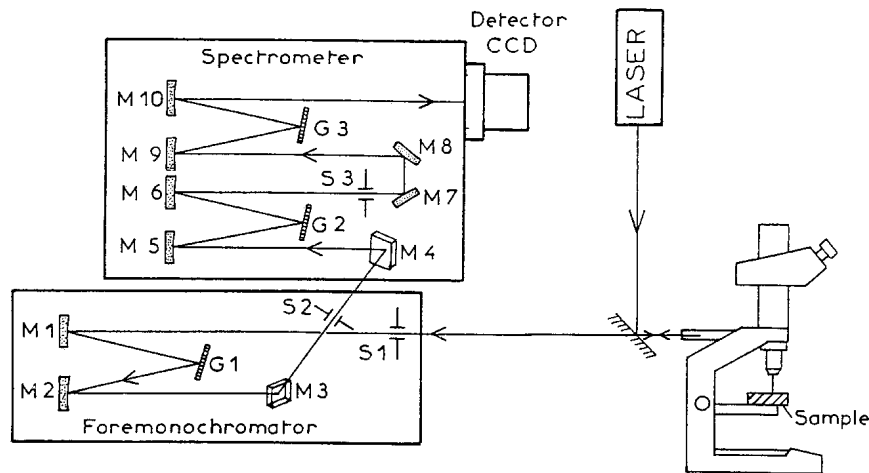


Figura 61. Esquema ilustrativo de un equipo microsonda Raman. Tomado de Moroz *et al.* (2000).

Existen algunas limitaciones de la espectroscopía Raman aplicada a la caracterización composicional de muestras: La primera es la fluorescencia que enmascara los picos obtenidos, haciendo imposible el estudio de posibles componentes hidrocarburos; la segunda es la superposición de picos tanto del mineral como de una sustancia determinada en las inclusiones fluidas; y la tercera es la imposibilidad de observar picos a partir de componentes monoatómicos; y la cuarta es la dificultad de la calibración para análisis cuantitativos, entre otras.

### 5.6.2 Análisis Raman.

A partir de los datos de IF determinados por microtermometría no fue posible identificar con precisión los componentes volátiles, debido a la dificultad en la determinación de los cambios de fases relacionadas con la fase volátil; por lo cual se optó por aplicar microespectrometría Raman para caracterizar con más precisión la naturaleza composicional de las especies volátiles presentes en las IF de las venas hidrotermales presentes en el túnel "La Mina de Chirripay". Para esto, se empleó la lámina LME016006, con el fin de confirmar y/o identificar, las especies volátiles presentes en las IF primarias de las dolomitas.

Los resultados aquí presentados son de carácter cualitativo y no cuantitativo, ya que el Laboratorio de Espectroscopia Raman en el que se corrió la muestra, no cuenta con patrones de calibración para estudios concretos de inclusiones fluidas, así como tampoco posee una platina enfriadora para la determinación de cationes en disolución, a partir del estudio de sus clatratos (por lo que no se optó por analizar la muestra LME016A que arrojó datos de clatratos en microtermometría).

La identificación de las especies presentes, se realizó una vez determinado el valor  $\bar{\nu}$ , y correlacionado con aquellos valores expuestos en la Tabla 9, previo tratamiento de los espectros obtenidos, mediante el uso del programa Spectra.Calc.

En las IF primarias polifásicas (Tipo L+L+S) de dolomitas en venas hidrotermales, solo se identificó la presencia de CO<sub>2</sub>. Sin embargo, su pico característico parece enmascararse ligeramente con el fondo del espectro (Figura 62).

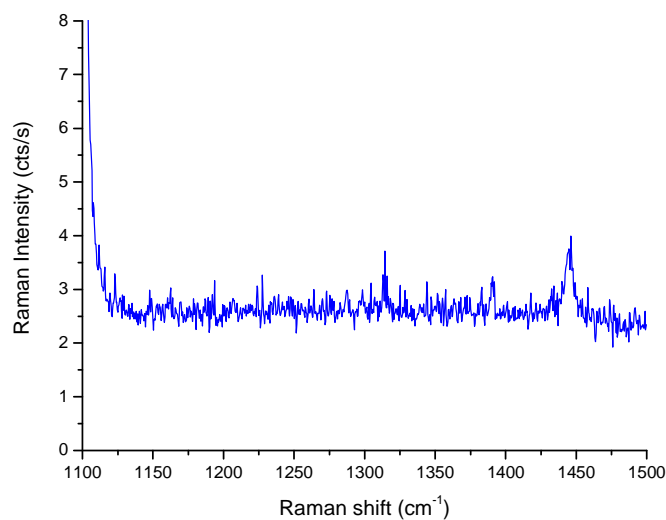


Figura 62. Espectro Raman del CO<sub>2</sub> (pico 1285 y 1388), identificado en las inclusiones fluidas primarias de la dolomita de origen hidrotermal en la muestra LME016006. Su identificación en el espectro no resulta ser muy marcada, ya que el primer pico casi no se observa.

Se reconoció la presencia de componentes orgánicos (Figura 63) a manera de inclusiones en los materiales de relleno de venas de la muestra analizada. Sin embargo, no se pudo establecer el tipo concreto de material, aunque al parecer se relaciona con alguna variedad de material bituminoso.

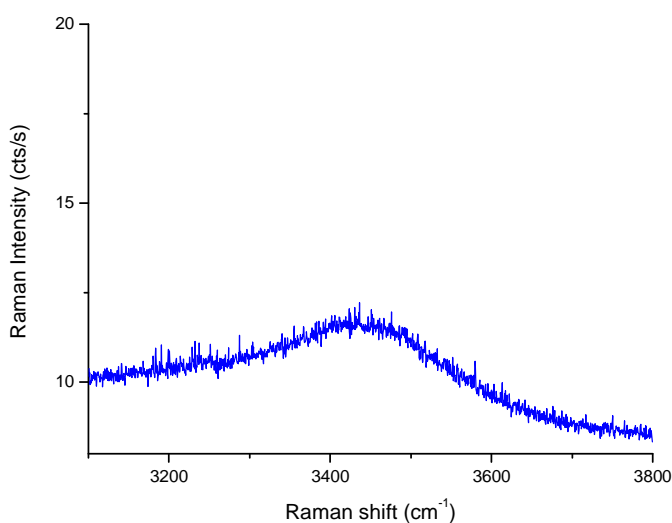


Figura 63. Espectro Raman de un componente orgánico, no identificado, pero posiblemente relacionado con una variedad de material bituminoso. Este material se presenta en las calcitas de venas hidrotermales del sector de la Mina 'Chirripay' (Rocas de edad Hauteriviano-Barremiano – K1).

En el análisis Raman aplicado a las IF de dolomitas de vena hidrotermal de la lámina LME016006, no se obtuvo espectro Raman del N<sub>2</sub>.

### 5.6.3 Análisis de Resultados.

El microraman es usualmente empleado en la identificación de gases poliatómicos como el CO<sub>2</sub> y el N<sub>2</sub>, ya que a que estas especies exhiben fuertes picos en el espectro (Roedder, 1984). Debido a lo cual, a partir de los datos obtenidos es posible hacer algunas consideraciones sobre el significado de la presencia o ausencia de volátiles tipo CO<sub>2</sub> y N<sub>2</sub> en las IF, teniendo en cuenta el contexto geológico en el que han debido tener lugar los procesos hidrotermales objeto de estudio.

El nitrógeno en IF ha sido ligado a ambientes metamórficos y geotermales. La materia orgánica, o los productos de su maduración termal, están presentes en todos los ambientes señalados. Según Dubessy *et al.* (1989), los estudios químicos han mostrado que el  $N_2$  llega a ser dominante en fluidos tan pronto como la  $fO_2$  sea mayor que los valores fijados para el tapón Q-F-M (cuarzo-fayalita-magnetita) y/o  $\Sigma (N_2+NH_3)$  excede  $10^{-4}$  (en fracciones molares). En este sentido, la presencia de nitrógeno, parece ser la huella digital de la existencia de materia orgánica en los ambientes geotermales y metamórficos (Dubessy *et al.*, 1989). Con ello, la presencia de  $N_2$  y otros componentes orgánicos (posiblemente de tipo pirobituminoso) debe estar relacionada a las IF de una vena esmeraldífera (Mantilla *et al.*, 2006).

Los datos obtenidos de microespectrometría Raman nos indican presencia de materia orgánica posiblemente bituminosa, lo cual sería un buen indicador de mineralizaciones esmeraldíferas si estuviera acompañado por la presencia de  $N_2$ .

Debido a lo anteriormente expuesto, se puede conjeturar preliminarmente que el túnel “La Mina de Chirripay” no presenta condiciones geoquímicas favorables para la formación de esmeraldas, ya que no tiene un sistema composicional que contenga nitrógeno volátil, esto corroborado tanto por microtermometría como por microespectrometría. Sin embargo, se recomienda realizar más pruebas para que los resultados sean concluyentes.

## **5.7. GEOQUIMICA ISOTOPICA**

El estudio de isótopos estables se realizó con el fin de identificar la fuente del O, C y S presente en los fluidos hidrotermales que percolaron las rocas sedimentarias cortadas por el túnel “La Mina de Chirripay”.

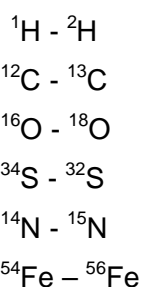
Para estos análisis se utilizaron muestras de calcitas, dolomitas y piritas, presentes en venas y rocas del primer Dominio.

### 5.7.1 Consideraciones Previas

Aunque la mayoría de las veces el término 'isótopo' se asocia a los nucleidos reactivos, en los últimos años se está incrementando notablemente el empleo de los isótopos 'no radioactivos' o 'estables'.

