

**IDENTIFICACION Y CARACTERIZACION DE LOS PULSOS
PALEOHIDROTERMALES EN ROCAS DE LA FORMACION CALIZAS DEL
GUAVIO (BERRIASIANO, CRETACICO INFERIOR) Y SU RELACION CON LA
MINERALIZACION ESMERALDIFERA. MUNICIPIO DE GACHALA
(CUNDINAMARCA).**

JULLY MARCELA ORTEGON BARRERA

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICO-QUIMICAS
ESCUELA DE GEOLOGIA
BUCARAMANGA
2008**

**IDENTIFICACION Y CARACTERIZACION DE LOS PULSOS
PALEOHIDROTERMALES EN ROCAS DE LA FORMACION CALIZAS DEL
GUAVIO (BERRIASIANO, CRETACICO INFERIOR) Y SU RELACION CON LA
MINERALIZACION ESMERALDIFERA. MUNICIPIO DE GACHALA
(CUNDINAMARCA)**

**Presentado por
JULLY MARCELA ORTEGON BARRERA
2012528**

**Director:
PhD LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA**

**Codirector:
ROBERTO TERRAZA
Geólogo Ingeominas
ALEJANDRO SILVA
Geólogo UIS**

**ESCUELA DE GEOLOGÍA
GRUPO DE INVESTIGACIÓN MINPETGEO
UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
BUCARAMANGA
2008**

*Dedico este libro a mi madre Nubia,
mi hermana Yenith, mi Hermano Alexander
y mi sobrino Juan Diego "pichucho",
quienes han sido grandes autores
y promotores en todos mis triunfos.*

AGRADECIMIENTOS

Al Maestro Luís Carlos Matilla Figueroa, por haber creído y confiado en mí, y por brindarme la oportunidad de participar en tan magnifico proyecto.

Al geólogo Alejandro Silva por su incondicionalidad, su colaboración y constante apoyo.

A mi madre Nubia, a mis hermanos Yenith y Alexander, por haberme colaborado durante toda mi carrera y por soportar aquellos días no tan buenos.

A mi sobrino Juan Diego porque ha sido el pilar de mi vida desde hace cuatro años.

A mis compañeros tesis Cesitar, Bryan y Nata, por su constante colaboración.

Al grupo de profesionales de INGEOMINAS quienes nos acompañaron durante la elaboración de este proyecto

Al grupo de investigación MIINPETGEO y a los geólogos Jenny Gaviria, Jhon serrano y Jairo Conde, y a Nohrita.

A mis pocos pero grandes amigos Natacha, Migue, Cristian (Boca), Johann, Gigi, porque siempre que los he necesitado los he encontrado.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	I
INTRODUCCION	1
1. OBJETIVOS	2
1.1 OBJETIVO GENERAL	2
1.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS.....	2
2. METODOLOGIA	4
2.1 FASE PRECAMPO:	4
2.2 FASE DE CAMPO	4
2.3 FASE DE LABORATORIO	5
2.3.1 Descripción macroscópica y microscopía óptica	5
2.3.2 Difracción de Rayos X (DRX).....	7
2.2.3 Microtermometría de inclusiones fluidas (IF).....	9
2.2.4 Geoquímica isotópica	10
2.2.5 Microscopia electrónica.....	11
3. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO	13
3.1 LOCALIZACIÓN.....	13
3.2 FISIOGRAFIA-HIDROGRAFIA	14
3.2.1 Clima y Vegetación	16
3.2.2 Actividad Económica	16
3.2.3 Infraestructura vial y urbana	16
4. ANTECEDENTES	18
4.1 MARCO GEOLOGICO REGIONAL.....	18

4.1.1. ESTRATIGRAFIA.....	18
4.1.2 GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....	20
5. ASPECTOS GEOLOGICOS LOCALES	22
5.1. Generalidades.....	22
5.2 Yacimientos minerales.....	23
5.3 Modelos de génesis de esmeraldas.....	24
6. RESULTADOS.....	29
6.1. Generalidades sobre la Geología del Sector ‘LAS CRUCES’	29
6.1.3 Rasgos geológicos generales de la columna de la Formación Calizas del Guavio.	46
6.2 TIPOLOGÍA DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES.....	48
6.2.1 Venas y bolsas hidrotermales	48
6.2.2 Brechas hidrotermales.....	51
6.2.3 ESTUDIOS ANTERIORES.....	55
6.3 ESTUDIO MINERALOGICO-PETROGRAFICO.....	57
6.4 ANÁLISIS MINERALOGICO MEDIANTE DIFRACCION DE RAYOS X (DRX)	77
6.4.1. Consideraciones previas.....	78
6.4.2 Estudio mineralógico del sector “Las Cruces”	79
6.5 ESTUDIO DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS (IF)	87
6.5.1 Consideraciones previas.....	87
6.5.2 Microtermometría	93
6.5.3 PETROGRAFIA DE INCLUSIONES FLUIDAS	94
6.6 ANALISIS DE QUIMICA MINERAL	99
6.6.1 Consideraciones Previas	99
6.6.2 ESTUDIOS DE QUIMICA MINERAL EN EL SECTOR “LAS CRUCES”	101
6.7 QUIMICA MINERAL DE CLORITAS	111

6.7.1 Consideraciones previas.....	111
6.7.2 Resultados del Análisis químico de las cloritas.....	114
6.8 GEOQUIMICA ISOTOPICA.....	127
6.8.1 Consideraciones previas.....	127
6.8.2 Estudios de geoquímica isotópicas en el sector “Las Cruces”	133
6.8.3 Implicaciones entorno al origen de los paleofluidos.	140
7. CONCLUSIONES	142
8. RECOMENDACIONES.....	144
9. BIBLIOGRAFIA	145

LISTA DE FIGURAS

- FIGURA 1:** Aspecto de la lupa estereoscópica Carl Zeiss Jena. Laboratorio de Arcillas, Escuela de Geología. Universidad Industrial de Santander (UIS).6
- FIGURA 2:** Aspecto del microscopio de luz transmitida Nikon Eclipse-50i con cámara fotográfica DS-L1. Laboratorio de Microscopía Óptica. Escuela de Geología. UIS6
- FIGURA 3:** Aspecto de difractor marca RIGAKU modelo D/MAX IIIB. Laboratorio de Difracción de Rayos X. Escuela de Química, UIS.....8
- FIGURA 4:** Aspecto de la platina de calentamiento-enfriamiento TH600, marca LINKAM, localizada en el laboratorio de microtermometría de la escuela de Geología. UIS-Sede Guatiguará.9
- FIGURA 5:** Aspecto de la microsonda electrónica JEOL JXA-8200. UCLEMA. Universidad de Calgary, Canadá.12
- FIGURA 6:** Localización geográfica regional del área de estudio (Distrito minero de Buenavista, Ubalá-Cundinamarca, Colombia). Tomado y modificado de www.igac.com.co.13
- FIGURA 7:** Mapa de regiones fisiográficas del departamento de Cundinamarca. 1. Valle del Magdalena; 2. Vertiente Occidental de la Cordillera Oriental; 3^a. Paramos occidentales; 3b. Macizo de Sumapaz; 3c. Altiplano Cundinamarqués; 3d. Cordón Magistral; 4. Vertiente oriental de la cordillera Oriental; 5. Llanos Orientales Tomado y modificado de Ulloa y Acosta (2002).15

FIGURA 8: Vías de acceso al área de estudio. Modificado de www.invias.gov.co (2008)	17
FIGURA 9: Columna estratigráfica generalizada de la formación Calizas del Guavio, redibujado de guerra, 1972, en Ulloa y Rodríguez, 1979. Tomado de INGEOMINAS – GEOSTRATOS LTDA., (2005).....	19
FIGURA 10: Ocurrencias minerales en las Calizas Del Guavio. Tomado y modificado de Ulloa <i>et al.</i> , (2002).	24
FIGURA 11: Imagen satelital del área de estudio, en la cual se indica la localización del túnel “Las Cruces”. Tomado y modificado de www.google-earth.es	30
FIGURA 12: Vista lateral de la ubicación del túnel “Las Cruces”, con el corte de la formación Calizas del Guavio. Tomado y modificado de www.google-earth.es	31
FIGURA 13: Localización de las muestras colectadas al interior del túnel “LAS CRUCES”	33
FIGURA 14: Levantamiento del túnel “LAS CRUCES” mostrando los datos estructurales	34
FIGURA 15: Fotografías a escala de afloramiento mostrando el aspecto de la Zona I (lodolita carbonosa fracturada y oxidada). Túnel “Las Cruces”	35
FIGURA 16: Aspecto de las diferentes sub-zonas al interior de la zona II. a. vena antitaxial de calcita, dolomita y albita, poco cohesivos, b. nivel mas cohesivo con presencia de venas de dolomita fibrosa paralelas a la estratificación, c. nivel brechificado.	36
FIGURA 17: Aspecto de la zona III. Lodolita carbonosa con aspecto algo brechado.	37

FIGURA 18: Aspecto de los niveles que conforman la zona IV. Nivel brechificado.	38
FIGURA 19: Aspecto de los materiales presentes hacia la base de la zona V. a. Lodolita calcárea altamente replegada; b. Bolsas con material de relleno hidrotermal, altamente alterada (dolomita y albita); c. Lodolita replegada.	39
FIGURA 20: Aspecto de los niveles mas avanzados de la zona V. a. un nivel de brecha compuesta principalmente por fragmentos de lodolita carbonosa altamente meteorizados, embebidos en una matriz de albita y dolomita poco cohesiva; b. lodolita carbonosa se evidencia una vena antitaxial de albita y dolomita poco cohesiva; c. lodolita con presencia de venas de dolomita concordantes y discordantes a la estratificación.....	40
FIGURA 21: Aspecto del frente del túnel (Zona V). a. nivel lodolítico levemente calcáreo brechificado; b. contacto entre lodolita carbonosa con bolsa de minerales poco cohesivos (dolomita-Albita) principalmente.....	41
FIGURA 22: Levantamiento del Túnel “LAS CRUCES. Se muestran las litologías predominantes en el sector.....	42
FIGURA 23: zonalidad lateral de la zona V del túnel “Las Cruces”	43
FIGURA 24: corte del túnel “Las Cruces”. Se muestra los espesores de cada zona.	44
FIGURA 25: Aspecto de la lodolita limosa, perteneciente al Paleozoico (Muestra COR-034-01)	47
FIGURA 26: Aspecto de la intercalación de rocas presente en el corte del sector “Las Cruces”. a. vena de minerales poco cohesivos, principalmente albita-dolomita-calcita, en contacto con lodolita carbonosa (muestra COR-34-05); b.	

lodolita carbonosa muy replegada (muestra COR-34-06); c. bolsa de minerales poco cohesivo con una textura brechoide (muestra COR-34-07).	47
FIGURA 27: Levantamiento esquemático del corte (90m de longitud) en el sector Las Cruces. Señalando los resultados de los análisis con DRX.	48
FIGURA 28: A la derecha se observa una vena con relleno masivo. A la izquierda se observa una vena con relleno fibroso. Tomado de Dunne y Hancock (1994).	49
FIGURA 29: A la derecha se presenta una vena con crecimiento de tipo sintaxial; a la izquierda se presenta una vena de tipo antitaxial. Tomado de Dunne y Hancock (1994).....	50
FIGURA 30: 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).....	51
FIGURA 31: Ilustración esquemática de los mecanismos de brechificación en depósitos hidrotermales vetiformes, y la geometría final de las brechas. Flechas largas (trituration tectónica) indican la dirección de la propagación de la falla, flechas mas cortas indican la dirección de desplazamiento de la roca encajante (Brechificación asistida por fluidos y Expansión de volumen) o de los fragmentos (Impacto y Colapso). P_f es la presión del fluido la escala no es indicada. (Tomado de Jébrak, 1997).	54
FIGURA 32: Ubicación de las muestras seleccionadas para análisis petrográficos en el túnel “Las Cruces”	59
FIGURA 33: Microfotografía Nicos Paralelos (5X): Vena de calcita-dolomita en contacto neto con la roca encajante, Nicos Cruzados (5X), se aprecia recristalización de la albita hacia los bordes de la vena y hacia el centro cristales de calcita (Lamina COR-035-019).	61

- FIGURA 34:** Macrofotografía en Nicoles Cruzados (5X). Se presenta recristalización de albita en agregados granulares, su morfología se hace evidente en lentes. (Lamina COR-034-04).....62
- FIGURA 35:** Macrofotografía en Nicoles paralelos (5X) y Nicoles Cruzados (5X), mostrando recristalización de albita y cuarzo en agregados granulares embebidos dentro de la matriz de minerales arcillosos. (Lamina COR-035-016).....64
- FIGURA 36:** Macrofotografía en Nicoles Cruzados (5X). se evidencia recristalización de albita en agregados granulares, embebidos en una matriz de filosilicatos altamente oxidada. Lamina COR-034-05 a.65
- FIGURA 37:** Microfotografía en Nicoles Paralelos (5X) y Nicoles Cruzados (5X), mostrando la matriz de minerales arcillosos con cristales de cuarzo y pirita diseminada. Cristal de calcita euédral en contacto con las oquedades dejadas por la pirita. (Lamina COR-035-012).....67
- FIGURA 38:** Microfotografía en Nicoles paralelos (5X) (IZQ) y en nicoles Cruzados (DER), mostrando venas de albita en agregados granulares. Lamina COR-034-06.....68
- FIGURA 39:** Microfotografía en Nicoles Paralelos (5X), de matriz micrítica, con recristalizaciones granulares de cuarzo y albita. (Lamina COR-035-05).70
- FIGURA 40:** Macrofotografía que muestra el contacto neto de la intercalación de la calcita-dolomita fibrosa, con la lodolita calcárea. Dentro de la vena se evidencia recristalización de cristal de pirita en forma subhedral. Nicoles paralelos (5X), (IZQ); Nicoles cruzados (5X) (DER). Lamina COR-035-0271
- FIGURA 41:** Microfotografía en nicoles paralelos de micrita carbonosa con recristalización de albita. (Lamina COR-035-01).72

FIGURA 42: Macrofotografía en Nicoles Cruzados (5X). Se presenta una lodolita carbonosa, parcialmente albitizada, cuyo cambio de coloración es debido a la oxidación presente en la muestra (Lamina COR-034-01).....	73
FIGURA 43: Determinación de una estructura por cristalografía de rayos X. Tomado de http://es.wikipedia.org/wiki/Difracci%C3%B3n_de_rayos_X	78
FIGURA 44: Zonalidad a nivel cualitativo y semicuantitativo encontrados en el túnel “LAS CRUCES”	82
FIGURA 45: Microfotografía de cantidades de fluidos atrapados en un cristal	87
FIGURA 46: Esquema mostrando los diferentes tipos de inclusiones desde un punto de vista morfológico. (Tomado de Velasco, 2004).	88
FIGURA 47: a. Criterios para clasificar una inclusión fluida primaria, b. diferentes ocurrencias de inclusiones fluidas primarias en relación con la zonación mineral. (Tomado de Van Den Kerkhof, 2001)	90
FIGURA 48: Distribución de las inclusiones primarias (P), siguiendo zonas de concéntricas, paralelas a las caras de crecimiento; Pseudosecundarias (PS) que se ordenan oblicuamente a las caras, siguiendo microfisuras que empiezan en el núcleo del cristal y terminan antes de que este se acabe; y secundarias (S) que sin ninguna regla el cristal pasando por sus bordes. (Tomado de Velasco, 2004).....	91
FIGURA 49: Esquema de los tipos de IF según el número de fases presentes a temperatura ambiente: A la derecha: L = Líquido. V = Vapor. Tomado de Nash y Theodore (1971). A la izquierda, tipos a hasta e de Amad y Rose (1980), con líneas conectando pares donde es aplicable. Tomado de Nash y Theodore (1971).	93

FIGURA 50: Microfotografía de Inclusiones fluidas primarias polifásicas dentro de un cristal de calcita en lamina COR-040-003 ^a	96
FIGURA 51: Microfotografía de Inclusiones polifásicas primarias con cristales hijos de halita dentro de un cristal de calcita en la lamina COR-040-003b.	97
FIGURA 52: Esquema general de la espectrometría de superficies. El haz puede ser de fotones, electrones o iones. Tomado de Skoog <i>et al.</i> , 2001..	101
FIGURA 53: secuencia de imágenes de retrodispersado de la muestra COR-035-02, mostrando los diferentes sitios donde se realizaron los análisis de química mineral, también muestra que la pirita mantiene su concentración de S y Fe constante en cualquier punto, mientras que la calcita disminuye un poco su concentración de Ca y Fe a medida que esta mas cerca de agregados de pirita.	105
FIGURA 54: Imagen de retrodispersado de la lamina COR-035-02, mostrando los diferentes sitios donde se realizaron los análisis de química mineral. (En otro punto de la sección), el contenido de S y Fe se mantiene constante y el calcio y el magnesio aumentan levemente a medida que se alejan de la pirita.	106
FIGURA 55: Imagen de retrodispersado de la lamina COR-035-02, mostrando los diferentes sitios donde se realizaron los análisis de química mineral. (En otro punto de la sección), se observa que el calcio y el magnesio van disminuyendo a medida que se acerca a la dolomita.	107
FIGURA 56: Diagrama ternario para la clasificación de carbonatos en la lamina COR-035-02.....	108
FIGURA 57: Diagrama binario mostrando la variabilidad del hierro y el magnesio en los carbonatos de la muestra COR-035-02.....	108