Dada su capacidad para aportar información acerca del origen de los fluidos mineralizadores, su temperatura y las condiciones físico-químicas de la mineralización, el estudio de isótopos estables se revela como una parte importante en la caracterización de un yacimiento. Los isótopos estables más utilizados son los de los elementos ligeros (Tabla 10), que además, son los más abundantes en la naturaleza (H, C, O y S) e intervienen en la mayoría de los procesos naturales. La razón se debe al hecho de que estos elementos, pese a su pequeña masa, poseen dos o más isótopos estables cada uno. Sin embargo, aun cuando su masa es pequeña, las diferencias entre masa de isótopo a isótopo son considerables. Además, tiene pesos atómicos inferiores a 16, la abundancia del isótopo más común (el ligero) es mayor que la del isótopo más escaso (el pesado) y los isótopos más frecuentes se presentan naturalmente en varios estados de oxidación.

Las relaciones isotópicas que se pueden encontrar son características del material, de su génesis y de su historia evolutiva. Estas relaciones son en muchas ocasiones suficientes para diferenciar compuestos que son químicamente idénticos, y las más utilizadas son:



**Tabla 10.** Características isotópicas fundamentales de los elementos ligeros. No se incluyen los isótopos radiactivos cuyas abundancias relativas, además, son muy pequeñas. (Tomado y modificado de Redondo, 2001).

Símbolo	Número Atómico	Número Másico	Abundancia (%)	Peso Atómico (uma)
H	1	1	99.985	1.007825
D	1	2	0.015	2.01410
<sup>12</sup> C	6	12	98.93	12.00000000
<sup>13</sup> C	6	13	1.07	13.00335
<sup>14</sup> N	7	14	99.634	14.00307
<sup>15</sup> N	7	15	0.366	15.00011
<sup>16</sup> O	8	16	99.759	15.99491
<sup>17</sup> O	8	17	0.037	16.99914
<sup>18</sup> O	8	18	0.204	17.99916
<sup>32</sup> S	16	32	94.93	31.97207
<sup>33</sup> S	16	33	0.76	32.97146
<sup>34</sup> S	16	34	4.29	33.96786
<sup>36</sup> S	16	36	0.014	35.96709

**5.7.1.1 Notación.** La relación de los isótopos estables se representa como un valor  $\delta$ , el cual se calcula de la siguiente manera:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[ \frac{\left( \frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} \right)_{\text{muestra}} - \left( \frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} \right)_{\text{PDB}}}{\left( \frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} \right)_{\text{PDB}}} \right] \times 10^3 \quad \delta^{18}\text{O} = \left[ \frac{\left( \frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \right)_{\text{muestra}} - \left( \frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \right)_{\text{PDB}}}{\left( \frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \right)_{\text{PDB}}} \right] \times 10^3$$

$$\delta^{34}\text{S} = \left[ \frac{\left( \frac{{}^{34}\text{S}}{{}^{32}\text{S}} \right)_{\text{muestra}} - \left( \frac{{}^{34}\text{S}}{{}^{32}\text{S}} \right)_{\text{CDT}}}{\left( \frac{{}^{34}\text{S}}{{}^{32}\text{S}} \right)_{\text{CDT}}} \right] \times 10^3$$

De modo tal que si se obtienen valores de  $\delta$  positivos hay enriquecimiento de la muestra con relación al estándar en  $\delta$  partes por cada 1000. De igual forma, un valor negativo significa que la muestra está empobrecida. Similarmente se obtiene para las otras especies isotópicas analizadas.

**5.7.1.2 Composición Isotópica.** El agua es el componente principal de los fluidos mineralizadores, y sus características isotópicas pueden ser determinadas bien de forma indirecta, mediante la determinación de (OH) en minerales hidratados que se formaron en equilibrio con el agua, o bien de forma directa, mediante análisis de inclusiones fluidas.

La composición isotópica de un mineral que se forma en equilibrio isotópico con el medio acuoso, es una función tanto de la temperatura de formación como de la composición isotópica del agua, influyendo también la salinidad. La presión tiene un efecto despreciable sobre la fraccionación de los isótopos de oxígeno entre las fases (Clayton *et al.*, 1975).

Si se analizan aguas naturales (incluidos sistemas o paleosistemas hidrotermales), la composición de éstas puede dar a conocer la procedencia de los fluidos mineralizadores y las características hidrológicas de los yacimientos. Las aguas meteóricas muestran una gran variabilidad longitudinal y latitudinal, ya que los valores son más negativos cuanto mayor sea la latitud, la altura y la distancia al océano; respecto a la latitud, los valores próximos a cero corresponden a aguas tropicales, mientras que las de aguas continentales de mayor latitud tienen valores de  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $-20$  y  $-25$ ; mientras que las oceánicas actualmente presentan una  $\delta^{18}\text{O} = 0\%$ . Las aguas geotermales, son enriquecidas en  $\delta^{18}\text{O}$ , debido al intercambio isotópico con las rocas continentales. Las aguas de formación en las cuencas sedimentarias, presentan en ocasiones valores que representan estados intermedios entre las aguas meteóricas y aguas de mar; y las aguas metamórficas en términos generales presentan valores promedios entre  $+3$  y  $+25$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y; las aguas magmáticas definen valores entre  $+5.5$  y  $+9$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ).

Las composiciones isotópicas se reportan en razón de la diferencia de las relaciones isotópicas en el material analizado respecto a un estándar de calibración específico (Tabla 11).

**5.7.1.3 Fraccionamiento Isotópico.** Se puede definir como la distribución desigual de las especies isotópicas de un elemento, en dos o más fases, durante procesos de carácter físico, químico o biológico (Faure, 1986). Este fenómeno es explicable, teniendo en cuenta que entre las especies isotópicas más ligeras, los enlaces son más débiles que los que incluyen especies isotópicas más pesadas, por lo que las primeras especies

isotópicas entran en reacción más rápidamente que las segundas, produciendo así el fenómeno de fraccionamiento isotópico.

**Tabla 11.** Estándares de referencia utilizados en el estudio de los isótopos estables.

ESTANDAR	DESCRIPCION
SMOW – (Standard Mean Ocean Water)	Se refiere al patrón de la composición isotópica promedio del agua oceánica destilada colectada en diferentes puntos alrededor del planeta.
PDB – (PeeDee Belemnite)	Hace referencia a la composición isotópica obtenida del CO <sub>2</sub> generado por la reacción de belemnites ( <i>Belemnitella americana</i> ) de la <i>Formación Peedee</i> (Cretácico de Carolina del Sur, Norteamérica) con ácido ortofosfórico al 100%.
CDT – ( <i>Canyon Diablo Troilite</i> )	Hace relación a la composición isotópica del azufre generado por la fase de la troilita (FeS) que se obtiene a partir de un meteorito de hierro recogido de Meteor Crater, Arizona.

La fraccionación isotópica depende de las propiedades termodinámicas de las moléculas, por lo que tiene lugar en la naturaleza de tres maneras:

- Reacciones de intercambio isotópico
- Procesos cinéticos
- Procesos físico-químicos (Cristalización, difusión, fusión, evaporación y condensación)

El fraccionamiento isotópico es usualmente empleado como geotermómetro tanto entre pares minerales como en dos fases en equilibrio, para lo cual se deben cumplir ciertas condiciones:

- El equilibrio entre las fases se ha establecido a una T geológicamente significativa, y se ha mantenido desde entonces.
- No ha habido procesos tardíos (alteración hidrotermal o meteórica; procesos de difusión, etc.) que hayan modificado dicho equilibrio.
- El factor de fraccionamiento isotópico ha sido determinado experimentalmente.

Si bien en teoría el fraccionamiento de cualquiera de los sistemas isotópicos está controlado por la T, en términos prácticos los isótopos de O (en rocas ígneas y metamórficas de alto grado) y S (en yacimientos minerales) son los más utilizados, puesto que un buen número de minerales alcanzan el equilibrio isotópico a las temperaturas típicas de los ambientes de formación en cuestión.

**5.7.1.4 Generalidades sobre la Geoquímica Isotópica del Carbono.** La procedencia del carbono presente en los sistemas hidrotermales puede ser identificada mediante isótopos estables. De modo tal que el carbono proveniente de calizas marinas presenta un valor de  $\delta^{13}\text{C}$  próximo a cero, mientras que el de origen profundo (como el asociado a carbonatitas o kimberlitas) presenta valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -5 y -8‰; y el carbono orgánico incluido en rocas sedimentarias presenta valores muy negativos, frecuentemente menores de -20‰ en  $\delta^{13}\text{C}$ . Sin embargo, en un sistema no siempre se encuentra solo un tipo de carbono único e independiente, ya que suelen generarse fenómenos de mezcla de carbonatos procedentes de distintas fuentes, de modo tal que el valor isotópico resultante será también una mezcla de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  para cada especie independiente. Además, existen otros factores fisicoquímicos que pueden variar el equilibrio químico entre las diferentes especies carbonatadas en el fluido mineralizador, pues este también depende de la fugacidad del oxígeno, el pH, la temperatura, la fuerza iónica y el contenido total en carbono.

**5.7.1.5 Generalidades sobre la Geoquímica Isotópica del Oxígeno.** El oxígeno es uno de los indicadores más importantes, dado que constituye aproximadamente el 50% del planeta. Este elemento forma parte de prácticamente todos los materiales de interés geológico, tanto minerales y rocas como de los fluidos con los que pueden interactuar. A lo largo del ciclo hidrológico intervienen y recirculan aguas procedentes de distintas fuentes, como lo son el vapor atmosférico, las aguas subterráneas y las aguas continentales superficiales, y se conocen como aguas meteóricas. Los océanos funcionan como un reservorio encargado de recibir las aguas de escorrentía y reintegrarlas, mediante el proceso de evaporación, al ciclo hidrológico. Las aguas connatas, son aguas fósiles atrapadas en los sedimentos y detraídas por un tiempo más o menos prolongado del ciclo hidrológico.

El valor de  $\delta^{18}\text{O}$  y D (SMOW) presente en el agua oceánica se estima en cero, aunque las diversas capas oceánicas presentan valores que desvían de este valor medio en un margen de 1‰ para el  $\delta^{18}\text{O}$  y 10‰ para el  $\delta\text{D}$ . Los dos fenómenos principales que hacen variar esta composición isotópica son las disoluciones por descargas de aguas dulces y la circulación salina profunda; mientras que los procesos de evaporación y congelación afectan fuertemente la composición isotópica de estas aguas, ocasionando empobrecimiento en isótopos ligeros y enriquecimiento en isótopos pesados.