FIGURA 58: Imagen de retrodispersada de la lamina COR-036-02, mostrando los diferentes sitios donde se realizaron los análisis de química mineral.	109
FIGURA 59: Diagrama ternario para la clasificación de carbonatos en la lamina COR-036-02.....	110
FIGURA 60: diagrama binario mostrando la variabilidad del hierro y el magnesio en los carbonatos de la muestra COR-036-02.....	110
FIGURA 61: Imagen de retrodispersado de las cloritas en la sección COR-036-02.	116
FIGURA 62: Imagen de retrodispersado de las cloritas en la muestra COR-036-02.....	117
FIGURA 63: Diagrama de variación FeO vs. MgO de las cloritas; B. Clasificación de las cloritas según Foster (1962); C. Clasificación genética de las cloritas según Bailey y Brown (1962); D. Diagrama discriminatorio de la presencia de interestratificados en las cloritas con base al numero de vacancias octaédricas y Al IV Vs. Na+K+2Ca, según Bettison y Schiffman (1988) y Jiang <i>et al.</i> (1994).	120
FIGURA 64: Representación de la composición de las cloritas en estudio dentro del diagrama de Hey (1954). Fórmula estructural calculada con 28 oxígenos.	122
FIGURA 65: Representación de la variación de las cloritas con respecto a FeO Vrs MgO. Fórmula estructural calculada con 14 oxígenos, mostrando una correlación negativa.....	122
FIGURA 66: Representación de la composición de las cloritas en estudio dentro del diagrama de Kranidiotis (1987).Fórmula estructural calculada con 28 oxígenos.	123

FIGURA 67: Clasificación genética de las cloritas según Bailey y Brown (1962), mostrando que las cloritas pertenecen a un clinocloro. Formula estructural calculada con 28 oxígenos por átomos de unidad.	123
FIGURA 68: Clasificación de las cloritas según Foster (1962); mostrando que las cloritas analizadas son ripidolitas, formula estructural calculada a 14 átomos	124
FIGURA 69: Histograma de valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ determinados en muestras de carbonatos	135
FIGURA 70: Histograma de valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ determinados en muestras de carbonatos	135
FIGURA 71: Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ de los carbonatos en equilibrio con el agua, según la variación de las temperaturas, en la muestra COR-036-001	136
FIGURA 72: Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ de los carbonatos en equilibrio con el agua, según la variación de las temperaturas, en la muestra COR-037-003	137
FIGURA 73: Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ de los carbonatos en equilibrio con el agua, según la variación de las temperaturas, en la muestra COR-040-003	137
FIGURA 74: Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de los carbonatos en equilibrio con el CO_2 , según la variación de las temperaturas, en la muestra COR-036-001	138
FIGURA 75: Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de los carbonatos en equilibrio con el CO_2 , según la variación de las temperaturas, en la muestra COR-037-003	139

FIGURA 76: Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de los carbonatos en equilibrio con el CO_2 , según la variación de las temperaturas, en la muestra COR-040-003..... 139

FIGURA 77: Proyección de fraccionamiento isotópico del $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de la pirita en equilibrio con el CO_2 , en la muestra COR-040-040..... 140

LISTA DE TABLAS

Tabla 1: Especificaciones técnicas del equipo de trabajo	7
Tabla 2: Propiedades Fisicoquímicas de los patrones de calibración de la platina de microtermometría THSM-600.....	10
Tabla 3: Características de las zonas mineralógicas del túnel “LAS CRUCES”	45
Tabla 4: Paragénesis propuestas para cada una de las zonas predeterminadas.	83
Tabla 5: Concentración cualitativa y cuantitativa por medio de DRX en el túnel “LAS CRUCES”	85
Tabla 6: Concentración cualitativa y cuantitativa por medio de DRX en el corte de la formación Calizas Del Guavio.	86
Tabla 7: Localización de la lámina doblemente pulida para el estudio de IF.....	95
Tabla 8: Temperaturas arrojadas por la microtermometría de IF.	97
Tabla 9: Resultados de análisis químicos de microsonda para carbonatos en la lámina COR-035-02	103
Tabla 10: Resultados de análisis químicos de microsonda para carbonatos en la lámina COR-036-02	103

Tabla 11: Análisis químicos de microsonda de las cloritas para la muestra COR-036-02.....	115
Tabla 12: Formulas estructurales calculadas con base a 28 átomos de oxígeno por unidad de formula, con las temperaturas según walshe,(1987).....	118
Tabla 13: Formulas estructurales calculadas con base a 14 átomos de oxígeno por unidad de formula	118
Tabla 14: Variabilidad de los cationes respecto a los análisis de las cloritas	121
Tabla 15: Temperaturas estimadas a partir de los diferentes geotermómetros, A. Cathelineau y Nieva (1985), B. Kranidiotis y Malean (1987), C. Cathelineau (1988) D. Xie et al., (1997) y E. Jowett (1991).....	121
Tabla 16: Características isotópicas fundamentales de los elementos ligeros. No se incluyen los isótopos radiactivos cuyas abundancias relativas, además, son muy pequeñas. (Modificado de Redondo, 2001).	128
Tabla 17: Valores isotópicos analizados en el sector “Las Cruces”	134
Tabla 18: Fraccionamiento isotópico $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) de los carbonatos en equilibrio con el agua, según la variación de las temperaturas	136
Tabla 19: Fraccionamiento isotópico $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) de los carbonatos en equilibrio con el CO_2 según la variación de las temperaturas.....	138
Tabla 20: Valores isotópicos de la pirita en equilibrio medido en diversas temperaturas.....	140

RESUMEN

TITULO: IDENTIFICACION Y CARACTERIZACION DE LOS PULSOS PALEOHIDROTERMALES EN ROCAS DE LA FORMACION CALIZAS DEL GUAVIO (BERRIASIANO, CRETACICO INFERIOR) Y SU RELACION CON LA MINERALIZACION ESMERALDIFERA. MUNICIPIO DE GACHALA (CUNDINAMARCA)*.

AUTOR: Jully Marcela Ortégón Barrera**

PALABRAS CLAVES: Esmeralda, petrografía, inclusiones fluidas, pulsos pelehidrotermales, Gachalá, Cordillera Oriental

DESCRIPCION

El distrito minero "Las Cruces", objeto del presente estudio, se localiza en el municipio de Gachalá (Cundinamarca), el cual hace parte del Cinturón Esmeraldífero Oriental de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos.

Las rocas aflorantes en el área de estudio, se correlacionan con la formación Calizas del Guavio, de edad Berriasiano. Los análisis macroscópicos, petrográficos y de DRX, permitieron identificar cinco zonas principalmente al interior del túnel 'Las Cruces': Zona I, compuesta fundamentalmente de rocas lodolíticas parcialmente albitizadas; Zona II, compuesta de lodolitas con albitización y dolomitización y presencia de venas ricas en albita-dolomita±sulfuros; Zona III, compuesta de lodolitas parcialmente albitizadas y con ankerita neoformada; zona IV, compuestas de lodolitas calcáreas brechificadas y cementadas por albita y dolomita y; Zona V, con lodolitas fuertemente replegadas y con brechificación, ocasionalmente cementadas por cemento de albita-dolomita.

La mineralización de esmeralda se hospeda fundamentalmente en venas hidrotermales compuestas de albita+dolomita-calcita+pirita; y en brechas tectónicas cementadas por estos mismos materiales de origen hidrotermal. Estas estructuras, se relaciona fundamentalmente con las zonas II, IV y V, anteriormente descritas.

Los estudios de inclusiones fluidas en carbonatos de origen hidrotermal, apuntan a que los fluidos mineralizantes se correlacionan con un sistema químico tipo $H_2O + NaCl + CaCl_2 + KCl + FeCl_2 + LiCl + (\pm CsCl, GaCl_3) + CO_2 + N_2$. Las temperaturas mínimas de atrapamiento de estos fluidos en carbonatos, oscilan entre 250-280°C, mientras que las temperaturas obtenidas con base en la geotermometría de cloritas son de unos 350 °C.

Los análisis de isótopos estables del $\delta^{18}O$ en carbonatos, indican que el agua en los paleofluidos mineralizantes se relaciona con aguas de origen metamórfico.

*Proyecto de Grado

**Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Ph. D. Luís Carlos Mantilla Figueroa. Codirectores: Geol. Ingeominas, Roberto Terraza y Geol. UIS, Alejandro Silva

ABSTRACT

TITLE: IDENTIFICATION AND CHARACTERIZATION OF THE PALEOHYDROTHERMAL PULSES IN ROCKS OF THE CALIZAS DEL GUAVIO FORMATION (BERRIASIAN, LOWER CRETACEOUS) AND THEIR RELATION WITH THE EMERALD MINERALIZATION. TOWN OF GACHALA (CUNDINAMARCA)*.

AUTHOR: Jully Marcela Ortegon Barrera**

KEY WORDS: Emeralds, Petrography, fluid inclusions, paleohydrothermal pulses, Gachalá, Eastern Cordillera.

DESCRIPTION:

The mining district “Las Cruces”, subject of the present study, is located in the municipality of Gachalá (Cundinamarca), which is part of the Eastern Emerald Belt of the Eastern Mountain range of Colombian Andes.

The outcropping rocks in the study area, are correlated with the Calizas del Guavio Formation, of Berriasian age. The macroscopic, petrographic analyses and XRD, allowed to identify mainly five zones in the interior of the tunnel ‘Las Cruces’: Zone I, composed fundamentally of partially albitic altered shales; Zone II, composed of shales with albitic alteration and dolomitic alteration and presence of rich veins in albite-dolomite±sulfure; Zone III, composed of shales partially albitic altered and with neoformed ankerite; zone IV, composed of calcareous shale brecciated and cemented by albite and dolomite; Zone V, with strongly folded shales and brecciation, occasionally cemented by albite-dolomite cement.

The mineralization of emerald is hosted fundamentally in compound hydrothermal veins of albite+dolomite-calcite+pyrite; and in tectonic breccias cemented by these same materials of hydrothermal origin. These structures are related fundamentally to zones II, IV and V, described previously.

The studies of fluid inclusions in carbonates of hydrothermal origin, aim at the mineralizing fluids correlate with a chemical system type $H_2O + NaCl + CaCl_2 + KCl + FeCl_2 + LiCl + (\pm CsCl, GaCl_3) + CO_2 + N_2$. The minimum temperatures of entrapment of these carbonate fluids oscillate between 250-280°C, whereas the temperatures obtained based on the chlorite geothermometry are about 350°C.

The stable isotope analyses of $\delta^{18}O$ in carbonates indicate that the water in the mineralizing paleofluids is related to waters of metamorphic origin.

*Grade Project

**Faculty of Physical and Chemical Engineerings. Department of Geology. Director: Ph. D. Luís Carlos Mantilla Figueroa. Co-directors: Geol. Ingeominas, Roberto Terraza and Geol. UIS, Alejandro Silva.

INTRODUCCION

El presente documento es el resultado de un trabajo de grado 'Modalidad Investigación', realizado en el marco de un convenio de cooperación científica entre el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) y la universidad industrial de Santander (UIS), el cual tiene como propósito general el estudio de los depósitos de esmeraldas en el cinturón esmeraldífero oriental de la Cordillera Oriental de Colombia.

El área seleccionada para el presente estudio, se localiza en el distrito minero esmeraldífero de Gachalá (Departamento de Cundinamarca), mas específicamente en el sector de las Cruces.

El objetivo fundamental del estudio es identificar y caracterizar los pulsos paleohidrotermales que afectaron las rocas de la formación Calizas del Guavio (de edad Berriasiano, Cretácico Inferior), en aras de establecer su relación con la mineralización esmeraldífera.

Finalmente, se espera que este estudio contribuya al entendimiento de la génesis de los depósitos de esmeraldas y paralelamente sirva para definir criterios o guías de exploración que conduzcan a la identificación de nuevas áreas con potencial esmeraldífero en ese sector.

1. OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

Identificar y caracterizar los pulsos paleohidrotermales que han afectado las rocas de La Formación Calizas Del Guavio (de edad Berriasiano, Cretácico Inferior) en sectores del municipio de Gachalá (Cundinamarca), en aras de establecer su relación con la mineralización esmeraldífera.

1.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Revisar la bibliografía sobre geología del área de estudio (sus rasgos regionales y locales) y su relación con los yacimientos hidrotermales asociados.
- Realizar una salida a campo con fines de reconocimiento geológico del área de estudio (apoyados en la cartografía geológica realizada previamente por el INGEOMINAS), para muestrear y documentar específicamente la geología de la Mina 'Las Cruces' (con producción de esmeraldas), localizada en el municipio de Gachalá.
- Estudiar la mineralogía y la petrografía de 20 secciones delgadas, correspondientes a muestras localizadas en diferentes sectores del túnel 'Las Cruces', para identificar procesos y establecer relaciones con la mineralización esmeraldífera.
- Analizar mediante la técnica de difracción de rayos X (DRX) las muestras seleccionadas a lo largo del túnel Las Cruces, con el propósito de identificar

las especies minerales presentes y establecer su relación con los procesos mineralizantes.

- Realizar un estudio petrográfico y microtermométrico en Inclusiones Fluidas en diferentes materiales de relleno de venas hidrotermales, en aras de establecer las propiedades físico-químicas de los paleofluidos.
- Caracterizar isotópicamente los materiales de relleno de venas y/o filones presentes en el área de estudio, utilizando análisis de geoquímica de isótopos estables de C ($\delta^{13}\text{C}$) O ($\delta^{18}\text{O}$) y S ($\delta^{34}\text{S}$), con el propósito de establecer la fuente de los paleofluidos.
- Elaborar un modelo de génesis de los depósitos de esmeraldas presentes en el área estudio y proponer guías o criterios que apoyen futuras labores de exploración esmeraldífera en áreas circunvecinas.

2. METODOLOGIA

Para el logro de los objetivos propuestos, se estructuró y diseñó una metodología de trabajo, la cual consta de las siguientes fases: Pre-campo, Campo, 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 PRECAMPO:

Durante esta fase, se llevo a cabo una recopilación y análisis de la información existente sobre la geología del área de estudio. Así mismo, se exploraron y analizaron algunas imágenes aéreas del sector, se adquirieron los correspondientes mapas topográficos y se discutió la cartografía geológica del sector, la cual fue previamente elaborada por el personal de INGEOMINAS y fue tomada como punto de partida para el presente estudio.

2.2 FASE DE CAMPO

En esta fase de campo el grupo de investigación MINPEGEO en asocio con el INGEOMINAS, realizo una salida a campo con fines de reconocimiento geológico del área de estudio (apoyados en la cartografía geológica realizada previamente por el INGEOMINAS), para muestrear y documentar específicamente la geología de la Mina 'LAS CRUCES' (con producción de esmeraldas), localizada en el municipio de Gachalá,

El muestreo fue realizado haciendo registro de datos tanto estratigráficos como estructurales en forma detallada, recolección de muestras y toma de fotografías a diferente escala.

2.3 FASE DE LABORATORIO

En esta fase de laboratorio se realizaron los análisis detallados de todas las muestras seleccionadas durante la estadía en campo, estas muestras fueron procesadas y posteriormente analizadas por diferentes tipos de estudios entre los cuales se encuentran microscopía óptica, difracción de rayos X (DRX), petrografía, microtermometría de inclusiones fluidas, isótopos estables y microscopía electrónica.

Una descripción detallada de estos estudios se encuentran a continuación:

2.3.1 Descripción macroscópica y microscopía óptica

La descripción macroscópica de las muestras de mano recolectadas en campo, se realizó con ayuda de la lupa estereoscópica marca Stemi DV4, Carl Zeiss Jena (Figura 1), propiedad del 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 las rocas, venas, bolsas y brechas, tales como color, textura, estructura, composición y clasificación, las cuales fueron registradas y compiladas en una ficha Excel.

La elaboración de secciones delgadas para estudios mineralógico-petrográfico y petrografía de inclusiones fluidas fueron realizadas tanto en los laboratorios privados del ICP, ubicados en la seccional de Bucaramanga, a cargo del técnico Adrián Delgado, como en el laboratorio de preparación de muestras de la escuela de Geología. El estudio petrográfico de las secciones delgadas obtenidas y toma

de fotografías, se realizaron utilizando un microscopio de luz transmitida marca: NIKON (Figura 2), modelo: Eclipse-50i, incorporado con Cámara Digital modelo: DS-L1, localizado en el laboratorio de Microscopia de la Escuela de Geología de la UIS (sede principal). La información obtenida en estos análisis fue registrada en los formatos proporcionados por el INGEOMINAS (Anexo 1)



FIGURA 1: Aspecto de la lupa estereoscópica Carl Zeiss Jena. Laboratorio de Arcillas, Escuela de Geología. Universidad Industrial de Santander (UIS).



FIGURA 2: Aspecto del microscopio de luz transmitida Nikon Eclipse-50i con cámara fotográfica DS-L1. Laboratorio de Microscopía Óptica. Escuela de Geología. UIS

2.3.2 Difracción de Rayos X (DRX)

Con el fin de identificar las fases mineralógicas presentes en las muestras de relleno de venas y filones hidrotermales, se efectuaron pruebas de difracción de rayos X (DRX), la preparación de dichas muestras se realizaron en las instalaciones del laboratorio de arcillas en la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander, posteriormente se trasladaron al Laboratorio de Difracción de Rayos X de la escuela de química, UIS, donde se les realizó el siguiente procedimiento: Primero se toman unos 30g de muestra, los cuales son secados en un horno a 50°C aproximadamente, el secado de la muestra puede tomar unas 24h. Una vez está seca la muestra, ésta se tritura manualmente en un mortero hasta alcanzar un tamaño de partícula de grava. Ahora la muestra pasa a un mortero mecánico donde alcanza un tamaño de partícula de arcilla cuyo polvo obtenido es al que se le realizaran los análisis.

Dichos análisis se hacen utilizando un difractómetro de polvo marca RIGAKU modelo D/MAX IIIB (Figura 3). Las especificaciones técnicas del equipo de trabajo se presentan la tabla 1.