La homogenización convectiva de la atmósfera sobre el océano, empobrece el contenido isotópico, mostrando valores de  $-12\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  y  $-87\text{‰}$   $\delta\text{D}$ . En su desplazamiento y ascenso las nubes se van empobreciendo aún más progresivamente, llegando a presentar valores de  $-17\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  y  $-128\text{‰}$   $\delta\text{D}$ ; esto acompañado por la disminución en el contenido isotópico producto de las precipitaciones, que presentan valores hasta de  $-11\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  y  $-31\text{‰}$   $\delta\text{D}$  (Ver Figura 64). De ahí que el contenido isotópico de las aguas de precipitación, constituye el fondo isotópico de las aguas meteóricas y de las derivadas de ellas, superficiales y subterráneas.

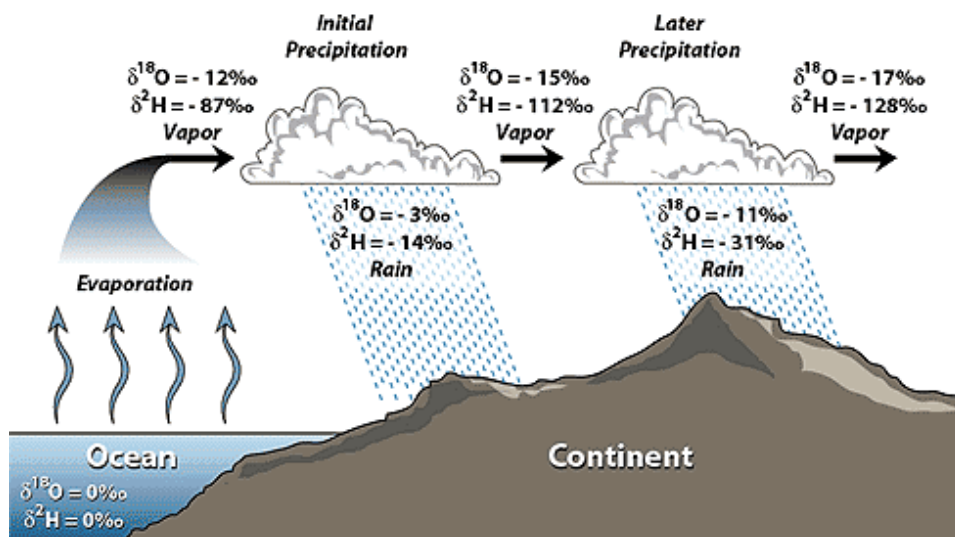


Figura 64. Destilación de Rayleigh: Variación del contenido isotópico en el ciclo hidrológico. Tomado de Encarta (2000).

**5.7.1.6 Generalidades sobre la Geoquímica Isotópica del Azufre.** El azufre es un elemento presente en mayor o menor medida en casi todos los materiales geológicos: En rocas: ígneas y metamórficas como componente minoritario, generalmente en forma de sulfuros; en materiales orgánicos y sus derivados (carbón, petróleo, etc.); en el agua en forma de sulfato disuelto; en sedimentos como sulfuros y sulfatos, y sobretodo, en yacimientos minerales. A lo largo del ciclo del azufre, ocurren distintos procesos de fraccionamiento isotópico tanto químico como biológico que producen variaciones en la abundancia natural de este elemento. El intercambio isotópico que tiene lugar entre el  $\text{SO}_4^{2-}$  y el  $\text{HS}^-$  en solución y entre el  $\text{SO}_4^{2-}$  y el  $\text{H}_2\text{O}$ , es un proceso muy lento que generalmente, bajo las condiciones de superficie, no suele ser apreciable.

Los procesos bacterianos dan lugar al fraccionamiento isotópico cinético, ya que los sulfatos oceánicos generalmente se encuentran enriquecidos en  $^{34}\text{S}$ , mientras que los sulfuros se muestran empobrecidos en este isótopo; de modo tal que los minerales evaporíticos que derivan del sulfato oceánico poseen valores de  $^{34}\delta$  de +20 ‰. El valor de  $^{18}\delta$  del  $\text{SO}_4^{2-}$  oceánico disuelto es + 9,6 ‰. Por otro lado, el sulfato de la lluvia que se genera a partir de la oxidación del  $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ , sulfuro de dimetilo, originado durante la descomposición del plancton, posee unos valores de  $^{34}\delta$  de + 5 ‰.

Los valores isotópicos de azufre suelen presentar problemas debido a que los isótopos de ciertos compuestos pueden variar exageradamente, aunque tengan el mismo origen. Al igual que con los isótopos de carbono, el contenido isotópico final del azufre depende de las mismas condiciones de temperatura, pH, y fugacidad de oxígeno entre otras.

## **5.7.2 Datos de la Composición Isotópica del C, O y S**

La composición isotópica del  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{34}\text{S}$  correspondientes a muestras analizadas (en ‰) de dolomita, calcita y pirita provenientes del túnel “La Mina de Chirripay”, fue analizada mediante siete muestras seleccionadas con el fin de utilizar los valores obtenidos como geotermómetros. Los datos recogidos se pueden observar en la tabla 12 y sirven de base para determinar la relación isotópica entre el  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  y el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  (Figura 64).

Los valores  $\delta^{18}\text{O}$ , se expresan con referencia a los estándares V-PDB (Vienna-Pee Dee Belemnite) y V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water), mientras que los valores

$\delta^{13}\text{C}$  se reportan con referencia al estándar V-PDB. El error de los valores obtenidos es prácticamente insignificante (entre  $\pm 0.005$  y  $\pm 0.033$ ). Los valores de la composición isotópica del azufre, se reportan con referencia al estándar CDT (Standard de la troilita-FeS- derivada del meteorito del Cañón del Diablo).

En la Figura 65 se observa que los valores  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  y  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  reportados para carbonatos, casi no presentan variación, lo que permite su agrupación como una sola población de carbonatos con una composición  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  entre  $-8.69$  y  $-6.33\%$ , isotópicamente muy ligeros, y con resultados para la composición isotópica del  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  de carácter pesados, oscilando entre  $+18.11$  y  $+18.569\%$ .

**Tabla 12.** Composición isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{34}\text{S}$  de las muestras analizadas (en ‰) del Dominio 1.

MUESTRA	ZONA	MATERIAL	LITOLOGÍA	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{34}\text{S}$ (CDT)
LME016005	1	Pirita	Vena	-	-	-	17.0
LME016011	2	Calcita	Vena	-7.0	-11.091	19.476	-
LME016012	2	Calcita	Roca	-7.0	-11.032	19.537	-
LME016013	2	Calcita	Vena	-6.6	-11.001	19.569	-
		Dolomita	Vena	-6.7	-12.41	18.11	-
LME016014	2	Calcita	Roca Total	-8.69	-15.26	15.18	-
LME016017	2	Dolomita	Vena	-6.53	-12.15	18.38	-
LME016018	2	Dolomita	Vena	-6.33	-11.88	18.67	-

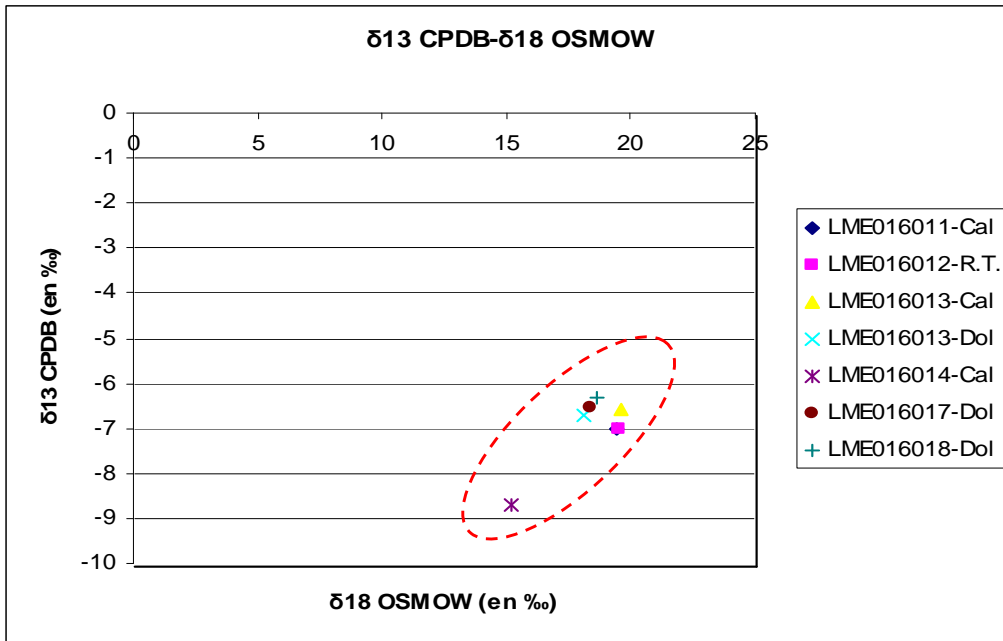


Figura 65. Proyección de la relación isotópica entre los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  y el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  en los carbonatos analizados.

### 5.7.3 Consideraciones sobre la Procedencia del Fluido.

Para calcular la composición isotópica del agua en equilibrio con los carbonatos analizados, se estimó un intervalo teórico de temperatura, entre 200 y 400°C, considerando las temperaturas máximas alcanzadas durante el evento hidrotermal. Las ecuaciones de fraccionamiento isotópico empleadas son las propuestas por Zheng (1999):

$$1000\text{Ln}\alpha_{\text{Calcita-agua}} = 4.01(10^6 T^{-2}) - 4.66(10^3 T^{-1}) + 1.71$$

$$1000\text{Ln}\alpha_{\text{Dolomita-agua}} = 4.06(10^6 T^{-2}) - 4.65(10^3 T^{-1}) + 1.71$$

Los valores isotópicos del  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SHOW}}$  para el agua se reportan en la Tabla 13 y son graficados en la figura 66.