Los análisis son desarrollados sobre muestras de polvo desorientado, evitando así el ángulo preferencial. El espécimen seleccionado de la muestra es montado sobre un porta muestra de aluminio mediante la técnica de llenado lateral y posteriormente analizadas cualitativamente las fases presentes mediante comparación del perfil observado con los perfiles de difracción reportados en la base de datos PDF-2 del International Centre for Diffraction Data (ICDD).

Tabla 1: Especificaciones técnicas del equipo de trabajo

Voltaje	40(kV)
Corriente	20(mA)
Rendijas (Slits) DS	1.0°
RS	0.3mm
SS	1.0°
Muestreo	0.02° 2theta
Rango de Medición	2-70° 2theta
Radiación	CuKa1
Monocromador	Grafito
Identificación de fases	
Tipo de barrido	continúo
Velocidad de Barrido	1.2° / min



FIGURA 3: Aspecto de difractómetro marca RIGAKU modelo D/MAX III B. Laboratorio de Difracción de Rayos X. Escuela de Química, UIS.

Posterior a los datos arrojados cualitativamente de DRX se contó con el apoyo del Geólogo Jaime Mojica (INGEOMINAS) para hacer los análisis a nivel semicuantitativo, los difragnetogramas de los análisis cualitativos se muestran en el anexo 2.

2.2.3 Microtermometría de inclusiones fluidas (IF)

La microtermometría de inclusiones fluidas se lleva a cabo con el fin de determinar las temperaturas de los cambios de fases de las inclusiones fluidas durante el enfriamiento y el calentamiento. Estas mediciones se realizaron en una platina TH600-LINKAN adaptada a un microscopio óptico de luz transmitida, marca Nikon elipse 50i cuyo procesos de enfriamiento – calentamiento se dan en rangos de temperaturas entre -198°C y $+600^{\circ}\text{C}$, (Figura 4), ubicada en el laboratorio de microtermometría del Grupo de Investigaciones en Geología de la UIS, Sede Guatiguará .



FIGURA 4: Aspecto de la platina de calentamiento-enfriamiento TH600, marca LINKAM, localizada en el laboratorio de microtermometría de la escuela de Geología. UIS-Sede Guatiguará.

La platina de microtermometría THSM-600, presenta los siguientes propiedades Fisicoquímicas de los patrones de calibración, donde Te (temperatura del punto eutectico) y Th (temperatura de homogenización). Estos patrones se presentan en la tabla 2.

Tabla 2. Propiedades Fisicoquímicas de los patrones de calibración de la platina de microtermometría THSM-600.

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

2.2.4 Geoquímica isotópica

Los análisis de Isótopos estables de C ($\delta^{13}\text{C}$) O ($\delta^{18}\text{O}$) y S ($\delta^{34}\text{S}$), de las muestras seleccionadas fueron realizados en los laboratorios de Isótopos Estables de la universidad de Salamanca (España).

Los minerales que se utilizaron en este estudio fueron de relleno de venas y filones hidrotermales, y el objetivo principal de este estudio, era establecer la fuente de los paleofluidos.

La selección y separación de las muestras (fracciones monominerales o roca) para este estudio, se realizó de manera manual en el laboratorio de Arcillas de la Escuela de Geología UIS, y su pureza se controló mediante análisis ópticos. Por lo general, se seleccionaron muestras de 2 g de peso, si se trataba de muestras monominerales y de 10 g de peso, si se trataba de roca.

Los análisis de isótopos estables se realizaron en el laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España; el procedimiento seguido en laboratorio, según cada muestra específica (silicatos, sulfuros o carbonatos) se encuentra descrito detalladamente en la dirección <http://usal.es/~isotopos/>.

2.2.5 Microscopia electrónica

Los análisis de química mineral fueron realizados en el laboratorio para análisis de microsonda electrónica (UCLEMA) perteneciente a la universidad de Calgary (Canadá). La microsonda electrónica utilizada es de marca JEOL JXA-8200 (Figura 5), el cual está provisto con 5 espectrómetros de dispersores de longitud de onda (WDS) y espectrómetros dispersores de energía (EDS).



FIGURA 5: Aspecto de la microsonda electrónica JEOL JXA-8200. UCLEMA. Universidad de Calgary, Canadá.

Para la realización de estos análisis se utilizan las secciones elaboradas para estudiar mediante microscopía óptica, con la diferencia que estas secciones no pueden llevar cubreobjetos y deben ser pulidas con alúmina de 1 y $0.005\mu\text{m}$, ya que son sometidas a un bombardeo con electrones.

3. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO

3.1 LOCALIZACIÓN

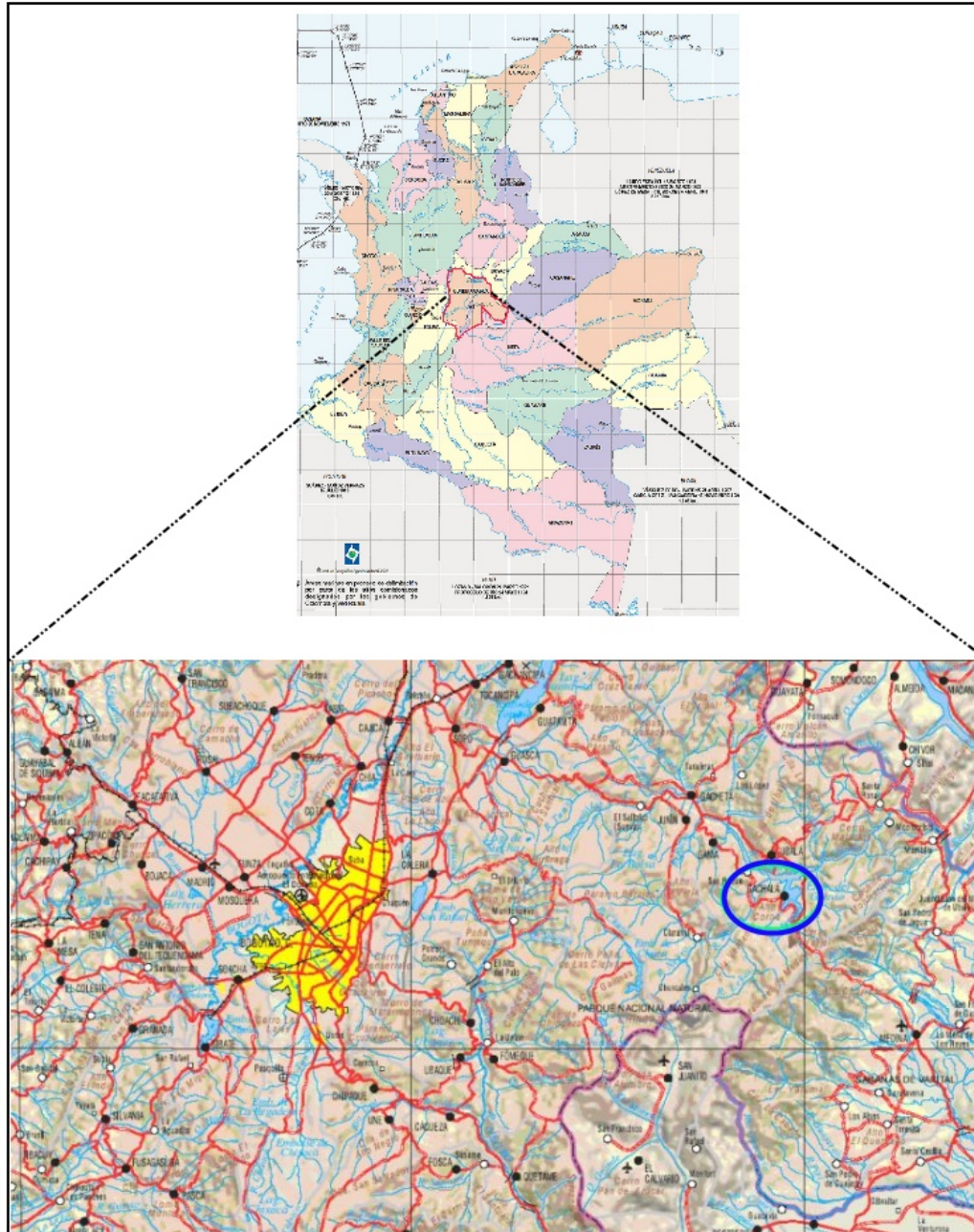


FIGURA 6: Localización geográfica regional del área de estudio (Distrito minero de Buenavista, Ubalá-Cundinamarca, Colombia). Tomado y modificado de www.igac.com.co.

Gachalá área de estudio de la presente investigación se encuentra ubicada en la parte sur oriental del departamento de Cundinamarca, en el flanco oriental de la Cordillera Oriental. Su cabecera está localizada a los 4° 42' de latitud norte de la línea del Ecuador y 73° 31'

De longitud al oeste del meridiano de Greenwich, posee una altura sobre el nivel del mar de 1.712 metros. Su temperatura media es de 19 °C.

Dista de Santa fe de Bogotá 120 km. El área municipal es de 467 km² y limita por el norte con el municipio de Ubalá y el departamento de Boyacá, por el oriente con los municipios de Ubalá y Medina, por el sur con el departamento del Meta y por el occidente con los municipios de Fómeque, Junín Y Gama (Figura 6)

El sector "Las Cruces", específicamente las minas "LAS CRUCES" (área de estudio) se encuentra acotada por X= 1.012.868 y Y= 1.069.613 en boca mina.

3.2 FISIOGRAFIA-HIDROGRAFIA

El territorio del municipio de Gachalá presenta relieves bajos, planos y montañosos, todos correspondientes a la Cordillera Oriental en ambos flancos. En este contexto, el municipio presenta una región fisiográfica denominado flanco oriental, este flanco es una faja paralela al altiplano de Bogota, de relieve alto y abrupto reflejando en las formaciones de Medina y la Cuchilla de Ubalá. Todo el territorio se extiende sobre un conjunto de estructuras sinclinales y anticlinales en los flancos oriental y occidental de la cordillera, con la presencia de fallas en dirección suroeste y noreste, se destacan los accidentes orográficos de las serranías de Cubatá, Farallones y Montecristo, bañan sus tierras los ríos Guavio, Farallones y Murca (figura 7).

En cuanto a su sistema hidrográfico el municipio de Gachalá en el departamento de Cundinamarca comprende dos grandes cuencas, al oeste la del río Magdalena y al este la del río Meta. A estas cuencas confluyen un total de 11 subcuencas. El

Río Magdalena recibe las aguas de los ríos Bogota, Negro, Sumapaz, Minero y Ubaté. Por su parte el Meta recibe los ríos Guavio, Negro, Humea, Guatiquía y Machtetá.

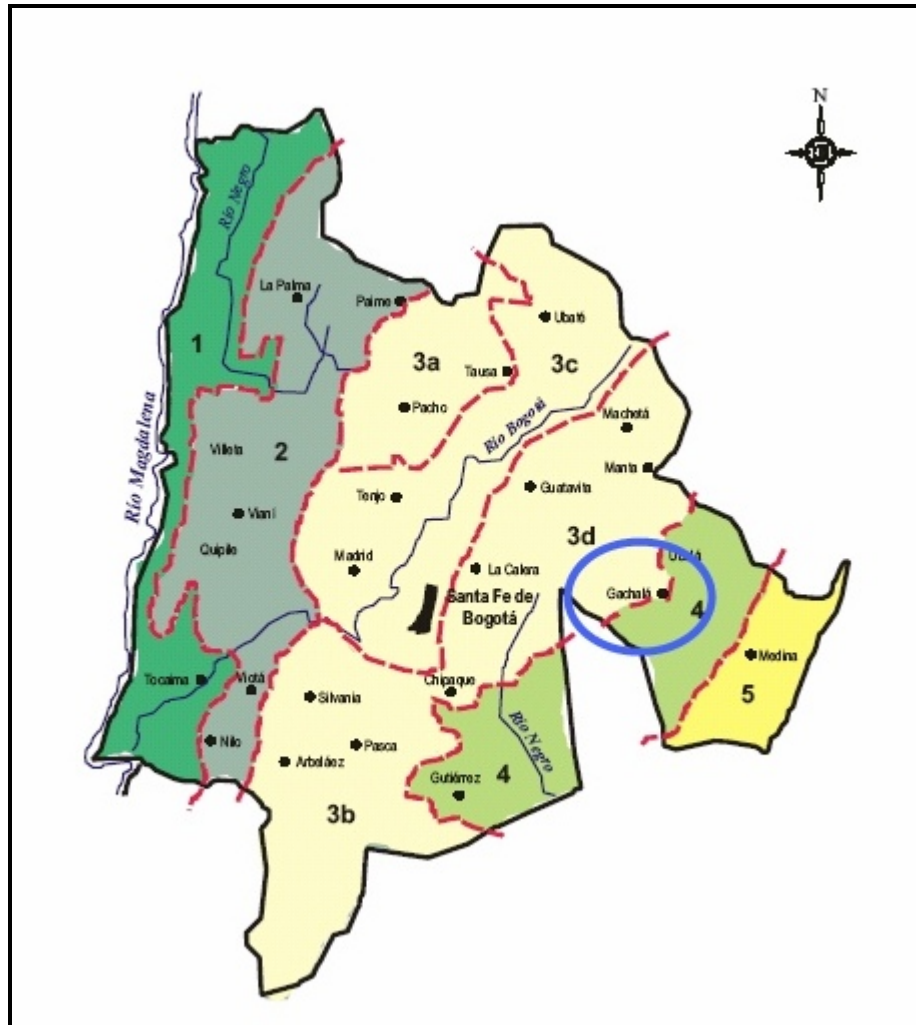


FIGURA 7: Mapa de regiones fisiográficas del departamento de Cundinamarca. 1. Valle del Magdalena; 2. Vertiente Occidental de la Cordillera Oriental; 3^a. Paramos occidentales; 3b. Macizo de Sumapaz; 3c. Altiplano Cundinamarqués; 3d. Cordón Magistral; 4. Vertiente oriental de la cordillera Oriental; 5. Llanos Orientales Tomado y modificado de Ulloa y Acosta (2002).

3.2.1 Clima y Vegetación

Las condiciones climáticas del departamento están determinadas por la hidrografía, la dinámica atmosférica y su posición respecto al Ecuador.

Por lo accidentado del relieve Gachalá goza de diversos climas, distribuyéndose sus pisos térmicos en: Cálido 6 Km², templado o medio 98 Km², frío 361Km² y páramo 2 Km².

Gachalá por tener una altura de 1.712 m.s.n.m. Presenta piso subandino, en las zonas medias de ambos flancos de la cordillera. La vegetación exuberante se caracteriza por estar conformada por árboles como el yarumo, la acacia, el almendro, el cordoncillo, el totumo, el garrapato y el tamarindo. Dentro de la vegetación cultural se encuentran cultivos temporales como maíz y caña de azúcar y cultivos permanentes como el café y algunos frutales.

3.2.2 Actividad Económica

El departamento es minero por excelencia debido a que en este se explotan gran variedad de minerales entre los cuales sobresalen el carbón térmico, arcillas, calizas, dolomitas, sal, mármol, oro, plata y esmeraldas; materiales de construcción, además, existen manifestaciones de cobre y hierro.

3.2.3 Infraestructura vial y urbana

La ciudad de Santa Fe de Bogotá Distrito Capital, es el centro vial y aéreo más importante del país, del cual parten las principales arterias que cruzan el territorio nacional. Todos los municipios del departamento de Cundinamarca (Gachalá y Ubalá) y los municipios del departamento de Boyacá (Chivor, Macanal, Almeida, Somondoco y Guateque) se hallan con buena red vial unidos por carretera.

El acceso al área se puede hacer por la vía conocida como “carretera alterna al Llano”, tomando la vía Bogotá – Tunja (norte de Bogotá) y a la altura del sitio “El

4. ANTECEDENTES

4.1 MARCO GEOLOGICO REGIONAL

4.1.1. ESTRATIGRAFIA

Los yacimientos esmeraldíferos en Colombia se encuentran emplazados en rellenos de fracturas en rocas sedimentarias marinas del Cretáceo Inferior de la Cordillera Oriental.

En la zona esmeraldífera del Guavio afloran las unidades Farallones (Devoniano-Carboniano), Calizas del Guavio, Lutitas de Macanal, areniscas de las Juntas (Grupo Caquezà), Fomequè y Une del Cretacèo Inferior, aunque las mineralizaciones esmeraldíferas solo se han encontrado en las unidades Calizas del Guavio y Lutitas de Macanal (Maya *et al.*, 2004).

Según Segovia (1973), el Grupo Farallones esta compuesto hacia la base por un conglomerado cuarzoso y en la parte media y superior por alternancia de limonitas arcillositas, areniscas, calizas y conglomerados de colores violeta a gris verdoso.

El grupo tiene un espesor aproximado de 2.500m en el cañón del Río Bata y los fósiles recolectados en diferentes áreas han sido datados como el Devoniano medio al Carboniano Superior.

Por la relación con los objetivos del proyecto, y el área donde se desarrolla el presente trabajo, solo se hará énfasis en la formación Calizas del Guabito. La Información geológica sobre las demás formaciones, se documenta en Maya *et al.*, (2004), Ulloa *et al.*, (2000) y Forero (1987).

4.1.1.1 CALIZAS DEL GUAUVIO

Unidad descrita por Guerra (1972) y definida formalmente por Ulloa y Rodríguez (1979), para designar un conjunto de conglomerados, lutitas y calizas que afloran en el extremo suroccidental del cuadrángulo K12 (Guateque).

El espesor reportado en la sección tipo (localizada entre el alto de Miralindo y la Cuchilla de Manizales) es de aproximadamente 1400 m, que se dividen según Ulloa y Rodríguez (1979), en 5 miembros que de base a tope son:

- Miembro Conglomerado de Miralindo

Consiste en cantos redondeados de areniscas, cuarcitas, limonitas y filitas de hasta 10 cm con un espesor superior a los 500 m (en el Alto de Miralindo, su localidad tipo); aunque variable grandemente a través del área.

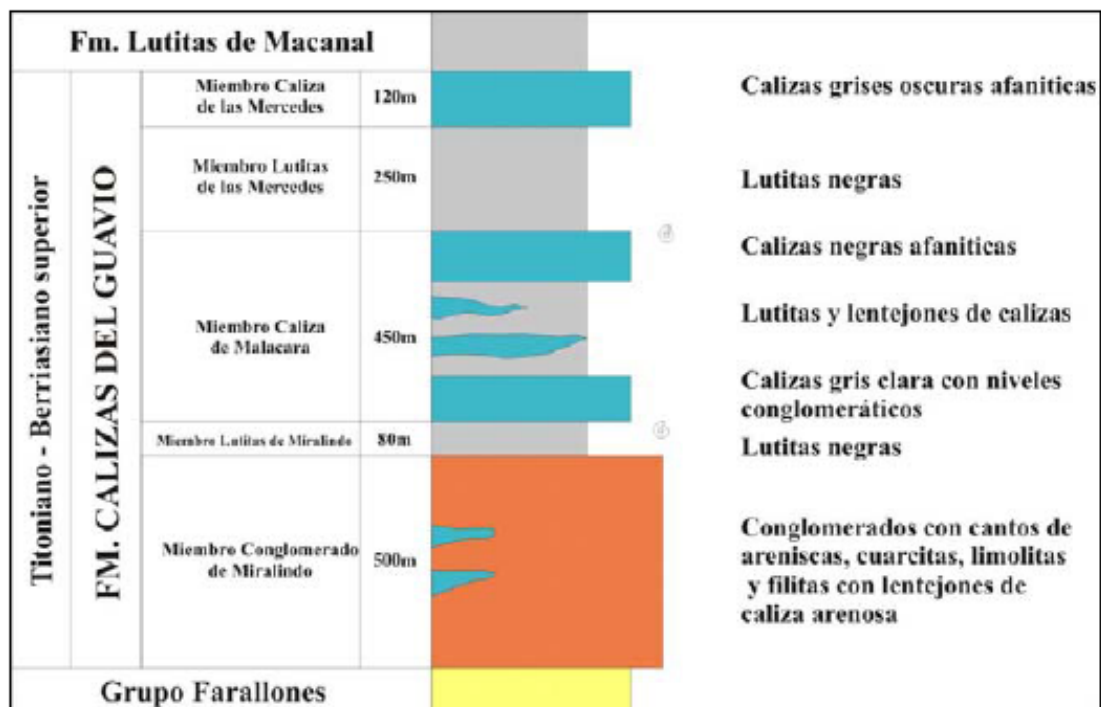


FIGURA 9: Columna estratigráfica generalizada de la formación Calizas del Guavio, redibujado de guerra, 1972, en Ulloa y Rodríguez, 1979. Tomado de INGEOMINAS – GEOSTRATOS LTDA., (2005).

- Miembro de Lutitas de Miralindo

Se compone de un espesor variable entre 30 y 80 metros de lutitas negras que reposan concordantemente sobre el Miembro Conglomerado de Miralindo en

algunos sectores, mientras que en otros yace discordantemente sobre las rocas del Grupo Farallones.

- Miembro Caliza de Malacara

En el Cerro Malacara, de donde toma su nombre, esta unidad compone de un segmento inferior de 80 m de calizas grises claras, macizas, con delgadas intercalaciones de lutitas negras a limonitas grises oscuras a negras con lentejones de calizas y un segmento superior de 15 m de calizas grises oscuras. En la región del Río Farallones, este miembro esta formado por 15 m de conglomerados de cantos de areniscas, cuarcita y limonitas de hasta 10 cm. de diámetro, suprayacidos por 25 m de cuarcitas y areniscas cuarzosas de grano fino a medio y 10 m de caliza arenosa de color gris claro.

- Miembro Lutitas de las Mercedes

En la localidad de las Mercedes se compone de 250 m de lutitas y limonitas negras, fosilíferas, con lentejones de calizas hacia la parte media. En la región del Río Farallones, el espesor es de apenas de 10 m.

- Miembro Caliza de las Mercedes

Compuesto de 120 m de calizas micríticas, grises oscuras con intercalaciones de areniscas cuarzosas de grano medio y lutitas negras. En el área del Río Farallones, este miembro esta constituido en su totalidad por calizas arenosas, que únicamente presentan un espesor de 10 m.

4.1.2 GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La zona esmeraldífera del cinturón oriental, se localiza en la parte noroccidental del Anticlinorio de los Farallones. Las principales minas ocurren en las Calizas del

Guavio (Distrito de Gachalá) y en las lutitas y calizas del tope del Guavio, Distrito de Chivor (Branquet, 1999; Branquet *et al.*, 1999b).

La tectónica de esta parte de la Cordillera está dominada por fallas inversas de ángulo alto con rumbo NE y buzamiento hacia el oeste. Probablemente estas fallas se originaron como fallas normales durante orogenias Prejurásicas y limitaron una serie de bloques paleozoicos; este tectónismo Premesozoico determinó que la discordancia del Paleozoico – Mesozoico observada en la región muestre ángulos muy variables de 0 a 90° y que se presenten cuñas de conglomerados interrumpidas por las fallas (Escovar, 1975, 1979; Ulloa, 1979, 1980; Branquet *et al.*, 2002). En el cinturón oriental la mineralización de esmeraldas está controlada tectónicamente.

Los sitios productivos se localizan en la zona de falla, en brechas o en fracturas y venas a menos de 200 m de las fallas y probablemente conectadas a ellas; característica que se puede extender a todo este cinturón (Escovar, 1975, 1979).

Nuevos análisis estructurales de los depósitos de esmeraldas del cinturón esmeraldífero oriental (Arhan, 1993; Branquet, 1999; Cheilletz *et al.*, 1997; Branquet *et al.*, 1999b) indican que la mineralización de esmeraldas ocurrió en el límite del Cretácico – Paleógeno, durante un evento tectónico extensional tipo escama ligado a una disolución de evaporitas. Esto condujo a la formación de un nivel brechoso estratiforme mineralizado. Las albitas blancas constituyen los respaldos superior e inferior de los niveles brechosos estratiformes. En el depósito de Chivor, diferentes tipos de estructuras mineralizadas están ramificadas desde el nivel brechoso: (i) fallas lítricas, (ii) fracturas distensivas inyectadas con brechas hidrotermales y (iii) grupo de fracturas extensionales con dirección NE - SW que cortan perpendicularmente las capas albitizadas. La fase tectónica transpresional que corresponde al episodio Mioceno Medio de la Cordillera Andina provoca la fracturación de los depósitos de esmeralda por medio de fallas normales, inversas y zonas de cizalla (Maya *et al.*, 2004).

5. ASPECTOS GEOLOGICOS LOCALES

5.1. Generalidades

La región del anticlinorio de Farallones (área donde geológicamente se localiza el sector de estudio (Figura 11-12), esta constituida por rocas del Cambro-Ordoviciano al Cretácico inferior y corresponde a una región con gran complejidad estructural en las zonas donde afloran rocas Paleozoicas.

La zona esmeraldífera del Guavio esta localizada en la parte noroccidental del anticlinorio y en ella se presenta una serie de bloques Paleozoicos limitados por las fallas inversas de ángulo alto, buzamiento hacia el oeste y con *direcciones* N30°E generalmente, las cuales se encuentran interrumpidas por la falla del Fríjol de rumbo y con dirección este-oeste. Las fallas con dirección N30°E, como las del Garabato-San Fernando, la Colina, la Pichona, Manizales, entre otras. Por otro lado, al parecer las fallas se originaron durante las orogenias Prejurasicas, debido a que en las áreas limitadas por dichas fallas se encuentran cuñas de conglomerados (básales de la formación Calizas del Guavio), interrumpidas por estas, lo cual nos hace pensar que en el momento de la transgresión marina que comenzó en el Titoniano, el área se encontraba fallada en bloques. Las fallas N30°E, posteriormente debieron ser reactivadas por movimientos que ocurrieron durante el Cretacéo, el Terciario y finalmente en la primera fase de la Orogenia Andina, ocurrida durante el Plioceno Inferior a Medio (Ulloa, Rodríguez, 1975).

Las fallas con dirección E-W, como la del fríjol parece que se originaron durante la segunda fase de la orogénica Andina ya que cortan las fallas con dirección N30°E. Las mineralizaciones esmeraldíferas están íntimamente relacionadas con las fallas con dirección N30°E y es muy probable que los planos de estas fallas sirvieran de conducto a gran variedad de fluidos mineralizantes , ya que en la región del

Guavio se han encontrado también mineralizaciones de cobre, plomo, zinc y hierro relacionados con estas mismas fallas.

5.2 Yacimientos minerales

En el Guavio se localizan recursos metálicos y no metálicos; en los metálicos se encuentran Minerales Preciosos: Esmeraldas, Metales Básicos: Plomo y Zinc, de la Industria del Acero: Hierro; en los no metálicos, Minerales Industriales: Yeso, Barita y en los de Construcción: Caliza y Agregados Pétreos (Ulloa *et al.*, 2000).

Por su relación con los objetivos del proyecto, a continuación se presentara un resumen sobre la geología de los depósitos esmeraldíferos.

El Cinturón Esmeraldífero Oriental de la CO, en el cual se localiza el área de estudio, presenta altitudes entre 900 y 2000 m.s.n.m. y una orientación regional N30-40E. Los depósitos del distrito de Gachalá (minas de la vega de san Juan, las cruces, el diamante y el toro), se ubican en el extremo sur del cinturón, aproximadamente 75 Km. al ENE de Bogotá. El cinturón se extiende unos 35 a.m. hacia el NE conectando las minas de Gachalá con los distritos de Chivor (minas de Gualí, Chivor, Buena vista y mundo nuevo).

Escobar (1975), observo que en Gachalá la mineralización esta controlada tectónicamente. Los sitios productivos se localizan en la zona de falla, en brechas o en fracturas y venas a menos de 200 metros de las fallas y probablemente conectadas a ellas, características que se pueden entender por todo el cinturón oriental.

Los yacimientos de Las Cruces y El Diamante, están sobre el camino entre el Puente Batatas y El Diamante, asociadas a la brecha de la falla La Colonia; los minerales asociados son: rombos de dolomía gris, pirita, albita, cuarzo, calcita,

naturaleza puede ser muy variada, desde rocas volcánicas a sedimentarias, e incluyendo metasedimentos. Las esmeraldas en este contexto suelen presentarse en venas y/o halos de alteración metasomática asociados a las mismas dentro del encajante.

- El modelo tectónico – hidrotermal, según el cual la formación de esmeraldas tiene lugar como consecuencia de la actividad hidrotermal asociada a grandes fallas corticales o zonas de cizalla que afectan a esquistos máficos – ultramáficos. Las estructuras focalizan el flujo de los fluidos, que lixivian el Cr-V en las rocas básicas y precipitan las esmeraldas en el frente de alteración / metasomatismo, durante la interacción roca / fluido, cuando el fluido portador del Be encuentra el esquisto rico en Cr. En este tipo de yacimiento la salinidad del fluido puede oscilar desde bastante baja a supersaturado. La presencia de evaporitas (sulfatos) parece ser importante a la hora de controlar la química del fluido durante la precipitación de esmeraldas. Este modelo no requiere la existencia de pegmatitas o rocas ígneas (graníticas) asociadas. Los yacimientos colombianos son un caso especial dentro de este modelo (Recio y Subias, 2002).
- Modelo sedimentario-hidrotermal: Los depósitos de esmeraldas conocidos en la Cordillera Oriental de Colombia, se presentan en dos cinturones que cubren áreas de los Departamentos de Boyacá y Cundinamarca. En estos sectores las mineralizaciones se presentan por lo general en las sedimentitas del Cretácico Inferior, litologías mayoritariamente del tipo shale carbonoso (Giulliani *et al.* 1995).

Muchos trabajos se han realizado con el objetivos de estudiar la génesis de los depósitos esmeraldíferos en 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 a 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 CO₂, 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 CO₂. 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.

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 carbonosos, relacionados con la evolución de dicha cordillera (antes de la orogenia andina del Mioceno-Plioceno), a partir del 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 Cheilietz *et al.* (1994) determinan la edad de las esmeraldas colombianas, a partir de dataciones Ar/Ar; y plantean un modelo de depósitos mesotermiales para explicar el origen de dichas esmeraldas. Consecuentemente, Cheilietz 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 Cheilietz 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 Cheilietz 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 (Cheilietz *et al.*, 1994).

6. RESULTADOS

En este capítulo se muestran los resultados fundamentales del sector “LAS CRUCES”, propuestos con base en análisis microscópicos, petrográficos, difracción de rayos X (DRX), inclusiones fluidas, química mineral e isótopos estables.

6.1. Generalidades sobre la Geología del Sector ‘LAS CRUCES’

Las minas del distrito de Gachalá se encuentran en los diferentes miembros de la Formación Calizas del Guavio. La mineralización está controlada por fallas inversas de ángulo alto y se presentan en brechas de falla, fracturas y venas a menos de 200m de las fallas principales. Las principales mineralizaciones se encuentran en las localidades de la Vega de San Juan, Las Cruces y El Diamante, donde la Falla de La Pichonera afecta las Calizas de Malacara (Escobar, 1975).

Los yacimientos de Las Cruces y El Diamante, están sobre el camino entre el Puente Batatas y el Diamante y se encuentran asociados a la brecha de la falla la Colonia. Los minerales asociados a esta brecha son: rombos de dolomita gris, pirita, albita, cuarzo, calcita, caolín y moscovita; también se han reportado cristales grandes de parisita (Forero, 1987).

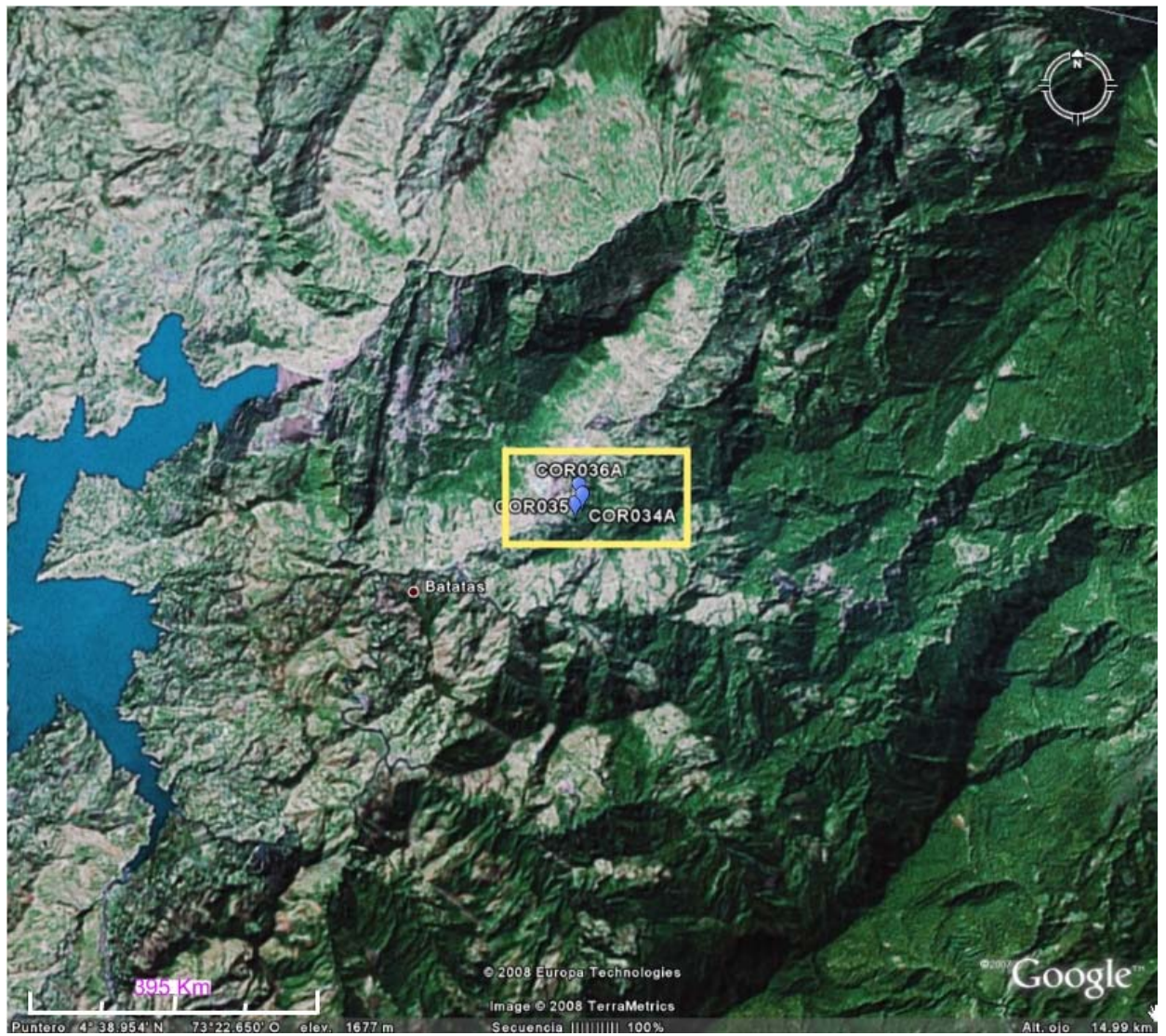


FIGURA 11: Imagen satelital del área de estudio, en la cual se indica la localización del túnel “Las Cruces”. Tomado y modificado de www.google-earth.es