**Tabla 13.** Resultados de la composición isotópica  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  del agua en equilibrio con los carbonatos (en ‰).

T°C	Calcita-H <sub>2</sub> O (Zheng, 1999)	Dolomita-H <sub>2</sub> O (Zheng, 1999)
200	9,77	10,02
225	8,51	8,74
250	7,45	7,66
275	6,55	6,74
300	5,79	5,96
325	5,13	5,28
350	4,56	4,7
375	4,07	4,2
400	3,64	3,76

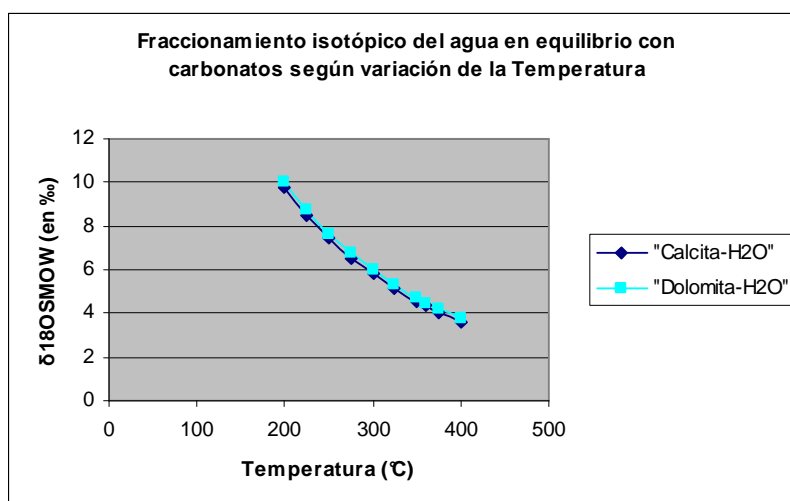


Figura 66. Modelamiento del fraccionamiento isotópico  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  de los carbonatos en equilibrio con el agua, según la variación de temperatura.

De igual forma, para calcular la composición isotópica del  $\text{CO}_2$  en equilibrio con los carbonatos analizados, se utilizó el mismo intervalo de temperatura, entre 200 y 400°C. Las ecuaciones de fraccionamiento isotópico empleadas para el isótopo  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ , son las propuestas por Bottinga (1968) (1) y Zheng (1999) (2), para  $\text{CO}_2$ -Calcita y  $\text{CO}_2$ -Dolomita, respectivamente. Las ecuaciones de fraccionamiento isotópico empleadas para el isótopo  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ , son las propuestas por Ohmoto y Rye (1979) (3 y 4).

$$1000\text{Ln}\alpha_{\text{CO}_2\text{-Calcita}} = -1.803(10^6 T^{-2}) + 10.61(10^3 T^{-1}) - 2.78 \quad (1)$$

$$1000\text{Ln}\alpha_{\text{CO}_2\text{-Dolomita}} = -1.760(10^6 T^{-2}) + 9.99(10^3 T^{-1}) - 3.45 \quad (2)$$

$$1000\text{Ln}\alpha_{\text{Calcita-CO}_2} = -0.891(10^9 T^{-3}) + 8.557(10^6 T^{-2}) - 18.11(10^3 T^{-1}) + 8.27 \quad (3)$$

$$1000\text{Ln}\alpha_{\text{Dolomita-CO}_2} = -0.891(10^9 T^{-3}) + 8.737(10^6 T^{-2}) - 18.11(10^3 T^{-1}) + 8.44 \quad (4)$$

Los valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SHOW}}$  y  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ , para el  $\text{CO}_2$ , se reportan en la Tabla 14 y 15, respectivamente y son graficados en las figura 67 y 68.

**Tabla 14.** Resultados de la composición isotópica  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  del  $\text{CO}_2$  en equilibrio con los carbonatos (en ‰).

T°C	CO <sub>2</sub> -Calcita (Bottinga, 1968)	CO <sub>2</sub> -Dolomita (Zheng, 1999)
200	11,59	9,8
225	11,25	9,51
250	10,91	9,22
275	10,58	8,92
300	10,24	8,62
325	9,92	8,33
350	9,48	8,05
375	9,3	7,77
400	9	7,51

**Tabla 15.** Resultados de la composición isotópica  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  del  $\text{CO}_2$  en equilibrio con los carbonatos (en ‰).

T°C	CO <sub>2</sub> -Calcita (Bottinga, 1968)	CO <sub>2</sub> -Dolomita (Zheng, 1999)
200	-0,19	0,78
225	-0,81	0,09
250	-1,3	-0,48
275	-1,7	-0,93
300	-2,01	-1,29
325	-2,25	-1,58
350	-2,44	-1,8
375	-2,57	-1,98
400	-2,67	-2,1

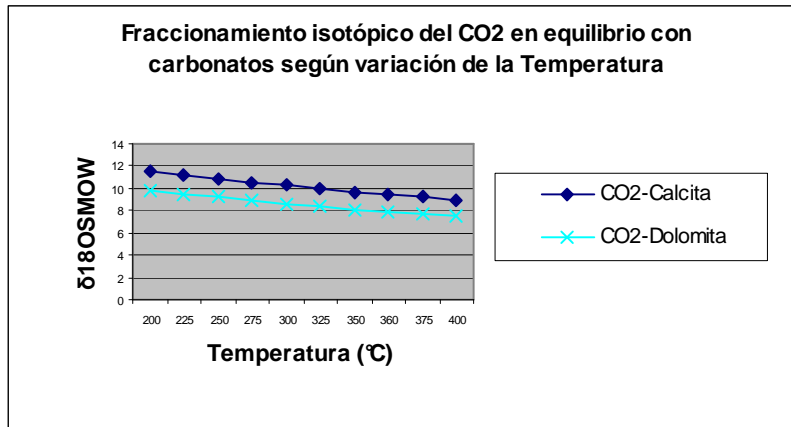


Figura 67. Modelamiento del fraccionamiento isotópico  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  de los carbonatos en equilibrio con el  $\text{CO}_2$ , según la variación de temperatura.

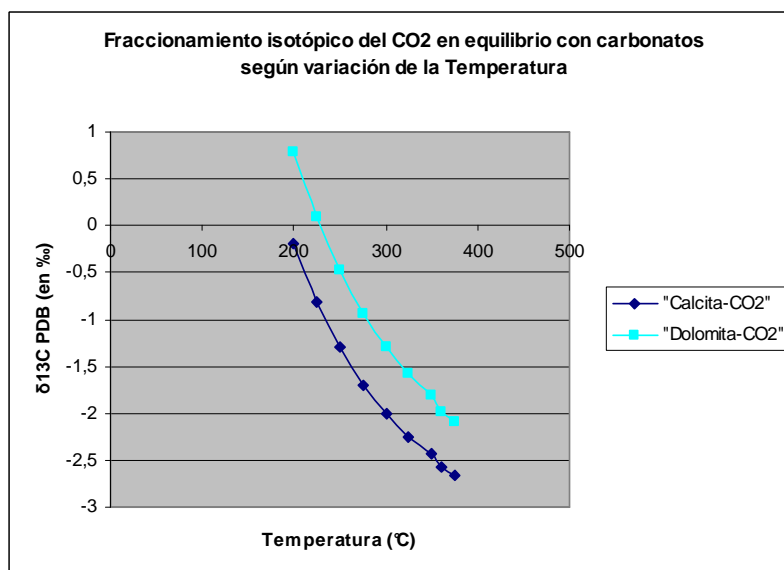


Figura 68. Modelamiento del fraccionamiento isotópico  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  de los carbonatos en equilibrio con el  $\text{CO}_2$ , según la variación de temperatura.

Análogamente, para el cálculo de la variación en la composición isotópica teórica de  $\delta^{34}\text{S}$  en  $\text{H}_2\text{S}$ , en equilibrio con la pirita, se estimó un intervalo de temperatura entre 200 y 400°C, que al ser reemplazado en la ecuación de fraccionamiento isotópico para el sistema Pirita- $\text{H}_2\text{S}$ , propuesto por Ohmoto y Rye (1979), se obtuvieron valores de

isotópicos de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  para el  $\text{H}_2\text{S}$  (Tabla 16), y que posteriormente fueron graficados en la figura 69. Dicha ecuación se enuncia a continuación:

$$1000\text{Ln}\alpha_{\text{Pirita-H}_2\text{S}} = 0.4(10^6 T^{-2})$$

**Tabla 16.** Resultados de la composición isotópica  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  del  $\text{H}_2\text{S}$  en equilibrio con la pirita (en ‰).

T <sup>o</sup> C	Pirita-H <sub>2</sub> S (Ohmoto y Rye, 1979)
200	1,79
225	1,61
250	1,46
275	1,33
300	1,22
325	1,12
350	1,03
375	0,95
400	0,88

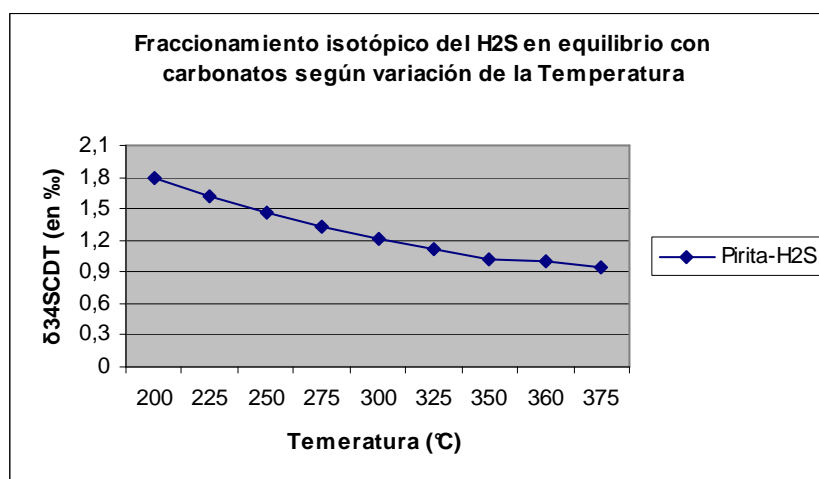


Figura 69. Proyección del fraccionamiento isotópico del  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  para el  $\text{H}_2\text{S}$ , en equilibrio con la pirita según la variación de Temperatura.