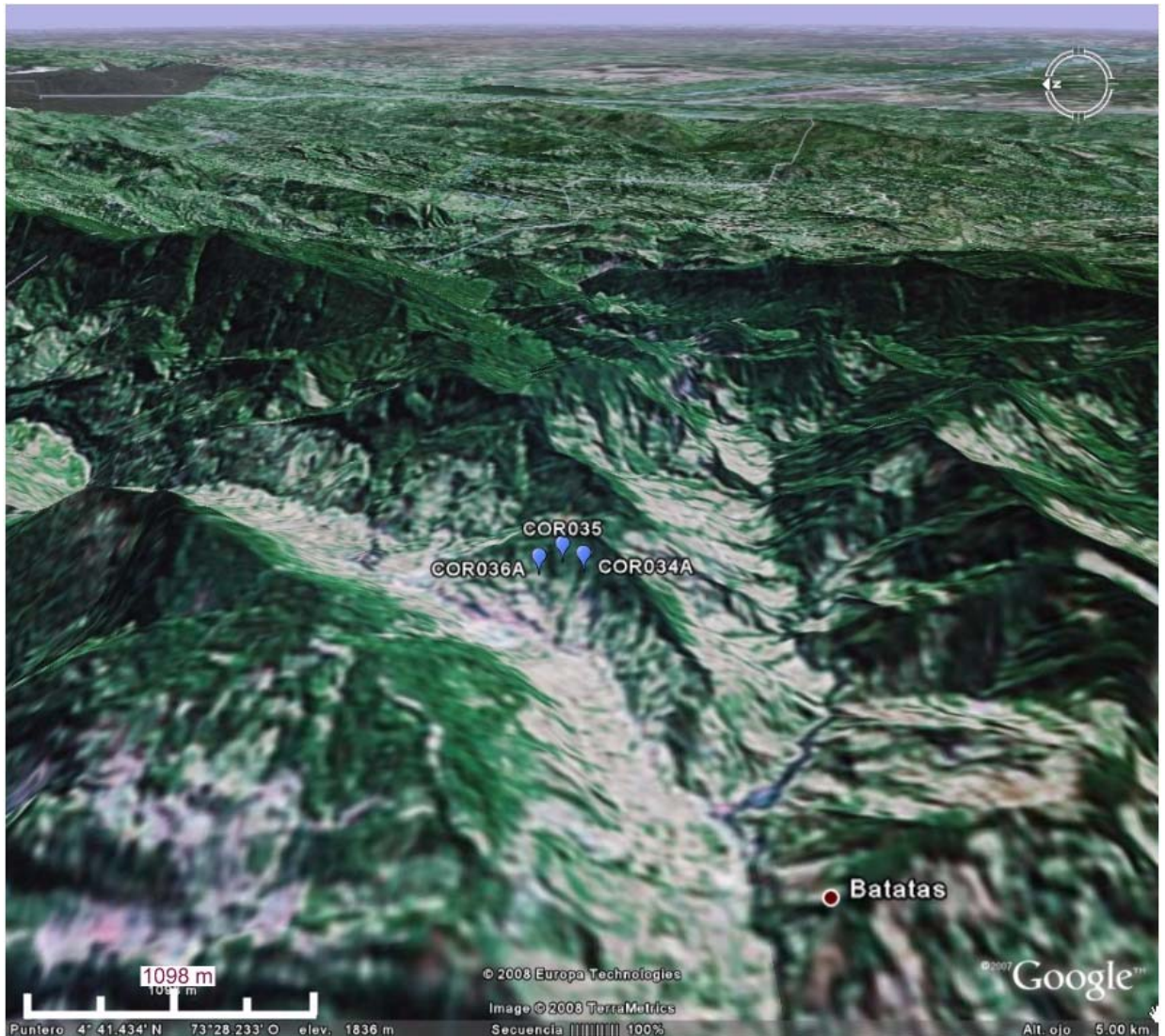


FIGURA 12: Vista lateral de la ubicación del túnel “Las Cruces”, con el corte de la formación Calizas del Guavio. Tomado y modificado de www.google-earth.es

Con relación más específica al túnel “Las Cruces”, en el cual se centro gran parte del presente trabajo, vale la pena mencionar aspectos relacionados con su muestreo y sus rasgos geológicos más relevantes.

El túnel “Las Cruces”, se extiende aproximadamente 190 m de longitud, en dirección predominantemente NW a partir de la bocamina hasta la muestra COR-035-010, a partir de este punto su dirección cambia predominantemente en sentido NE con una longitud de 105 m. A lo largo del trayecto se recolectaron 19

muestras de mano entre roca caja, brechas y venas, cuya distribución y toma de dichas muestras se presentan en la figura 13. También se tomaron datos estructurales (Figura 14), los cuales muestran que partiendo de la bocamina hasta el frente del túnel, la excavación desciende estratigráficamente.

El túnel presenta características y rasgos texturales y estructurales diferentes, de modo que nos permite la identificación principalmente de cinco zonas, cuya descripción y caracterización serán descritas y mencionadas a continuación.

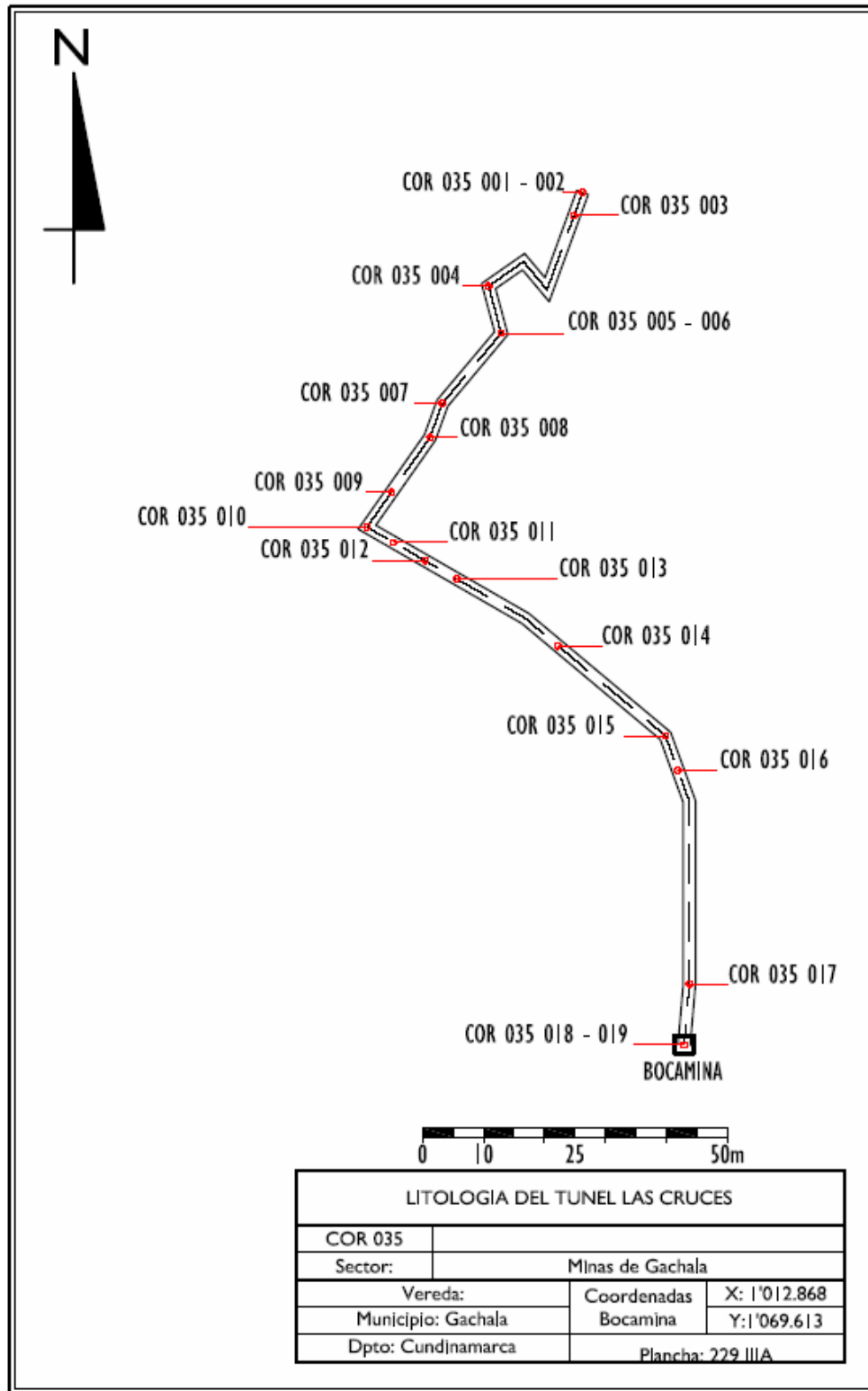


FIGURA 13: Localización de las muestras colectadas al interior del túnel "LAS CRUCES".

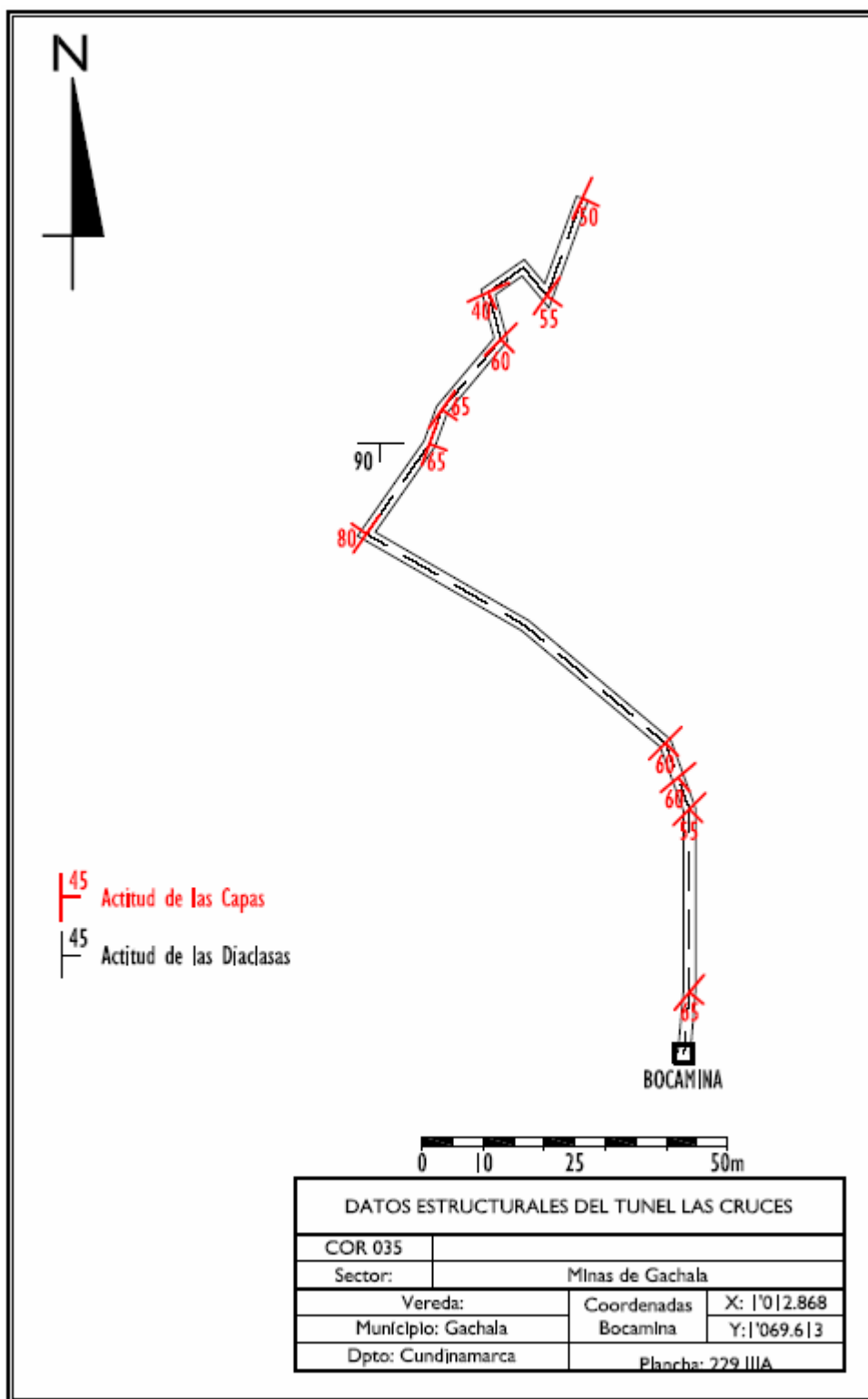


FIGURA 14: Levantamiento del túnel "LAS CRUCES" mostrando los datos estructurales

ZONA I: LODOLITICA

Esta zona se extiende 58.6m de longitud a partir de la bocamina, tiene rumbo NW, se caracteriza por presentar lodolitas carbonosas, levemente calcáreas y parcialmente albitizadas, con una estratificación plano paralela, con laminas que varían desde muy delgadas a medias, paralelas a la estratificación. Además, presenta sulfuros (principalmente pirita) en forma diseminada y en venillas de menos de 1mm. Aunque en muy baja proporción. Se evidencia alto fracturamiento y alta oxidación, mostrando entre sus fracturas productos de la lixiviación, seguramente a consecuencia de la percolación de aguas meteóricas (Figura 15).

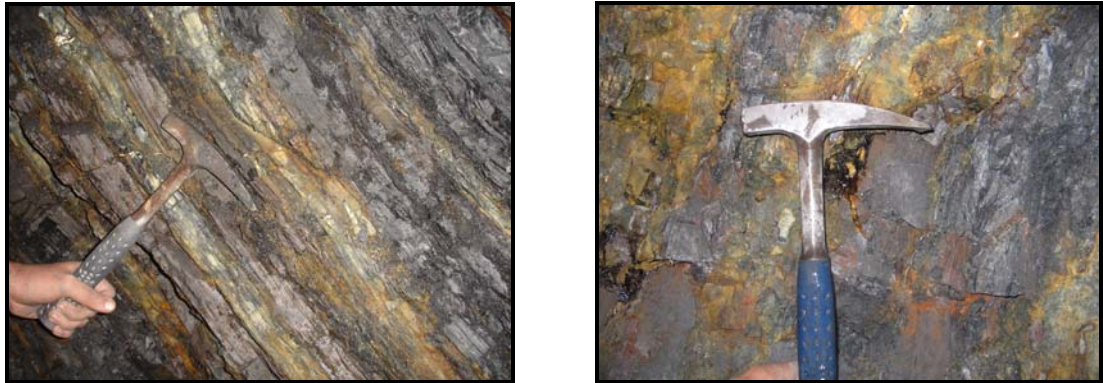


FIGURA 15: Fotografías a escala de afloramiento mostrando el aspecto de la Zona I (lodolita fracturada y oxidada). Túnel “Las Cruces”.

ZONA II: RICA EN ALBITA-DOLOMITA

Esta zona comprende una longitud de 44.4m, en el túnel, sin embargo dentro de esta misma zona, es posible definir sub-zonas debido a la variación mineralógica encontrada.

La sub-Zona I (Figura 16a), tiene una longitud de 7.1m, se halla a 88.6m de la bocamina. Este nivel se caracteriza por presentar una vena (de color blanca)

antitaxial de calcita, dolomita y albita, poco cohesiva en contacto con la roca caja. Dentro de la vena se presenta pirita de tamaños de 1mm a 5mm en forma cúbica diseminada uniformemente. La Sub-Zona II (figura 16b), presenta una longitud de 15.2 m, se caracteriza por ser mas cohesiva, teniendo mayor cantidad de cristales de calcita y dolomita romboédrica en forma diseminada en la roca, se evidencian venas de dolomita fibrosa paralelas a la estratificación, la pirita se encuentra en forma diseminada y esta fuertemente oxidada. Avanzando sobre el mismo trayecto, se encuentra la Sub-Zona III, de 22.1 m de longitud, la cual se encuentra brechificada y cuya textura esta presente en una forma intermedia de cohesión, presenta cristales de dolomita romboédrica, calcita y pirita en forma diseminada.

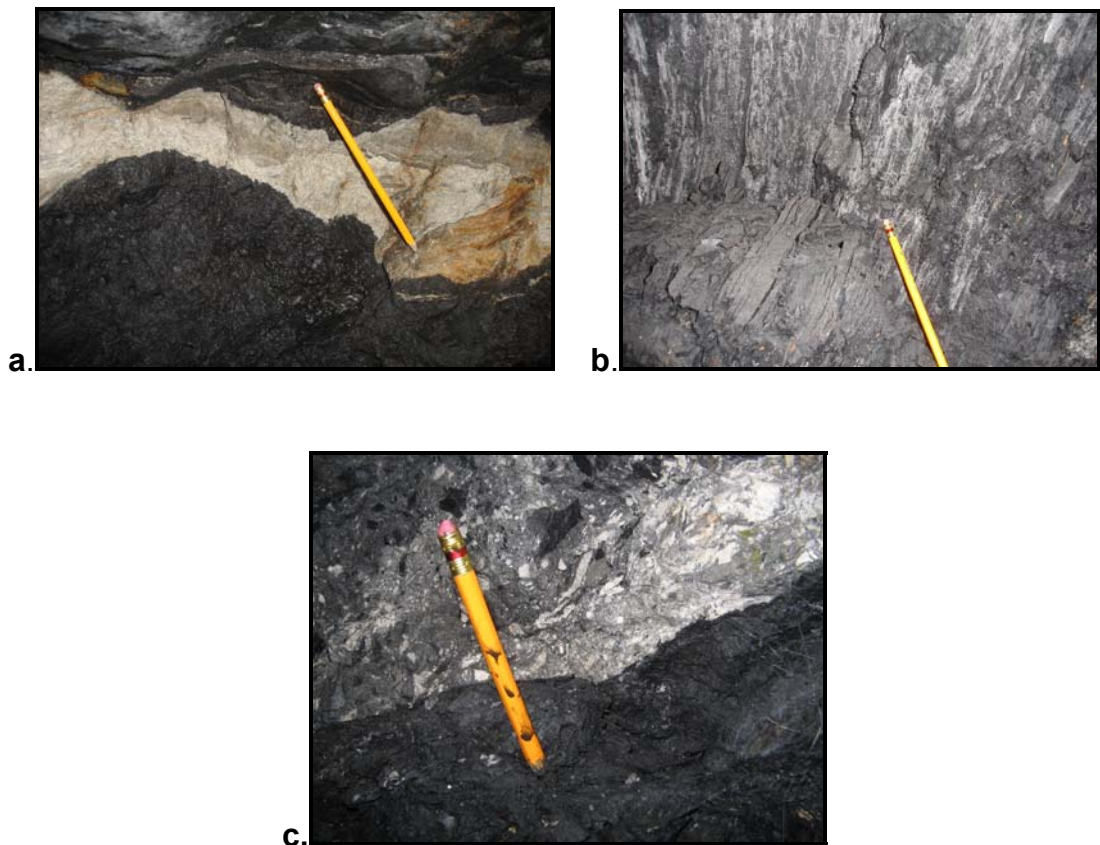


FIGURA 16: Aspecto de las diferentes sub-zonas al interior de la zona II. a. vena antitaxial de calcita, dolomita y albita, poco cohesivos, b. nivel mas cohesivo con presencia de venas de dolomita fibrosa paralelas a la estratificación, c. nivel brechificado.

ZONA III: NIVEL RICO EN ANKERITA

Siguiendo el recorrido, se evidencia una zona altamente cohesiva que comprende una longitud de 9.8 m, esta zona esta compuesta por lodolita carbonosa, con cristales de calcita-ankerita, con aspecto algo brechado, también presenta venillas de calcita de 1 a 3mm de espesor paralelas a la estratificación, en conjunto con venillas de pirita. Esta zona se encuentra parcialmente oxidada a consecuencia de la precolación de aguas meteóricas. (Figura17).



FIGURA 17: Aspecto de la zona III. Lodolita carbonosa con aspecto algo brechado.

ZONA IV: NIVEL CALCAREO BRECHIFICADO

Esta zona presenta una longitud de 46.4 m del túnel, caracterizada por estar brechificada. Esta brechificación se encuentra cementada en una matriz de albita-dolomita poco cohesivo, también presenta clastos de lodolita calcárea. Además, es típica la abundante presencia de pirita en forma diseminada y en venillas. La calcita también se encuentra en venillas concordantes y discordantes a las venillas de pirita. Dentro de la brecha se encuentran fragmentos y clastos de lodo que exhiben contornos angulares, lo cual parece indicar que esta es una brecha de falla (Figura 18). La secuencia litológica de las zonas presentadas se puede observar en la figura 22.



FIGURA 18: Aspecto de los niveles que conforman la zona IV. Nivel brechificado.

ZONA V: NIVEL DE BRECHAMIENTO

Esta zona presenta una longitud de 31.4m, cortado por el túnel en un tramo de unos 105m de longitud. La base de esta zona, presenta un nivel de lodolita carbonosa altamente replegada (figura 19 a), con albita y yesos tabulares diseminados uniformemente, la lodolita presenta venillas de dolomita fibrosa. Avanzando por la misma zona, se encuentra las mismas rocas replegadas, pero localmente con presencia de bolsas de minerales poco cohesivos (Figura 19b). Estas bolsas, de aspecto brechificado y embebidas en materiales de lodolita negra, están compuestas principalmente por dolomita y albita. Ocasionalmente, contienen cristales de calcita, albita y pirita en forma diseminada, los cuales presentan en algunas superficies evidencias de oxidación supergénica. Las lodolitas que hospedan estas bolsas, continúan en este sector siendo carbonosas.

Más al interior del túnel, sobre la misma zona, se encuentra una roca lodolítica carbonosa levemente calcárea altamente replegada (figura 19c), con venas de albita y dolomita con espesores entre 2mm y 5mm, las cuales evidencian una

alta oxidación, a consecuencia de factores supergénicos. Las piritas presentes en las rocas, se distribuyen de manera diseminada, aunque en algunos sectores se encuentran a manera de lentes, los cuales presentan al igual que las venas, una importante oxidación (ver Figura 19). La secuencia litológica de las zonas se puede apreciar en la figura 22.

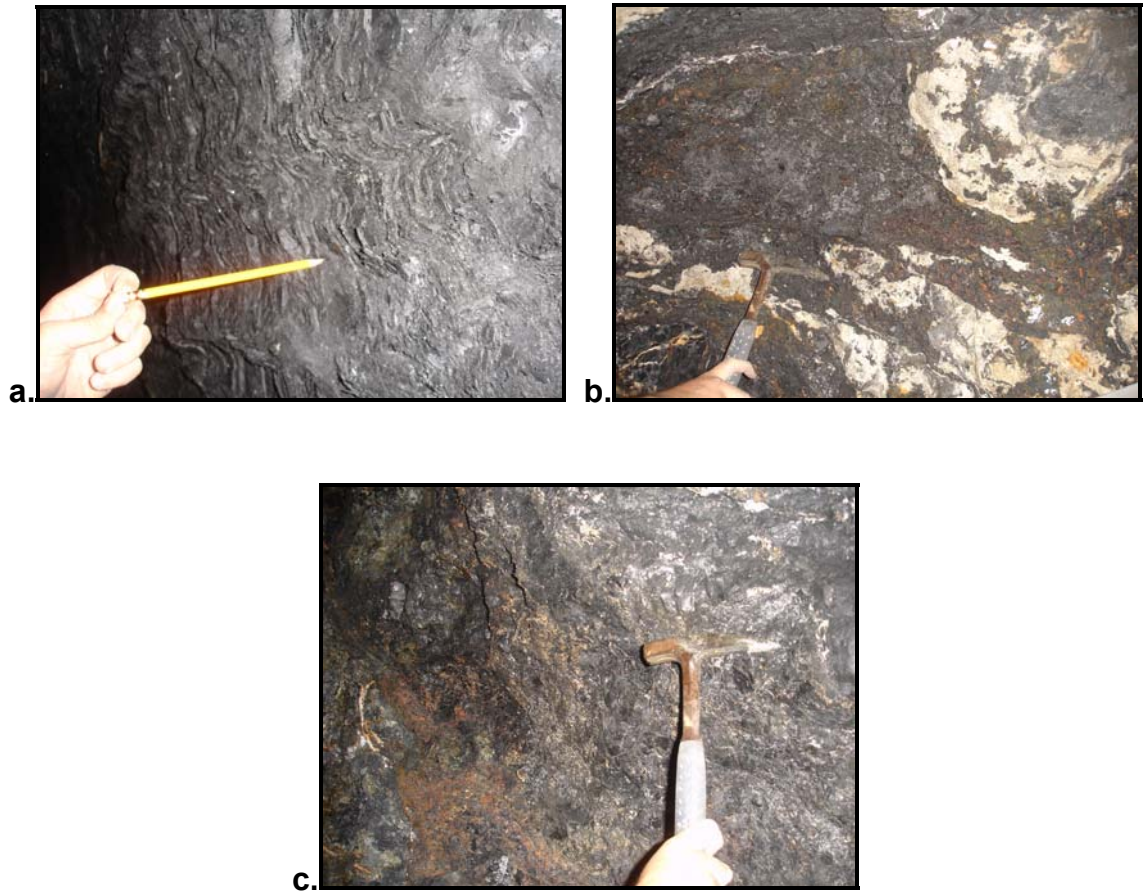


FIGURA 19: Aspecto de los materiales presentes hacia la base de la zona V. a. Lodolita carbonosa altamente replegada; b. Bolsas con material de relleno hidrotermal, altamente alterada (dolomita y albita); c. Lodolita replegada.

Metros mas adelante se encuentra un nivel brechificado compuesto principalmente por fragmentos de lodolita carbonosa muy meteorizados, estos fragmentos se encuentran embebidos en una matriz de albita y dolomita poco cohesiva (Figura 20 a). La presencia de yeso en la roca se halla en agregados radiales. Mas al

interior de de la zona se encuentra un nivel de contacto entre la roca lodolítica y el nivel dolomítico- albitítico (figura 20b). hacia su parte inferior esta presente la zona de fragilidad compuesta por lodolita carbonosa masiva con presencia de cristales de calcita y albita. Hacia la parte superior del contacto se muestra un material brechificado de lodolita carbonosa con cristales de calcita y dolomita. La pirita presente en la roca se halla en forma diseminada con tamaños muy finos. En medio de la lodolita carbonosa y de la brechificación se evidencia una vena antitaxial de albita y dolomita poco cohesiva.

Hacia el frente del tunel, el nivel inferior de lodolita carbonosa desaparece por procesos de alteración hidrotermal, exponiendose con mayor extensión el nivel brechificado, con venas concordantes y discordantes de dolomita que varían de 2mm a 6mm, de aspecto fibrosos paralelas a la estratificación. la albita se encuentra en forma diseminada dentro de toda la brecha (Figura 20c).



FIGURA 20: Aspecto de los niveles mas avanzados de la zona V. a. un nivel de brecha compuesta principalmente por fragmentos de lodolita carbonosa altamente meteorizados, embebidos en una matriz de albita y dolomita poco cohesiva; b. lodolita carbonosa se evidencia una vena antitaxial de albita y dolomita poco cohesiva; c. lodolita con presencia de venas de dolomita concordantes y discordantes a la estratificación.

Finalmente se encuentra un contacto entre el material poco cohesivo (compuesto principalmente por albita, cristales de calcita y dolomita.) y la zona mas cohesiva

compuesta principalmente por lodolita carbonosa (Figura 21b). esta lodolita presenta venas de dolomita fibrosa de 2mm. La secuencia litológica de esta zona (zona V) se puede apreciar en la Figura 23.

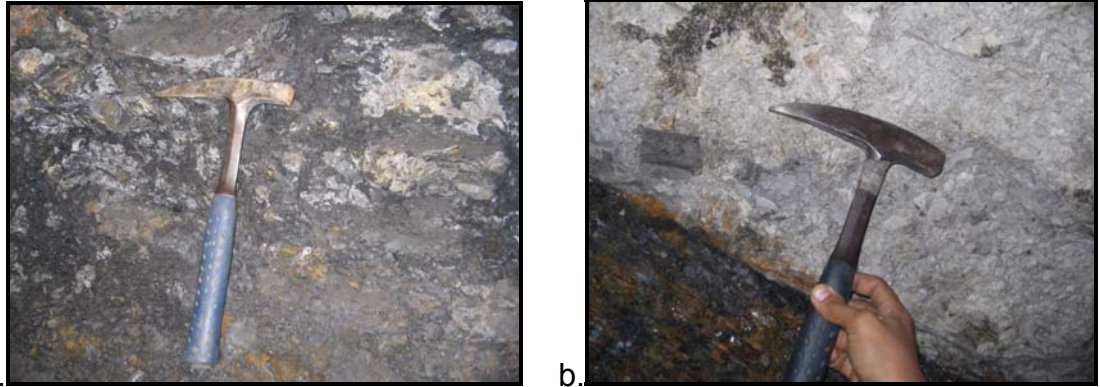


FIGURA 21: Aspecto del frente del túnel (Zona V). a. nivel lodolítico levemente calcáreo brechificado; b. contacto entre lodolita carbonosa con bolsa de minerales poco cohesivos (dolomita-Albita) principalmente.

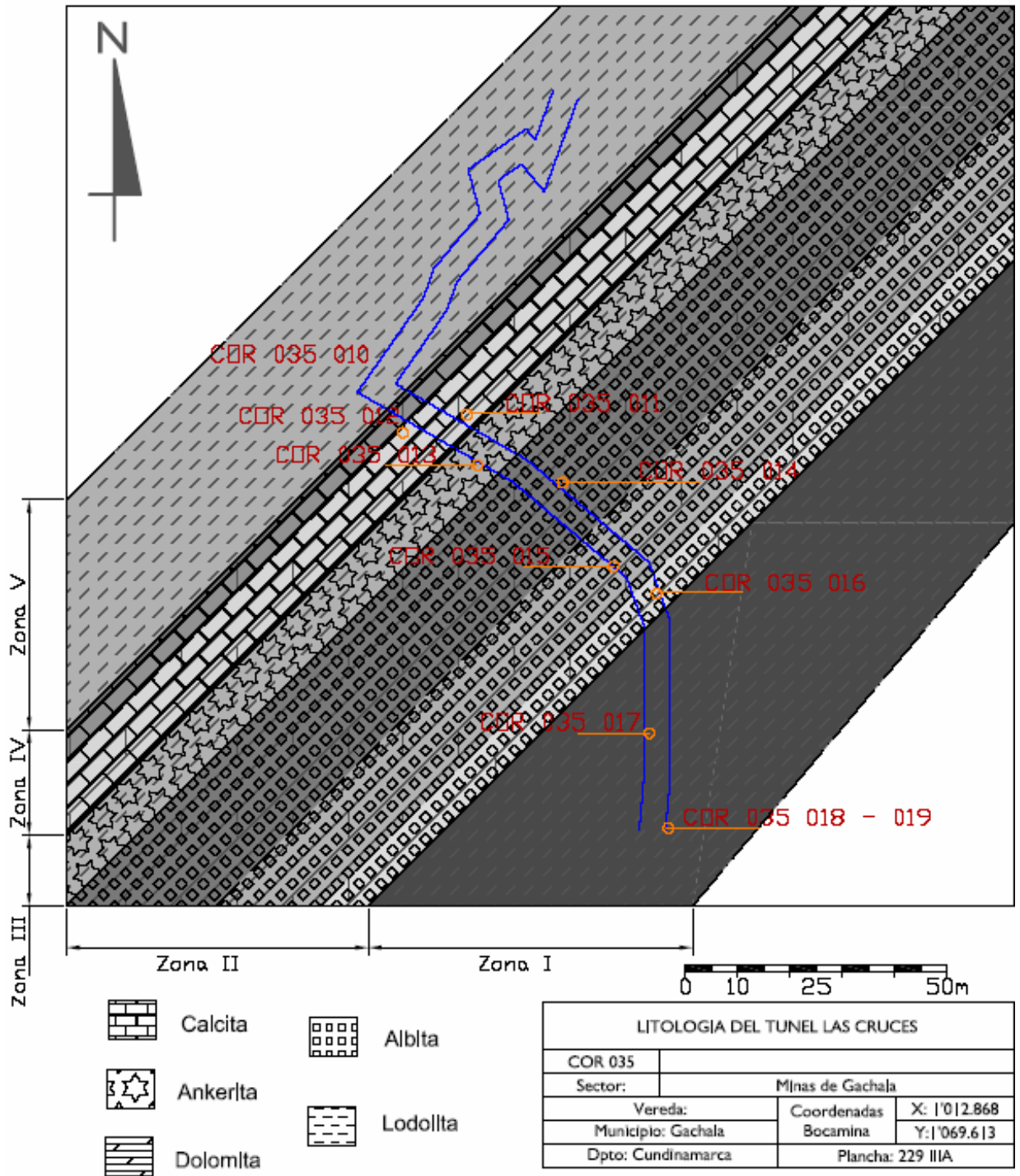


FIGURA 22: Levantamiento del Túnel "LAS CRUCES". Se muestran las litologías predominantes en el sector.