### 5.7.4 Geotermometría de Intercambio Isotópico

Una vez calculada la composición isotópica de los fluidos mineralizantes, se procede a obtener estimaciones de temperatura para dolomitas y calcitas, a partir de los datos de composición isotópica de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  y  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ . Para el cálculo de la temperatura de la pareja mineral dolomita-calcita en la muestra LME016013, se emplearon las ecuaciones de fraccionamiento isotópico del oxígeno en la relación dolomita $\rightleftharpoons$ calcita, propuestas por Golyshev *et al.* (1981) (1), y Sheppard y Schwarcz (1970) (2); mientras que para el isótopo de carbono se empleó otra ecuación de Sheppard y Schwarcz (1970) (3)

$$1000\text{Ln}\alpha_{\text{Dolomita-Calcita}} = 0.45(10^6 T^{-2}) - 0.36 \quad (1)$$

$$1000\text{Ln}\alpha_{\text{Dolomita-Calcita}} = 0.45(10^6 T^{-2}) - 0.40 \quad (2)$$

$$1000\text{Ln}\alpha_{\text{Dolomita-Calcita}} = 0.18(10^6 T^{-2}) + 0.17 \quad (3)$$

Las temperaturas arrojadas por dichos cálculos son de 367°C, 379°C y 543°C, respectivamente.

### 5.7.5 Implicaciones Entorno a la Procedencia de los Paleofluidos

De manera general se pueden conocer los valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{34}\text{S}$  directamente a partir de las IF, o indirectamente caracterizando los fluidos mediante las ecuaciones equilibrio mineral-agua (Dolomita $\rightleftharpoons$ H<sub>2</sub>O, calcita $\rightleftharpoons$ H<sub>2</sub>O).

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  en las diferentes muestras de carbonatos del túnel, se encuentran en el rango entre 15- 20 ‰ lo que indica que los carbonatos en roca y en venas (calcita y dolomita) están relacionados con aguas producto de la deshidratación de metasedimentos, dado que estos se encuentran en un rango de  $\delta^{18}\text{O} = +8/+26\text{‰}$  (Figura 70). De igual forma, los bajos valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  indican que los carbonatos son derivados de la oxidación de la materia orgánica proveniente de la roca encajante.

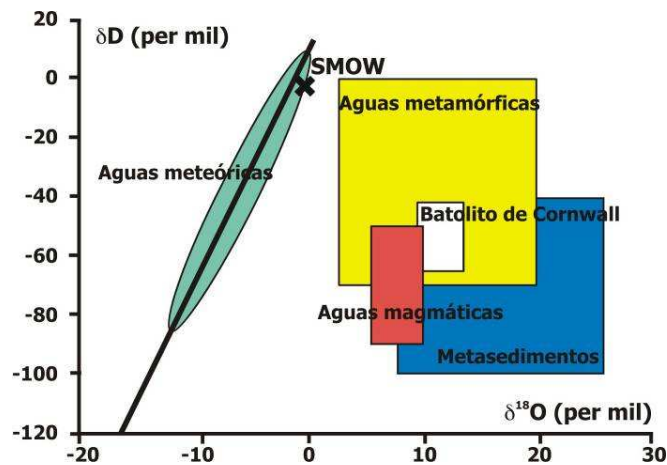


Figura 70. Valores isotópicos de O e H de algunas aguas y otros reservorios de internos en el estudio de depósitos minerales. Tomado de Recio y Subías (2002)

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  de dolomita y calcita correspondientes a la muestra LME016013, presentan aguas con un origen común en dicha vena, esto con relación a la deshidratación de los metasedimentos.

Teniendo los resultados de composición isotópica teórica para el sistema en equilibrio carbonatos-agua, para un intervalo de temperatura que varía entre 200 y 400°C, se pueden extrapolar los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SHOW}}$  valiéndose de las temperaturas calculadas por la geotermometría de intercambio isotópico, así como las temperaturas de homogenización (Th) arrojadas por los análisis microtermométricos en IF, obteniendo así, un rango de temperatura para el fluido hidrotermal entre 360 y 400°C, aproximadamente. Estos valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SHOW}}$ , provenientes del agua en equilibrio con los carbonatos, muestran valores ligeros, lo que indica que a estas temperaturas ocurrió un fenómeno de mezcla de aguas meteóricas con aguas derivadas de devolatilización, durante la diagénesis, siendo esta la procedencia de los fluidos. Los valores isotópicos mencionados se muestran en la tabla 17.

Adicionalmente, el cálculo de la temperatura de la pareja mineral dolomita-calcita, en la muestra LME016013, arrojó valores que oscilan entre 360 y 380°C, para isótopos  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SHOW}}$ . Cabe aclarar que el valor de temperatura obtenido para el  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  se aleja bastante de el rango anterior (543°C), sin embargo, esto puede suceder debido a que la utilidad de los isótopos de carbono como geotermómetros suele ser limitada, como

consecuencia del hecho de que es raro que se forme más de una fase portadora de C en equilibrio, especialmente durante los estadios principales de mineralización (Recio y Subías, 2002).

**Tabla 17.** Resultados de la composición isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  SMOW del  $\text{H}_2\text{O}$  en equilibrio con la dolomita (‰).

MATERIAL ANALIZADO	TEMPERATURA (°C)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) en $\text{H}_2\text{O}$ (‰)
Dolomita	360	4,7
	375	4,2
	400	3,76

A la luz de estos resultados se puede concluir que los diferentes carbonatos presentes en “La Mina de Chirripay” provienen de un mismo momento y fluido residual, ya que coincide con el modelamiento isotópico de los carbonatos en equilibrio con el agua; y que el sistema se encuentra en equilibrio isotópico.

Por otro lado, el dato isotópico de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ , correspondiente a la muestra LME016005, se presenta demasiado alejado de los datos obtenidos en el modelamiento isotópico del  $\text{H}_2\text{S}$  en equilibrio con la pirita, para temperaturas entre 200 y 400°C; sin embargo, la existencia de un solo dato aislado no es concluyente. Pese a esto se puede conjeturar que el azufre no es de procedencia mantélica, donde los valores isotópicos de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  en piritas oscila entre -3 y +2, pudiendo tener un origen sedimentario o metasedimentario, donde los valores se encuentran entre <-50‰ (en shales).y >+40‰ ( en carbonatos) (Figura 71). En este caso, la diagénesis profunda ya se dio, quedando solo azufre en piritas, que por procesos inorgánicos, remobilizan los valores de estas piritas sedimentarias.

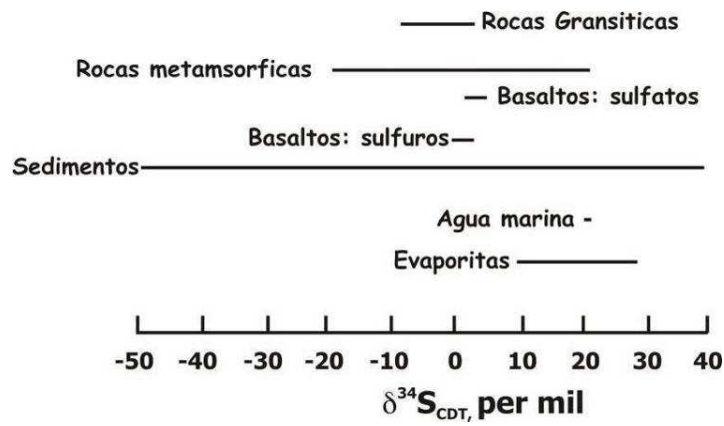


Figura 71.  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  en diversos materiales geológicos. Tomado de Hoefs, 1987 en Recio y Subías (2002).

## 6. INTERPRETACION FINAL

Con base en los resultados obtenidos a partir del análisis en muestras macroscópicas, así como en la distribución presente en el túnel, la tipología de las manifestaciones hidrotermales y los resultados obtenidos en las pruebas de DRX, se determinaron dos dominios principales. El primero, consta de dos zonas: la de la pirita y la de la lodolita. De manera generalizada se observan limonitas replegadas con mineralizaciones de pirita, ankerita y dolomita romboédrica, concordantes con la estratificación, así como dolomita fibrosa, pirita y ankerita, perpendiculares a la estratificación, y que corresponden a dos eventos hidrotermales diferentes. Las primeras manifestaciones vetiformes corresponden al evento más antiguo y son de tipo antitaxial con crecimiento 'free-face' y desarrollo mecánico 'crack-seal', mientras que las segundas son de tipo sintaxial, con crecimiento 'free-face' y desarrollo mecánico 'crack-seal-slip'. Los espesores de las venas y bolsas concordantes con la estratificación varían equitativamente, de modo que a medida que la roca se encuentra menos plegada y se acerca al dominio II, aumenta la frecuencia de estas manifestaciones; mientras que las venas del segundo evento permanecen prácticamente constantes. En este dominio se presentan pequeños sinclinales con pliegues que se estrechan a medida que se acercan al segundo dominio. Estas manifestaciones vetiformes presentan la paragénesis Albita + Dolomita + Pirita y Albita + Dolomita ± Ankerita, para las zonas I y II, respectivamente. El segundo dominio se divide en cinco zonas: La zona de la lodolita poco cohesiva, la de brecha albitíticas, la de dolomita negra, la de albitización y la del apatito. De manera generalizada se aprecia un anticlinal con un núcleo albitizado, descansando sobre sus flancos estratos de limolita grisácea con cristales de dolomita negra euhedrales de gran tamaño, tal vez debido al contenido de materia orgánica; seguido de una zona de brechamiento con albitización; posteriormente un estrato potente de limolita poco cohesivo, y hacia la bocamina se reporta la presencia de apatitos en bolsas albitíticas. A medida que se aleja del núcleo, la roca va perdiendo cohesión hasta disgregarse fácilmente, disminuye la albitización, así como el tamaño y la frecuencia de las manifestaciones hidrotermales. La causa de la

apertura de las venas de este segundo evento es la sobrepresión de los fluidos mineralizantes, asociada a pequeños plegamientos a escala de afloramiento y a planos de fallas locales que actúan sobre el área. La paragénesis de las venas de esta zona esta dada por: Albita + Dolomita ± Pirita ± Yeso; Albita + Dolomita + Cuarzo ± Pirita; Albita + Dolomita ± Pirita; Albita + Dolomita ± Yeso ± Apatito; para las zonas I, II, IV y V, respectivamente. A la zona III no se le relaciona ninguna paragénesis mineralógica, ya que no presenta manifestaciones hidrotermales de ningún tipo. Las brechas que se observan, tanto en el Dominio 1 como en el 2, parecen ser generadas a lo largo de planos de falla (con escape simultáneo de fluidos) de bajo ángulo (tipo decollement), los cuales previamente habían servido de canales para el escape de fluidos hidrotermales.

Las venas del Dominio 1 y 2, no presentan ninguna diferenciación petrográfica, exceptuando el hecho de que se observa un mayor reemplazamiento albitítico en el segundo dominio.

El análisis petrográfico junto con los estudios de microtermometría de IF en muestras del túnel “La Mina de Chirripay”, permitió determinar que las inclusiones de venas de dolomita hidrotermal, son principalmente primarias polifásicas (Tipo III) y presentan un sistema composicional compuesto por:  $H_2O + NaCl + CaCl_2 + CO_2$ . Estos difieren de los resultados microtermométricos reportados por Mantilla *et al.*, (2006), que identificaron un sistema químico  $H_2O + NaCl + CaCl_2 + CO_2 + N_2$  para las mineralizaciones de esmeraldas.

De igual forma, los datos fisicoquímicos obtenidos para microtermometría de IF revelan que los fluidos acuoso-salinos que rellenaron las venas, comprenden eventos que alcanzaron temperaturas de atrapamiento, entre 360 y 400°C, de modo tal que las aguas, provenientes de un mismo momento y fluido residual, presentan valores de  $\delta^{18}O_{SMOW}$  ligeros, lo que indica que a estas temperaturas ocurrió un fenómeno de mezcla de aguas meteóricas con aguas derivadas de devolatilización. Esto, acompañado de los resultados obtenidos de isótopos estables para carbonatos y sulfuros ( $\delta^{18}O_{SMOW} = 15-20\text{‰}$ ,  $\delta^{34}S_{CDT} = 17\text{‰}$ ), indica que los carbonatos en roca y en venas son producto de la deshidratación de metasedimentos; mientras que el azufre es origen sedimentario o metasedimentario, producto de la removilización de piritas por procesos inorgánicos. Esto concuerda con lo determinado por Giuliani *et al* (1995) para isótopos de  $\delta^{34}S_{CDT}$  en el Cinturón Esmeraldífero Occidental, a una temperatura de 300°C, donde se reportan

valores isotópicamente pesados, que oscilan entre 14,8 y 21,2‰. De modo tal que los resultados obtenidos en este proyecto coinciden, en términos de su génesis, con lo reportado por Giuliani *et al* (1995), los cuales establecen que el isótopo de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  es producido por reducción termoquímica de salmueras ricas en sulfatos, debido a la interacción con la materia orgánica presente en los estratos, bajo condiciones mesotermales.

Por otro lado, los resultados obtenidos de microraman nos indican la existencia de materia orgánica posiblemente bituminosa, pero no reporta presencia de  $\text{N}_2$ . Esto corrobora la carencia de nitrógeno reportada en la microtermometría.

Enlazando las deducciones previamente expuestas, podemos determinar que el túnel “La Mina de Chirripay”, ubicado en el sector esmeraldífero occidental, en inmediaciones del municipio de Yacopí, no es una mina productora debido a que no tiene  $\text{N}_2$  en su sistema químico composicional, lo que indica que sus condiciones geoquímicas no son favorables para la formación de esmeraldas (Determinado por microtermometría y espectrometría Raman).

Adicionalmente, se analizaron los resultados de COT (Carbono orgánico total) obtenidos por Ramírez (2007) aplicando el método LECO a muestras de roca encajante del túnel “La Mina de Chirripay”, los cuales arrojaron contenidos que oscilan entre 1,2 y 2,9% (Tabla 18). Estos resultados indican que estas muestras no son muy ricas en contenido de materia orgánica, explicando así la ausencia de  $\text{N}_2$ , producto de la reducción termoquímica de sulfatos en la materia orgánica. Ramírez (2007) determinó experimentalmente modas de COT en diferentes túneles del Cinturón Esmeraldífero Occidental, lo cual arrojó dos tendencias modales principales; la primera, oscila entre 2 y 5% de COT y corresponde a túneles productores de esmeraldas (Las Águilas, Las Pavas, La Paz, túnel 5), mientras que la segunda oscila entre 1y 2% de COT y se relaciona con túneles actualmente no productivos (Chirripay, La Glorieta y El Limonar) (Figura 72). Estos resultados pueden indicar una relación directa de las zonas esmeraldíferas mineralizantes, con altos contenidos de COT, convirtiéndose así en otro posible factor para explicar la no productividad de la mina.

**Tabla 18.** Valores de COT en rocas caja de “La Mina de Chirripay”

MUESTRA	COT (%)
LME016001	1,87
LME016010	1,2
LME016015	1,84
LME016028	2
LME016029	1,34
LME016031	2,92

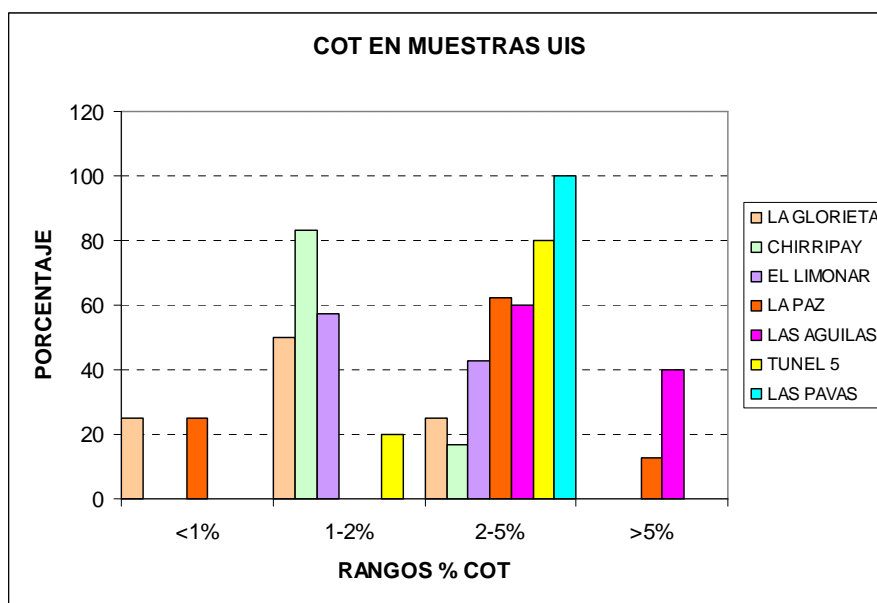


Figura 72. Histograma de distribución de COT en los principales túneles reportados en el sector esmeraldífero del Cinturón Occidental de la Cordillera Oriental colombiana Tomado de Ramírez (2007)

## 7. CONCLUSIONES

- En el túnel “La Mina de Chirripay” son claramente observables dos eventos hidrotermales, que se diferencian por su tipología, y la estructura y disposición de sus componentes minerales. El evento más antiguo es de tipo antitaxial con crecimiento free-face y desarrollo mecánico crack-seal, mientras que el más joven se caracteriza por una tipología sintaxial con crecimiento crack-seal y modo mecánico crack-seal-slip. Composicionalmente, las primeras vetas presentan, principalmente, dolomitas romboédricas con ankerita disgregada y pirita cúbica, en disposición laminar, hacia los bordes de contacto con la roca encajante, mientras que las segundas corresponden a dolomitas fibrosas con pirita diseminada, en su mayoría. Estas manifestaciones suelen acompañarse de brechas tectónicas dispuestas como bolsas irregulares.
- La difracción permitió definir dos dominios mineralógicos principales, que a grandes rasgos se diferencian por un replegamiento muy marcado en el primero, que se corta de manera abrupta al entrar en contacto con el segundo; este último se presenta como un anticlinal con una fuerte albitización hacia el núcleo, que va disminuyendo a medida que se aleja por los flancos. Las paragénesis son Albita + Dolomita + Pirita ± Ankerita, Albita + Dolomita + Cuarzo ± Pirita ± Yeso, respectivamente.
- El análisis microtermométrico permitió determinar que las inclusiones en venas de dolomita hidrotermal, son principalmente primarias polifásicas (Tipo III), saturadas en halita, y presentan un sistema composicional de  $H_2O + NaCl + CaCl_2 + CO_2$ , donde los fluidos acuoso-salinos que rellenaron las venas, comprenden eventos que alcanzaron temperaturas de atrapamiento cercanas a los 400°C.

- . La ausencia de nitrógeno en el registro Raman aplicado a las dolomitas, se puede interpretar como un bajo contenido de materia orgánica en los ambientes geotermales encargados de generar la mineralización de esmeralda, ó, que el evento percolante fue muy corto, por lo cual no se formaron esmeraldas en este sector. Por lo cual, se puede concluir que la mina no presenta condiciones geoquímicas favorables para la formación de dicho mineral
- Los resultados de isótopos de O, C y S, arrojan para los carbonatos un origen relacionado con la deshidratación de metasedimentos, donde los depósitos son formados en ambientes sedimentarios producto de reacciones termoreductoras de salmueras enriquecidas en sulfatos, debido a su interacción con estratos ricos en materia orgánica, bajo condiciones mesotermales.
- Como conclusión final se puede decir que el contenido de materia orgánica bituminosa, juega un papel determinante en la formación de los depósitos esmeraldíferos del Cinturón Occidental de la Cordillera Oriental colombiana.