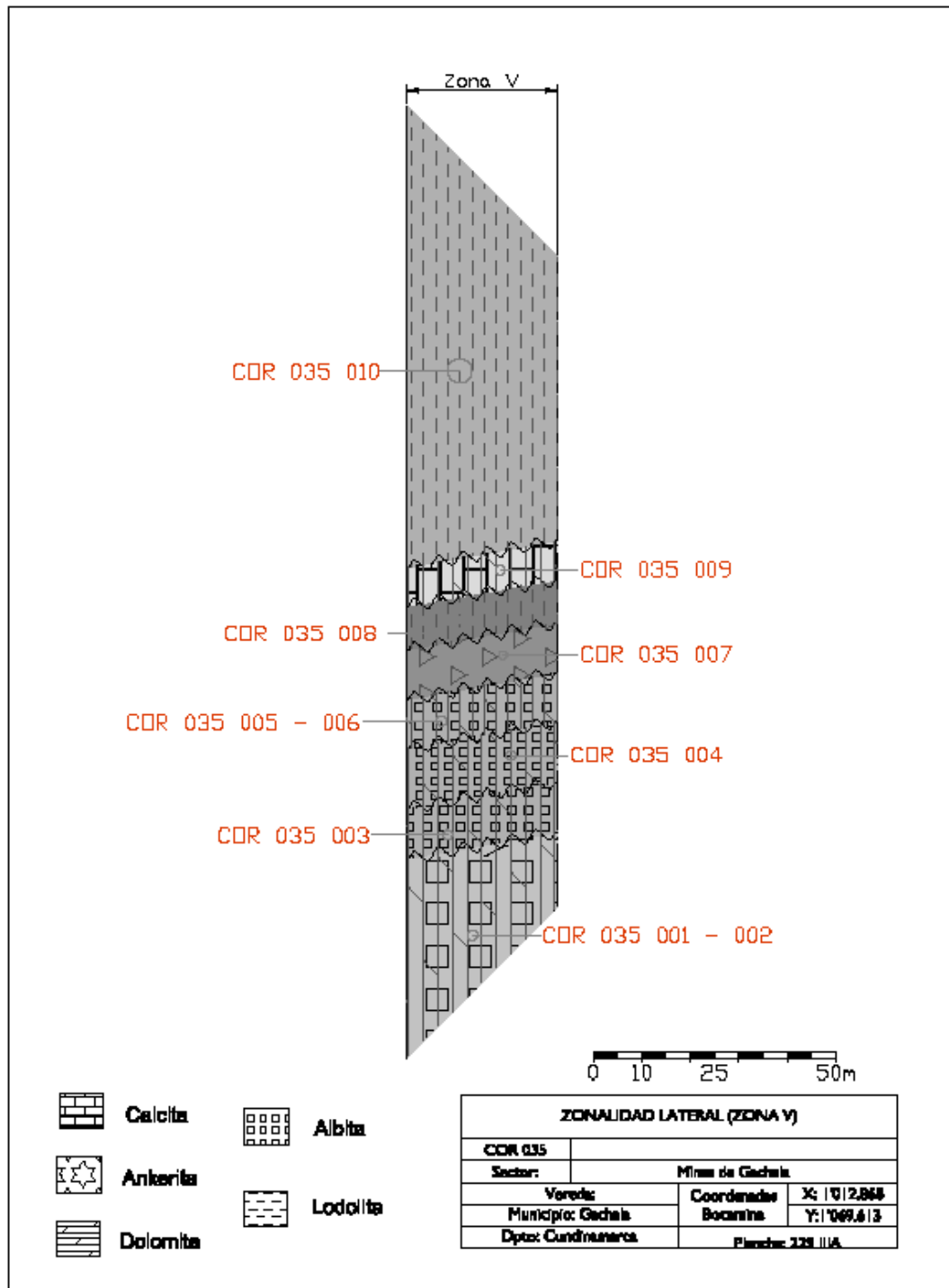


FIGURA 23: zonalidad lateral de la zona V del túnel “Las Cruces”

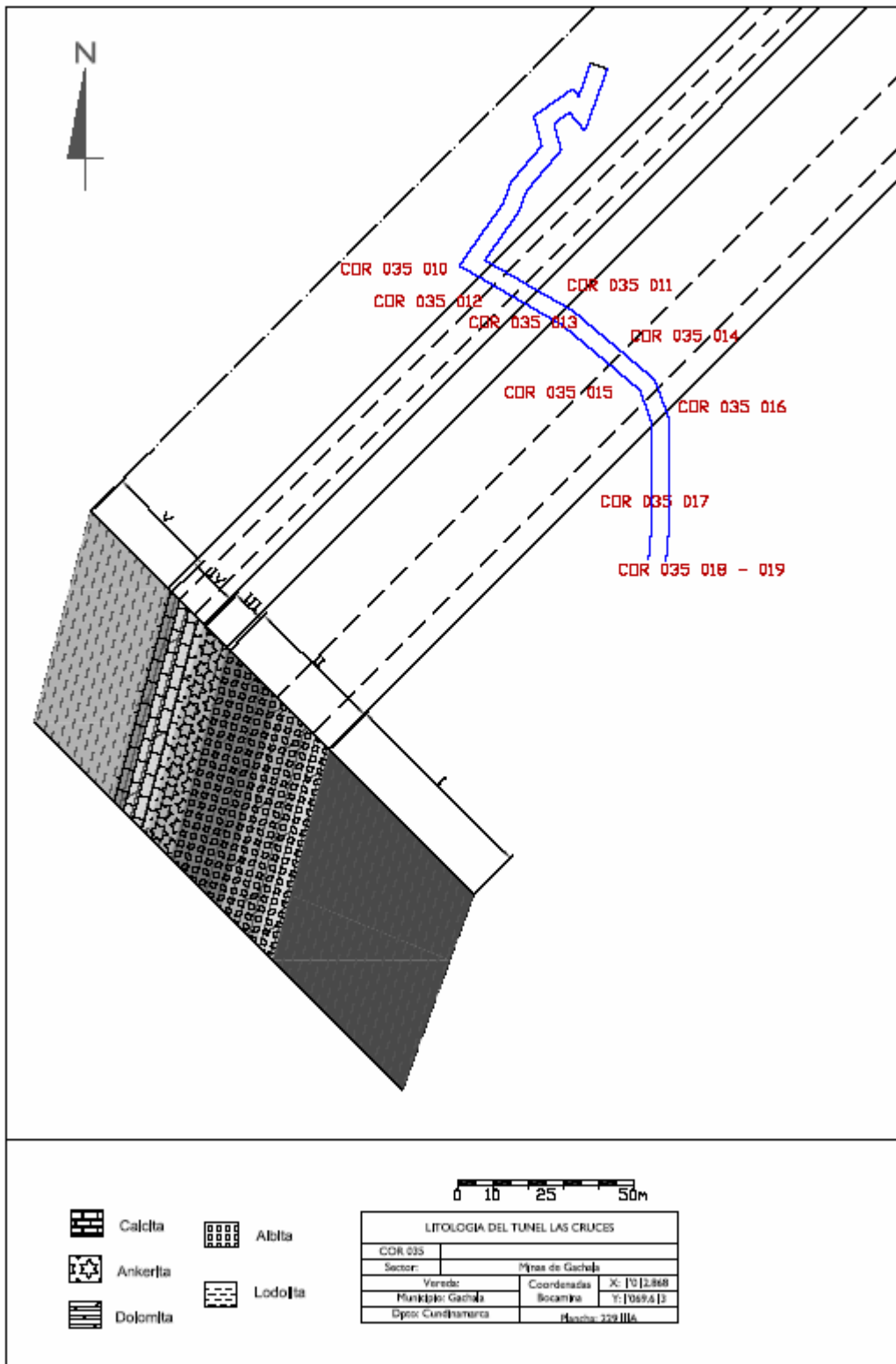


FIGURA 24: corte del túnel "Las Cruces". Se muestra los espesores de cada zona.

Con base a lo descrito anteriormente podemos concluir que a lo largo del túnel “Las Cruces”, con una extensión total de 190 m de longitud, se presentan fundamentalmente cinco zonas.

La zona I, presenta un nivel lodolítico levemente calcáreo, la zona II se caracteriza por presentar niveles con albitización y dolomitización presentes en venas antitaxiales y brechas; la zona III se caracteriza por ser un nivel de lodolita rico en ankerita, la zona IV se caracterizó por presentar un nivel de brechificación compuesto por dolomita y albita, y la zona V se caracteriza por sus niveles altamente replegados junto con bolsas que contienen dolomita y albita. Cabe aclarar que el yeso hace presencia permanente en todo el recorrido, este yeso se encuentra neoforado por la filtración de aguas supergénicas.

En La tabla 3 se resume las características y rasgos mineralógicos del túnel “Las Cruces”.

Tabla 3: Características de las zonas mineralógicas del túnel “LAS CRUCES”

	ZONA I	ZONA II	ZONA III	ZONA IV	ZONA V
Paragenesis de las manifestaciones vetiformes	Albita+Cuarzo+/- Calcita	Dolomita+Albita+/- Calcita	Ankerita+Albita+ cuarzo	Dolomita+Calcita+ Albita	Dolomita+Albita+/- Calcita
Tipo de roca y rasgos estructurales	Lodolita con laminacion plana paralela	Vena hidrotermal	Lodolita muy cohesiva	Brecha hidrotermal	Brecha hidrotermal
Mineral indicador	Cuarzo	Dolomita	Ankerita	Calcita	Dolomita
Venas concordantes	Media	Muy baja	Baja	Baja	Media
Venas discordantes	Nula	Alta	Baja	Alta	Baja
Bolsas concordantes	Nula	Alta	Nula	Alta	Alta
Extension de la zona	58.6m	44.4m	9.8	14.9m	31.4m

6.1.3 Rasgos geológicos generales de la columna (esquemática) de la Formación Calizas del Guavio.

Ubicados en la formación calizas del Guavio y en los alrededores de las minas de este sector, con coordenadas $X= 1.012.750$; $Y= 1.069.514$, se procedió a hacer el levantamiento de un afloramiento (COR-034) que permitió recolectar 9 muestras entre las cuales se encuentran roca caja, vena y brechas. A dichas muestras se les hicieron los mismos análisis que al túnel “Las cruces”. (Ver fase de laboratorio 1.4.2). A partir de este levantamiento se realizó una columna esquemática, cuya longitud total fue de 90m (figura 27).

La columna reposa sobre la base del Paleozoico, compuesto esencialmente por lodolitas limosas, masiva y bastante diaclasadas (figura 25). La secuencia litológica de esta columna es constante y consiste en intercalaciones entre lodolitas oscuras carbonosas con replegamiento parcial (figura 26 b) y bolsas (blancas) de minerales poco cohesivos, compuestos principalmente por albita (Figura 26 a y 26 c).

Basados en la zonalidad litológica que presenta esta columna decimos que presenta una variabilidad lateral similar con la que presenta el túnel “Las Cruces”. Cabe aclarar que en este levantamiento la cantidad de dolomita disminuye siendo mas evidente el proceso de albitización.



FIGURA 25: Aspecto de la lodolita limosa, perteneciente al Paleozoico (Muestra COR-034-01)



FIGURA 26: Aspecto de la intercalación de rocas presente en el corte del sector “Las Cruces”. a. vena de minerales poco cohesivos, principalmente albita-dolomita-calcita, en contacto con lodolita carbonosa (muestra COR-34-05); b. lodolita carbonosa muy replegada (muestra COR-34-06); c. bolsa de minerales poco cohesivo con una textura brechoide (muestra COR-34-07).

A continuación se presenta el levantamiento de la columna esquemática del corte en el sector “Las Cruces”. Cabe aclarar que no fueron tomados datos estructurales, ni espesores, solo se contó con el muestreo realizado, en conjunto con los análisis posteriores hechos.

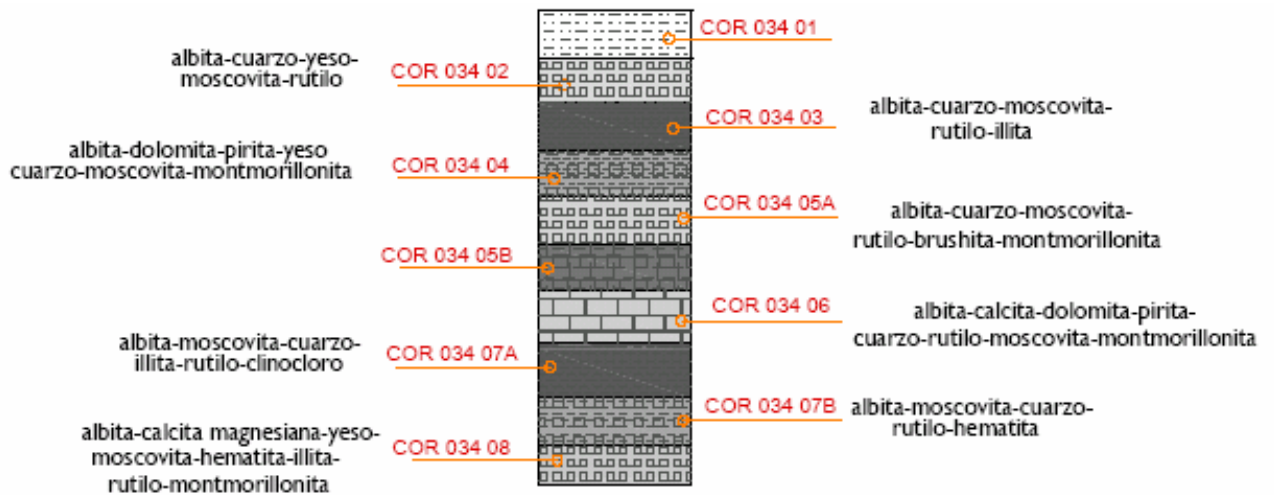


FIGURA 27: Levantamiento esquemático del corte (90m de longitud) en el sector Las Cruces. Señalando los resultados de los análisis con DRX.

6.2 TIPOLOGÍA DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES

6.2.1 Venas y bolsas hidrotermales

El análisis de las venas hidrotermales presente en el túnel “Las Cruces” tiene como fundamento principal establecer su tipología con base en criterios texturales de su material de relleno.

Para ello es necesario tener claros aspectos generales de los procesos generadores de venas, por lo tanto se hace una pequeña reseña de esto para un mejor entendimiento.

6.2.1.1 consideraciones previas

Los sistemas de facturación presentan sectores en extensión y compresión. Bajo el punto de vista de las mineralizaciones hidrotermales, son los sectores en

extensión aquellos que nos interesan más. La razón radica en que aquellas zonas se encuentran "*en apertura*" lo cual tiene dos consecuencias principales: 1) permiten una circulación más fácil de los fluidos hidrotermales; 2) si la precipitación de la carga mineral ocurre en esos sectores, la masa mineral será mayor dado el carácter en expansión que presentan. Las relaciones empíricas entre zonas en apertura y masas minerales de mayor entidad es de largo conocida por McKinstry, (1948).

Dicho lo anterior las venas hidrotermales están directamente relacionadas con fracturas extesionales (dilatación) y se pueden clasificar desde un punto de vista genético como venas de reemplazamiento y venas de relleno o desde un punto de vista de la textura del relleno mineral (Dunne y Hancock, 1994).

Las venas hidrotermales se caracterizan por tener minerales que proceden del reemplazamiento de la roca caja preexistente, las venas de relleno mineral son aquellas cuyos minerales han precipitado rellenando un espacio abierto y se clasifican como textura de "relleno masivo o granular" (Figura 27 Der) y con textura de relleno con minerales en cristales fibrosos paralelos entre si y oblicuos a la pared de la vena. (Figura 28 izq)

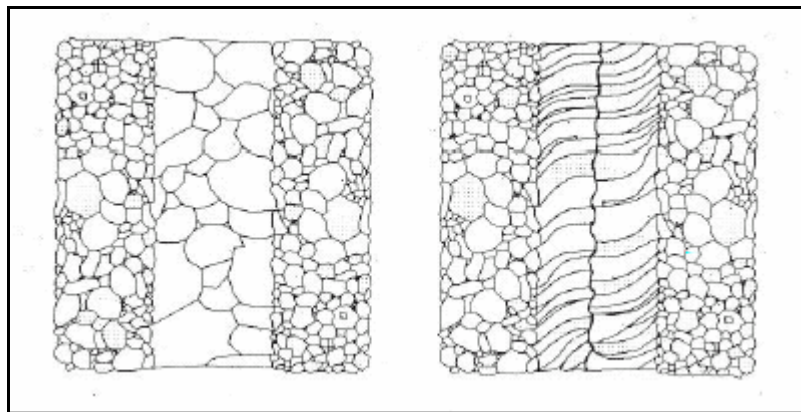


FIGURA 28: A la derecha se observa una vena con relleno fibroso. A la izquierda se observa una vena con relleno masivo. Tomado de Dunne y Hancock (1994).

Mišík (1971), interpreta las venas con textura granular como fábricas de apertura rápida, ya que 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.

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 28 der); 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 29 izq).

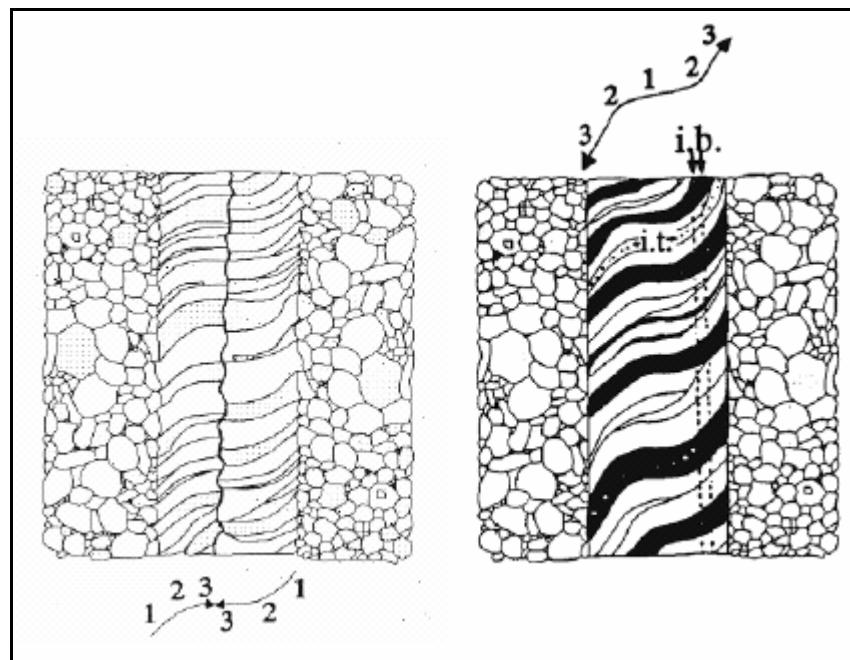


FIGURA 29: A la derecha se presenta una vena con crecimiento de tipo antitaxial; a la izquierda se presenta una vena de tipo sintaxial. Tomado de Dunne y Hancock (1994)

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'. 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 30).

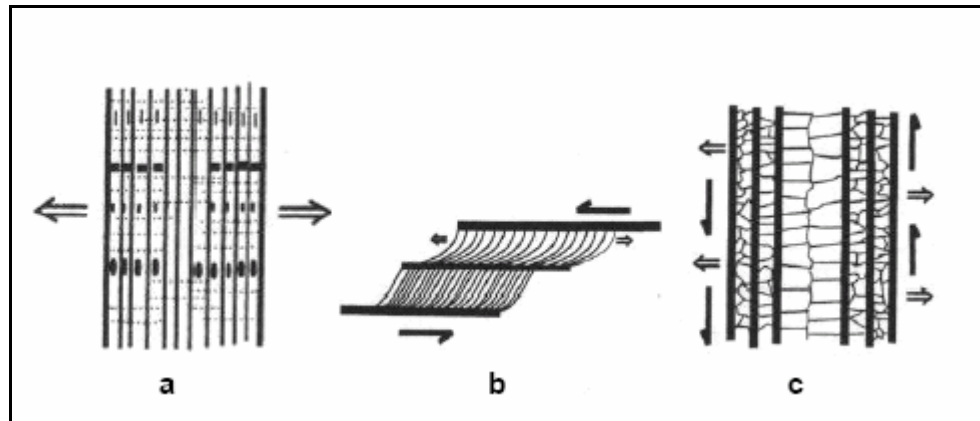


FIGURA 30: a. Fracturamiento y luego relleno; b. Fracturamiento + Deslizamiento y luego Relleno; c. Fracturamiento + Relleno y luego Deslizamiento (tomado de Petit *et al.*, 1999).