## 8. RECOMENDACIONES

- Debido a que el estudio del contenido de materia orgánica presente en mineralizaciones esmeraldíferas, no ha sido profundizado, se recomienda realizar un análisis más exhaustivo de dichos componentes, mediante la aplicación de isótopos estables de nitrógeno en el estudio de sistemas hidrotermales.
- Como no se puede descartar la existencia de otros iones en la fase líquida de las IF, además de otros volátiles en la fase de vapor, se recomienda la utilización de otros métodos especializados (SEM).
- Realizar los análisis de isótopos de Deuterio, en aras de que la determinación de la procedencia de los fluidos sea más precisa, ya que los criterios de clasificación de estos están determinados en función de la relación  $\delta D - \delta^{18}O_{SMOW}$ .

## 9. BIBLIOGRAFIA

- ACOSTA, J. E. (2002). Estructura Tectónica y Modelos en 3D del Piedemonte Occidental de la Cordillera Oriental y del Valle Medio del Magdalena, Colombia. Tesis de doctorado. Imperial Collage of Science, Technology and Medicine, Londres. 163 Págs.
- BEUS, A. A. (1979). Sodium – A Geochemical Indicador of Emerald Mineralization in the Cordillera Oriental, Colombia. *Journal of Geochemical Exploration*, N° 11. Págs. 195-208.
- BOTTINGA, Y. (1968). Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *J. Phys. Chem.* 72, Págs. 800-808.
- BURKE, E. A. J. (1994). Raman Microspectrometry in Fluid Inclusions: The Daily Practice. In: De vito, B. & Frezzotti, M. ed. Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications. Short course of the working group (IMA) "Inclusions in Minerals" (Pontignano-Siena). 377 Págs.
- CHEILLETZ, A., FÉRAUD, G., GIULIANI, G & RODRÍGUEZ, C., T., (1991).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Laser-Probe Dating of the Colombian Emerald Deposits: Metallogenic Implications. S.G.A. Meeting, 25 Years Anniversary, Págs. 373 - 376.
- CHEILLETZ, A., GIULIANI, G., ZIMMERMANN, J. L., RIBEIRO-ALTHOFF, A. M. (1995). Ages, Geochemical Signaturas and Origin of Brazilian and Colombian emerald deposits: A Magmatic versus Sedimentary Model. *Mineral Deposits*. Págs. 569-572.

- CHEILLETZ, A. y GIULIANI, G. (1996). The genesis of Colombian Emeralds: a restatement. *Mineral Deposits*, Vol. 31, Págs. 359-364.
- CLAYTON, R. N., GOLDSMITH, J. R., KAREL, K. J., MAYEDA, T. K. AND NEWTON, R. C. (1975). Limits on the Effect of Pressure on isotopic Fractionation. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 39, Págs. 1197- 1201.
- CLAVIJO, J. y ROYERO, J. M. (2000). Memoria Explicativa del Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Santander, escala 1:400.000. INGEOMINAS. 99 Págs.
- COOPER, M. B., ADDISON, F. T., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R. H., HAYWARD, A. B., HOWE, S., MARTÍNEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A. J., TABORDA, A. (1995). Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Easter Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *A.A.P.G. Bulletin*, Vol. 79, No. 10, Págs. 1421 - 1443.
- DELHAYE, M., DHAMELINCOURT, P., (1975). Raman microprobe and microscope with laser excitation. *J. Raman Spectrosc.* 3. Págs. 33-43.
- DUNNE, W. M. y HANCOCK, P. L. (1994). Paleostress analysis of small-scale brittle structures. *Continental Deformation*. Pergamon Press, Cambridg, Págs. 101–120.
- DUBESSY, J., POTY, B., RAMBOZ, C. (1989). Advances in C-O-H-N-S Fluid Geochemistry Bases on Micro-Raman Spectrometric Analysis of Fluid Inclusions. *Eur. J. Mineral.* 1. Págs. 517-534.
- Encarta (2000). Enciclopedia Encarta. Microsoft (ed.).
- FAURE, G. (1986). Principles of Isotope Geology (Segunda edición), Edit. John Wiley & Sons. 589 Págs.

- Geología Museo Virtual Atacame. 20/01/2006. Chile.  
<http://www.geovirtual.cl/Geoestructural/gestr04.htm>
- GIULIANI, G., FRANCE-LANORD, C., CHEILLETZ, A., COGET, P., BRANQUET, Y. y LAUMOMNIER, B. (2000). Sulfate Reduction by Organic Matter in Colombian Emerald Deposits: Chemical and Stable Isotope (C, O, H) Evidence. *Economic Geology*, Vol. 95. Págs. 1129-1153.
- GIULIANI, G., CHEILLETZ, A., RUEDA, F., FERAUD, G., FRANCE-LANORD, C. (1995). The Genesis of Colombian Emerald deposits: An Unique example of Beryllium Mineralization Developer in a Black Shale Environment. *Mineral Deposits*. Págs. 943-946.
- GOLDSTEIN, R. y REYNOLDS, J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals, Semp short course 31. EPM Society for sedimentary geology. USA. 198 Págs.
- GOLYSHEV, S.I., PADALKO, N.L. & PECHENKIN, S.A. (1981). Fractionation of Stable Oxygen and Carbon Isotopes in Carbonate Systems. *Geochemistry International* 18, Págs. 85-99.
- INVIAS. Mapa Vial de los Departamentos de Cundinamarca y Boyacá. 10/09/2006. [www.invias.gov.co](http://www.invias.gov.co).
- LUNAR, R. y OYARZUN, R. (1991). Yacimientos Minerales: Técnicas de Estudio-Tipos, Evolución Metalogenética-Exploración. Centro de Estudios Ramón Areces S.A. Págs. 79-146.
- MANTILA, L.C., UIS – INGEOMINAS (2006). Investigación Petrográfica y geoquímica de las Sedimentitas del Cretácico Inferior (K<sub>1</sub>) y sus Manifestaciones Hidrotermales Asociadas; Planchas 169, 170, 189, 190 (Cordillera Oriental): Implicaciones en la Búsqueda de Esmeraldas. Informe Final. 234 Págs.

- 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. y FRANCO, R. (1990). Estructura Y Evolución Tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana*, N°17. Págs. 41-64.
- MOROZ, I., ROTH, M., BOUDEULLE, M. Y PANCZER, G. (2000). Raman Microspectroscopy and Fluorescence of Emeralds from Various Deposits. *Journal of Raman Spectroscopy*, Vol. 31, N°6. Págs. 485-490.
- MÚNERA, R. C. y LAVERDE O. (2002). Uso de hábitat de *Capito hypoleucus* una especie endémica y amenazada de Colombia. Tesis de Pregrado. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.
- NASH, J.T. y THEODORE, T. (1971). Ore Fluids in the Porhyry Copper Deposits at Cooper Canyon. Nevada. *Economic Geology*, N°66.
- OHMOTO, H. & RYE, R. O. (1979). Isotope of Sulfur and Carbon, In Barnes, H. L. Ed., *Geochemistry of Hydrothermal Deposits*, John Wiley & Sons, Págs. 509-567.
- O'NEIL, J.R., CLAYTON, R.N. AND MAYEDA, T.K. (1969). Oxygen Isotope Fractionation in Divalent Metal Carbonates. *J. Chem. Phys.* 51, Págs. 5547-5558.
- PASHIER, C. Y TROUW, R.A.J. (1998). *Micritectonics*. New York. 289 Págs.
- PEREZ P., R. Procesado y optimización de espectros raman mediante técnicas de lógica difusa: aplicación a la identificación de materiales pictóricos. Tesis doctoral. Universidad politécnica de Cataluña. 24/11/2006. [www.tdx.cbuc.es/TESIS\\_UPC/AVAILABLE/TDX-0207105-105056](http://www.tdx.cbuc.es/TESIS_UPC/AVAILABLE/TDX-0207105-105056)
- PETIT, J.P., WIBBERLEY, C.A.J. y RUIZ, G. (1999). 'Crack-seal-slip': A New Fault Valve Mechanism? *Journal of Structural Geology*, 21, Págs. 1199-1207

- RAMIREZ A., J.C. (2007). Estudio de la Madurez Termal en Componentes Orgánicos e Inorgánicos en Rocas Cretácicas del Cinturón Esmeraldífero Occidental (Cordillera Oriental, Colombia). Tesis de Pregrado. UIS. 118 Págs.
- RAW SAY, J.G. (1980). The Crack-Seal Mechanism or Rock Deformation. *Nature*, Vol. 284. Págs. 135-139.
- REYES, G., MONTOYA, D., TERRAZA, R., FUQUEN, J. y MAYORGA, M. (2006). Memoria Geología Del Cinturón Esmeraldífero Occidental. INGEOMINAS. Bogotá, 42 Págs.
- RECIO, C. y SUBIAS, I. (2002). Isótopos Estables Aplicados al Estudio de Depósitos Minerales. Salamanca. 233 Págs.
- RODRÍGUEZ M, E. y ULLOA M, C E, (1994). Geología de la plancha 189 La Palma, escala 1:100.000. Instituto de investigaciones en Geociencias, Minería y Química. INGEOMINAS. 57 Págs.
- ROEDDER, E. (1984). Fluid Inclusions. *Mineralogical Society of America*. USA. 644 Págs.
- SAMSON, I., ANDERSON, A. y MARSHALL, D. (2003). Fluid Inclusion Analysis and Interpretation. *Mineralogical Association of Canadá, Short Course Series*, Vol. 32.
- SHEPPARD, S.M.F. AND SCHWARCZ, H.P. (1970). Fractionation of Carbon and Oxygen Isotopes and Magnesium Between Coexisting Metamorphic Calcite and Dolomite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 26, Págs. 161-198.
- TABOADA, A., RIVERA, L.A., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILLIP, H., BIJWAARD, H., OLAYA, J. y RIVERA, C. (2000). Geodynamics of the Northern Andes: Subduction and Intra-continental Deformation (Colombia). *Tectonics* 19, N° 5. Págs. 787-813.

- ULLOA, M. C. (1980). Ambiente geológico de los yacimientos esmeraldíferos en Colombia. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, N° 65. Págs. 157-170.
- VAN DE KERKHOFF, A. y HEIN, U.F. (2001). Fluid Inclusión Petrography. *Lithos* 55. Págs. 27-47.
- VÁSQUEZ, L.E. (2006). Gamma Espectrometría Portátil en los Cinturones Esmeraldíferos Colombianos, Coscuez – Borbur – Pauna (Occidente), Chivor-Ubalá (Oriente). Boyacá, INGEOMINAS, Bogotá, D. C.
- WILSON, C. J. L. (1994). Cristal Growth During a Single-Stage Opening Event and its Implications for Syntectonic Veins. *Journal of Structural Geology*, Vol. 16, N°9. Págs. 1283-1296.
- ZHENG Y.-F. (1999). Oxygen Isotope Fractionation in Carbonate and Sulfate Minerals. *Geochemical Journal*, 33, Págs. 109-126.

# **ANEXOS**

### Anexo A. Catalogo Macroscópico de Muestras

MUESTRA	TIPO DE ROCA	COLOR	TEXTURA	ESTRUCTURA	COMPOSICION	CLASIFICACIÓN
LME016001	Sedimentaria	Negra Grisácea N2	Grano limo con una vena de dolomita romboédrica, con cristales de pirita cúbica (en algunos casos oxidada)	Roca masiva , vena lenticulares paralelas a la estratificación, venas tabulares discontinuas discordantes	Roca: 10% arcilla, 90% limo, vena : 85% albita, 10% dolomita, 5% pirita	Limolita
LME016002	Vena	Vena: blanco N9 Roca N1	Dolomita romboédrica, hacia los bordes en el contacto con la roca caja cristales de pirita cúbica, con fragmentos de roca caja	vena antitaxial	94% dolomita, 3% pirita , 3% líticos	Dolomita romboédrica+pirita+líticos
LME016003	Sedimentaria	Negra Grisácea N2	Grano limo con venillas de dolomita fibrosa intercrecidos con cristales de cristales de pirita cúbica	roca con laminación muy fina plano paralela, venillas tabulares discontinuas y discordantes	Roca: 10% arcilla, 90% limo, vena : 75% albita, 13% dolomita, 12% pirita	Limolita con venillas de dolomita fibrosa y pirita
LME016004	Vena	Blanco N9	Dolomita romboédrica	Vena antitaxial	100% dolomita	Dolomita romboédrica
LME016005	Vena	Blanco N9	Dolomita romboédrica con líticos de limolita e incluidos de pirita	Vena antitaxial	98% dolomita, 1% líticos , 1% pirita	Dolomita con incluidos de pirita y líticos
LME016006	Sedimentaria con vena	Roca: Negra N1, Vena: blanco N9, gris amarillento 5Y 8/1	Grano limo con una vena de dolomita romboédrica intercreciendo con cristales de pirita cúbica	roca con laminación muy fina plano paralela, estructura tabular; vena antitaxial	Roca: 10% arcilla, 90% limo, vena : 95% dolomita, 1% pirita, 2% albita, 2% cuarzo	limolita con vena de dolomita romboédrica

LME016007	Vena	Blanco N9	Dolomita romboédrica	Vena antitaxial	95% dolomita, 5% albita	Dolomita
LME016008	Vena	Gris muy claro N8	Dolomita fibrosa y romboédrica	Vena compuesta	95% dolomita y 5% albita	Dolomita
LME016009	Vena	Blanco N9	Dolomita romboédrica con presencia de ankerita y líticos de grano limo	Vena antitaxial tabular	96% dolomita, 3% ankerita 1% líticos	Dolomita
LME016010	Sedimentaria	Negra N1	Grano limo con vena de dolomita fibrosa intercrecida con pirita cúbica	Roca masiva, venas paralelas a la estratificación de dolomita y pirita; venas perpendiculares y lenticulares de dolomita y pirita	Roca: 10% arcilla, 10% limo, Vena paralela : 33% dolomita, 24% albita, 43% pirita. Vena perpendicular en lentes : 55% dolomita, 35 albita, 10% pirita	Limolita con venas de dolomita y pirita
LME016011	Bolsa	Blanco N9	Dolomita romboédrica	Bolsa con relleno antitaxial	Dolomita 100%	Dolomita
LME016012	Sedimentaria	Roca: Gris medio N5, Vena: Gris muy claro N8	Grano limo. Cristales de pirita cúbica de hasta 2mm de lado, en contacto con cristales de dolomita	Roca con bandas de pirita de 5mm de espesor intercalado con bandas de dolomita diseminada	10% micrita, 90% limo	Limolita calcárea
LME016013	Vena	Blanco N9	Dolomita romboédrica	Vena antitaxial	Dolomita 100%	Dolomita
LME016014	Sedimentaria	Roca: Negro grisáceo N2, Vena: Gris muy claro N8	Grano limo con vena de dolomita fibrosa y pirita cúbica, sintaxial.	Venas sintaxial	Roca: 10% arcilla, 90% limo. Vena: 85% dolomita, 15% pirita.	Limolita con vena de dolomita y pirita
LME016015	Sedimentaria	Gris oscuro N3	Grano limo con venillas de dolomita fibrosa y pirita cúbica	Laminación muy fina paralela. Venillas paralelas a la estratificación	Roca: 10% arcilla, 90% limo. Vena: 85% dolomita, 15% pirita.	Limolita
LME016016	Sedimentaria	Negro N1	Grano limo con lentes de dolomita romboédrica con pirita cúbica hacia los bordes	Vena antitaxial.	Roca: 10% arcilla, 90% limo. Vena: 92% dolomita, 8% pirita.	Limolita
LME016017	Vena	Blanco N9	Cristales romboédricos	Vena antitaxial	Dolomita 100%	Dolomita
LME016018	Vena	Gris claro N7	Dolomita aciculares y fibrosas con cristales romboédricos de albita?	Vena sintaxial	dolomita 70%, albita 30%	Dolomita

LME016019	Sedimentaria	Negro grisáceo N2	Grano limo con vena de albita? romboédrica	Roca masiva con partición tabular	Roca: 10% arcilla, 90% limo	Limolita
LME016020	Sedimentaria	Negro N1	Grano limo con venillas de cristales aciculares de albita-yeso?	Roca replegada con venillas sintaxiales	Roca: 10% arcilla, 89% limo, yeso? 1%	Limolita
LME016021	Sedimentaria	Gris claro N7, Gris medio claro N6, Negro grisáceo N2	Grano arena gruesa albita, arena muy fina de pirita dodecaédrica, arena muy gruesa de dolomita negra	Bandeada con cristales de dolomita negra	Pirita 1%, dolomita negra 1 %, albita 85 %, cemento dolomítico 13%	Limolita calcárea albitizada
LME016022	Sedimentaria	Gris claro N7, amarillo grisáceo 5Y 8/4	Clásticos con granos desde limo hasta granulo low. Presencia de pirita dodecaédrica tamaño arena muy fina low con cuarzos granulo y dolomita como cemento en franjas amarillas y blancas (albita?) de arena muy gruesa up.	Bandeada intercalando franjas claras (cuarzo?) con minerales oscuros? Paralelos a la estratificación	Pirita 3%, dolomita 45 %, albita? 20 %, cuarzo? 32%	Limolita albitizada
LME016023	Sedimentaria	Negro grisáceo N2, gris medio N5	Grano limo con granos de cuarzo?	Bandeada intercalando franjas claras (cuarzo?) con minerales oscuros? Paralelos a la estratificación	Albita 45%, Cuarzo 30%, arcillas 10%, dolomita 15%	Limolita albitizada
LME016024	Sedimentaria	Negro grisáceo N2, gris medio N5	Grano limo con granos de albita?	Bandeada intercalada de franjas claras albita? con minerales oscuros? Paralelos a la estratificación	albita 55%, cuarzo 35%, arcilla 10%	Limolita albitizada
LME016025	Sedimentaria	Gris medio claro N6, negro N1	Grano limo, con cristales de dolomita romboédrica negra de hasta 7 mm de lado	Bandeada con gránulos de dolomita negra incluidos	85% albita, 10% cuarzo, 5% dolomita	Limolita
LME016026	Brecha	Gris medio N5, negro grisáceo N2	Grano limo de albita con fragmentos líticos de limolita negra	Masiva con lentes de roca caja, puzzle	90% albita, 10% lentes (1% arcilla, 9% limo)	Brecha

LME016027	Sedimentaria	Gris medio oscuro N4, negro grisáceo N2	Grano limo con cristales de dolomita negra	Masiva con granos de dolomita negra	89% limo, 10% arcilla, 1% dolomita	Limolita
LME016028	Sedimentaria	Gris claro N7, Gris medio claro N6, Negro grisáceo N2	Grano limo de dolomita con cristales arena fina de pirita cúbica, con cristales aciculares de albita?, arena fina y cristales de tamaño arena media de cuarzo	Masiva con venillas de pirita paralelas a la estratificación ?	60% dolomita, 15% albita, 17 % cuarzo, 8% pirita	Limolita
LME016029	Sedimentaria	Negro N1	Grano limo, cristales de albita romboédrica, arena muy gruesa y pirita cúbica de tamaño arena media, en venillas (hacia el techo albita y hacia la base pirita)	Masiva con venas laminadas paralelas a la estratificación	75% limo, 10% cemento calcáreo, 10% albita, 5% pirita	Limolita
LME016030	Sedimentaria	Negro grisáceo N2, gris muy claro N8	Grano limo, con bolsas de albita romboédrica	Masiva, puzzle		Limolita con bolsas de albita en medio de rocas con brechificación.
LME016031	Sedimentaria	Negro N1	Grano limo con albita aciculares, tamaño arena fina	Masiva	85% limo, 10% arcilla, 5% albita	Limolita
LME016032	Bolsa	Gris amarillento 5 Y 8/1, gris muy claro N8	Albita romboédrica tamaño granulo con cemento dolomítico	Tabular	85% albita, 15% dolomita	Albita

## Anexo B. Registros de Difractometría de Rayos X