6.2.2 Brechas hidrotermales

A lo largo del estudio realizado en el sector “Las Cruces” se observan diferentes estructuras hidrotermales, entre las cuales se destacan la presencia de venas (figura 16 a). Sin embargo, existe otro tipo de estructuras, las cuales parecen estar espacialmente y temporalmente con las venas hidrotermales con esmeraldas: Las Brechas. A continuación se describen estas últimas estructuras, en aras de aportar elementos conceptuales a la discusión.

6.2.2.1 Consideraciones previas

La presencia de cuerpos de brechas con una gran variedad de características es común acompañado a un amplio espectro de yacimientos hidrotermales y muchas

veces las brechas mismas constituyen cuerpos mineralizados. Consecuentemente es importante entender los procesos que generan brechas asociadas a mineralización, cuales son las características que permiten distinguirlas en tipos e identificar el papel de las brechas en la formación de yacimientos minerales.

Una brecha es una roca constituida por fragmentos líticos que se mantienen ligados por una matriz y cuyo cemento en el caso de las asociadas a mineralización pueden ser minerales hidrotermales. En general los minerales hidrotermales rellenan total o parcialmente los huecos formados en la roca fragmentada y mucha de la mineralización en brechas ha sido introducida por fluidos hidrotermales. Díaz (2000).

En brechas relacionadas a mineralización, el redondeamiento de los fragmentos resulta del moviendo entre los fragmentos. La molienda, desgaste o atrición entre los fragmentos resulta en redondeamiento y mientras mayor sea el movimiento entre fragmentos o más violento produce más redondeamiento de los fragmentos.

- **Clasificación de brechas relacionadas a mineralización**

Sillitoe (1985), publico una descripción detallada y una clasificación de brechas relacionadas a mineralizaciones. Esta clasificación incluye cinco tipos principales de brechas con algunos subtipos:

1. *BRECHAS MAGMATICO-HIDROTERMALES*

- Chimenea de brechas
- Tipo pórfido

2. *BRECHAS HIDROMAGMATICAS*

- Freáticas (Depósitos epitermales, depósitos tipo pórfido, Kuroko)
- Freatomagmaticas (sistemas maar-diatrema)

3. *BRECHAS MAGMATICAS*

- Diatremas volcánicas (Tipo pórfido y otros depósitos)

4. *BRECHAS INTRUSIVAS*

- Con matriz intrusita

5. *BRECHAS TECTONICAS*

- Fracturamiento frágil en fallas

Jébrak (1997), presenta 8 mecanismos de brechificación (Figura 31).

1. Trituración tectónica o brecha.
2. Brechificación asistida por fluido.
3. Desgaste por abrasión.
4. Reducción de volumen.
5. Expansión de volumen.
6. Impacto.
7. Colapso.
8. Desgaste por corrosión.

Hacemos énfasis en la brecha de falla o tectónica, la cual es la originada por la fricción sobre el plano del movimiento en procesos de dislocación. Esto, se manifiesta por lo general, en los ambientes frágiles de la 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 muestran normalmente una dureza menor en comparación con las rocas no afectadas, por lo cual, morfológicamente una brecha de falla se ve como depresión. 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) (Jèbrak, 1997).

El fracturamiento durante el movimiento de fallas de varios tipos origina la generación de brechas (cataclasitas). Muchos depósitos minerales se localizan en fallas y las brechas de falla están comúnmente asociadas a mineralización. En muchos lugares cuerpos lenticulares de brecha de falla están mineralizados, especialmente en sectores tensionales de fallas.

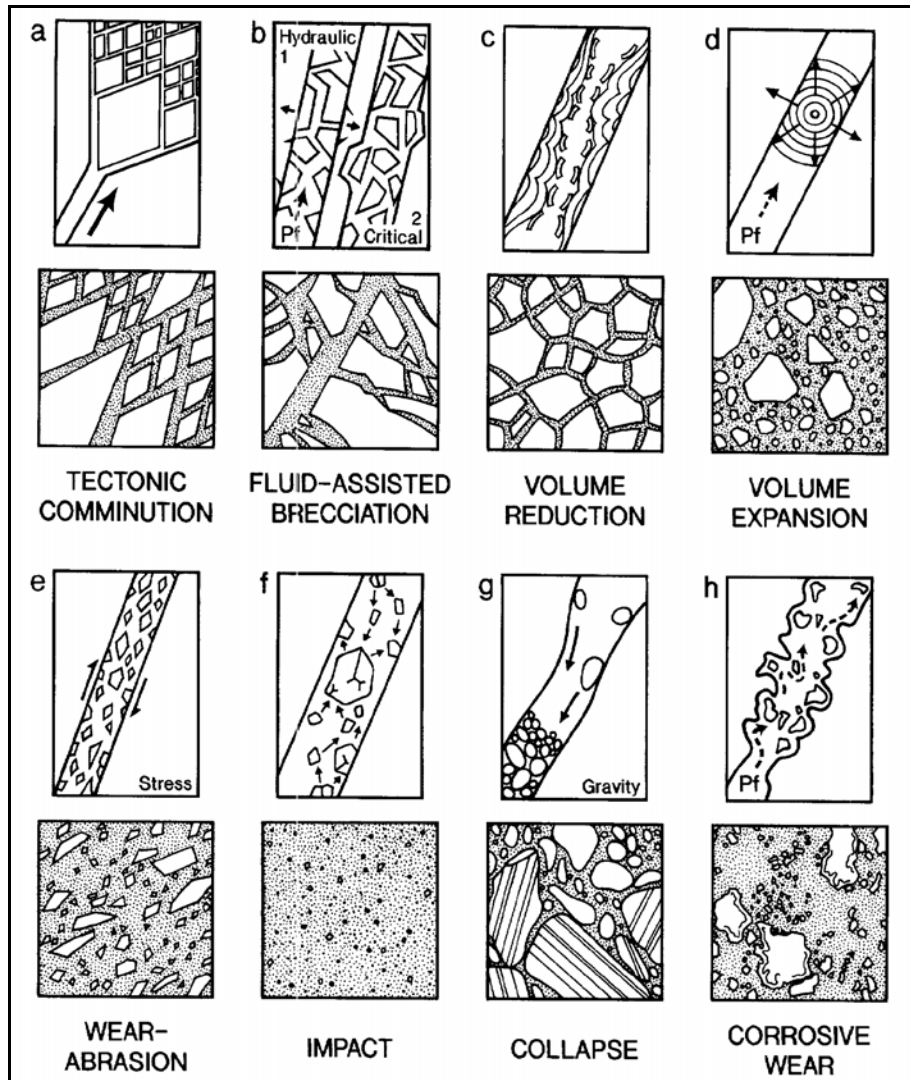


FIGURA 31: Ilustración esquemática de los mecanismos de brechificación en depósitos hidrotermales vetiformes, y la geometría final de las brechas. Flechas largas (tritución tectónica) indican la dirección de la propagación de la falla, flechas mas cortas indican la dirección de desplazamiento de la roca encajante (Brechificación asistida por fluidos y Expansión de volumen) o de los fragmentos (Impacto y Colapso). P_f es la presión del fluido la escala no es indicada. (Tomado de Jébrak, 1997).

6.2.3 ESTUDIOS ANTERIORES

En el Cinturón esmeraldífero oriental, estudios realizados por Cheilietz *et al.* (1997, en Maya, 2005), señala que las brechas identificadas son:

Brechas tectónicas hidrotermales: Son brechas poligénicas compuestas de fragmentos de lutita negra y albitas cementadas por pirita, albita, carbonatos y lutita negra pulverizada. Estas rocas yacen generalmente paralelas a la estratificación y cercanas a la albitas estratiformes; su espesor varía de 10cm a 10m. Contienen cavidades con depósitos de esmeraldas.

Escobar (1975), y Forero (1987), observo que en Gachalá la mineralización esta controlada tectónicamente. Los sitios productivos se localizan en las zonas de falla, en brechas o en fracturas y venas a menos de 200m de las fallas, probablemente conectadas a ellas, característica que puede extenderse por todo el cinturón esmeraldífero oriental.

Forero (1987), describió los cuerpos brechados de la siguiente manera: la brechas son de tono gris con una matriz mineralizada cementada por caolín y pirita; y en menor proporción en venas, las cuales son mas frecuentes en Chivor tienen menos de 15cm de espesor y 65 m de longitud y su número esta relacionado con la intensidad de plegamiento. En las brechas la mineralización consiste de cuarzo albita, esmeralda, pirita, material carbonoso, calcita y rombos de dolomita gris.

Ulloa (1980) en la región del Guavio, observo que las mineralizaciones de esmeraldas se han encontrado relacionado casi siempre con brechas de falla y en menor medida escala con vetas.

➤ **tipología de venas presentes en el sector “Las Cruces”**

A lo largo del túnel “LAS CRUCES”, se observan claramente dos tipos de venas que posiblemente son por relleno, debido a la precipitación de minerales encontrados rellenando espacios libres.

Estructuralmente se evidencian un tipo de vena de poca inclinación, asociadas a la estratificación, con espesor que varían de 2 a 5mm de ancho y longitudes cercanas a 1m, compuestas por dolomita fibrosa.

El otro tipo de venas son las que cortan la estratificación, presentan mayor espesor variando entre 25 a 30cm con longitudes entre 2m a 3m, cortando la roca caja, este tipo de venas están compuestas principalmente por dolomita romboédrica, albita, cuarzo, pirita y ocasionalmente calcita, encontrándose cementada por albita y dolomita. Esta vena, se mantiene a lo largo del túnel, aunque parece ser reemplazada en algunos niveles anteriormente descritos, por bolsas o brechas, presentes en las zonas II y IV (figura 16a).

Texturalmente las venas asociadas a la estratificación se clasifican como venas sintaxiales confinadas a la zona V, (Figura 20c); las venas que cortan la estratificación se clasifican como una vena de tipo antitaxial, debido a que su mineralización empezó desde el centro hacia las paredes en contacto con la roca encajante (Figura 16a), siendo asociadas al evento hidrotermal generador de la albitización.

➤ **Tipología de brechas presentes en el sector “Las Cruces”**

En el túnel “LAS CRUCES” se reconocen diferentes eventos hidrotermales, los cuales se evidencian en la presencia de venas, rasgos estructurales y

composicionales de las rocas y de las zonas. No obstante, no podemos obviar una de las estructuras presentes en el túnel como lo son las brechas, que son reconocidas en diferentes zonas. A continuación se presenta su tipología.

A lo largo del recorrido de el túnel “LAS CRUCES”, pudimos observar la presencia de bolsas y brechas, presentes en la zona IV y V.(figuras 18 y 19b).

El origen de los cuerpos brechificados no se encuentra relacionado con procesos de hidrofracturamiento o brechamiento hidráulico asociado a fenómenos de ebullición o efervescencia del fluido, ya que las texturas desarrolladas en las brechas estudiadas no exhiben las texturas típicas de brechas originadas por estos procesos (brechas de mosaico, en un patrón de rompecabezas con una rotación insignificante de los fragmentos, de morfología angular y comúnmente del mismo tamaño Jébrak, 1997), Por lo anterior, se supone que el proceso de brechificación no fue originado por el fluido, si no que esta fue previa a la mineralización. El tipo de textura mostrado por las brechas estudiadas se asemeja mas a aquellas asociadas a propagación de fractura que se encuentran en zonas frágiles de cizallamiento (figura 19a), o brechas desarrolladas a partir de trituración tectónica. Al mismo tiempo, la existencia de fragmentos subangulares embebidos en una matriz de fragmentos hidrotermalizados como lo son la albita y la dolomita.

6.3 ESTUDIO MINERALOGICO-PETROGRAFICO

Con el fin no solo de conocer la composición de la roca, sino de estudiar los rasgos mineralógicos y petrográficos de dichos minerales, se procedió a hacer análisis de las principales manifestaciones hidrotermales tanto del túnel “LAS CRUCES” como del corte de la Formación Calizas del Guavio, que abarcan las diferentes zonas ya propuestas.

Para dicho estudio se contó con la descripción detallada de veinte (20) secciones delgadas, de las cuales 5 pertenecen al túnel “Las Cruces” (figura 32).

La descripción detallada de dichas muestras se documento en un formato especial facilitado por el INGEOMINAS (Ver anexo 1).

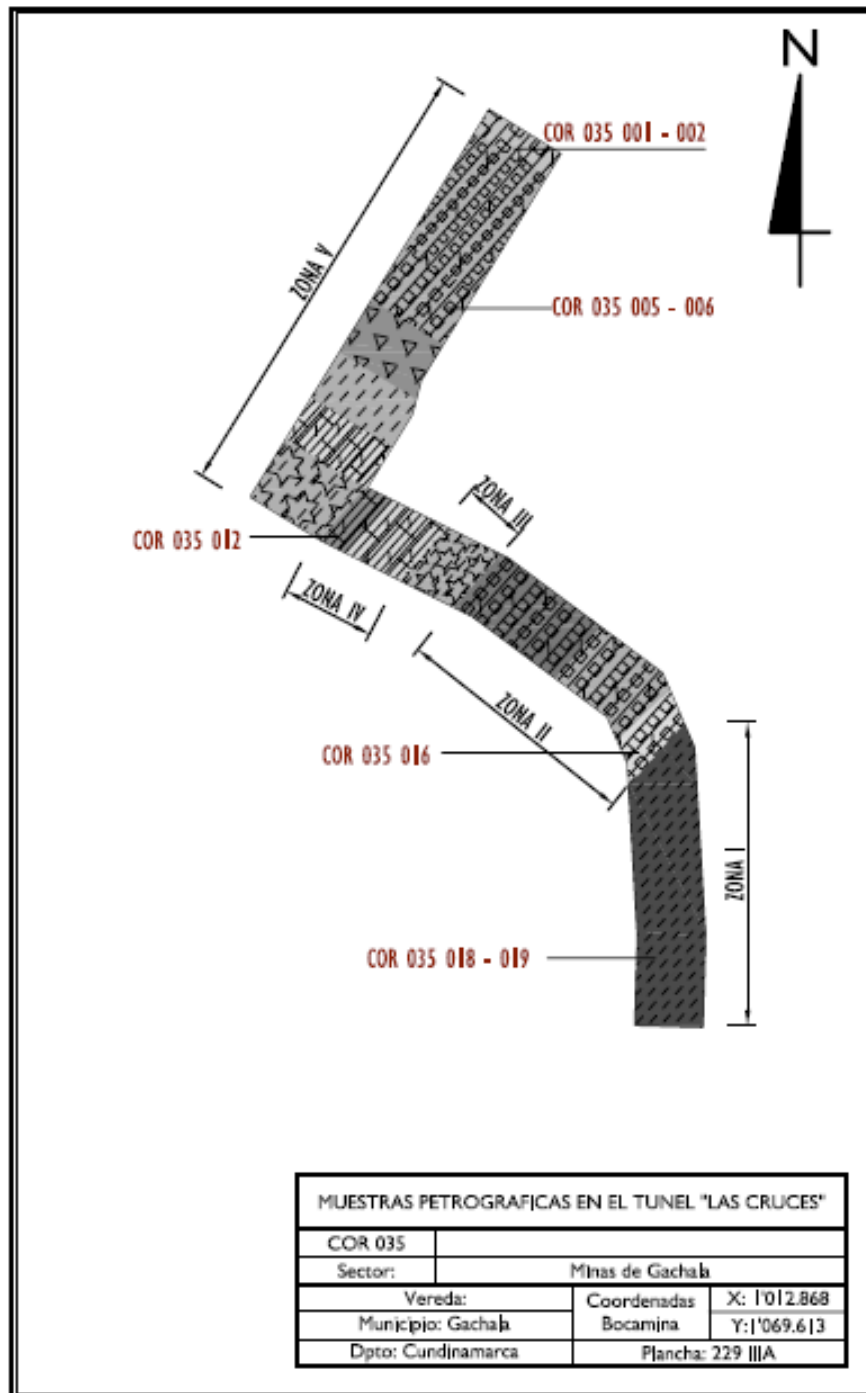


FIGURA 32: Ubicación de las muestras seleccionadas para análisis petrográficos en el túnel “Las Cruces”

ZONA I: NIVEL LODOLITICO

Esta zona se caracteriza por presentar la roca encajante, fracturada, compuesta principalmente por lodolita carbonosa con laminación plano paralela, aunque en algunos sectores se presentan profusión de venillas. Esta zona siempre esta en contacto con zonas albitizadas o brechificadas.

Cabe aclarar que anteriormente se había mencionado que en la zona I correspondía a una lodolita carbonosa levemente calcárea, la petrográfica realizada a esta misma zona corresponde a una pequeña bolsa brechificada ubicada en la bocamina. La sección esta compuesta por venas de calcita-dolomita romboédrica presentes en agregados granulares gruesos a medios. La sección presenta fragmentos angulares elongados de roca caja, con una matriz micritica y con materia carbonosa, estos fragmentos se encuentran parcialmente albitizados. Dentro de estos fragmentos se evidencia la presencia de venas cuyo material hacia los bordes es de plagioclasa (albita) y hacia el centro se observan los carbonatos, algunas veces las venas sólo contienen plagioclasa. (Figura 33).

Otra sección de la columna levantada es correlacionable con esta zona presenta una matriz de minerales arcillosos y materia carbonosa altamente oxidada, presentando laminación plana paralela, se evidencia recristalización de agregados de albita y cuarzo de tamaño muy finos a gruesos, de forma subhedral, presentando una morfología lenticular, hay presencia de moscovita en forma alargada y siguiendo la laminación (Figura 34).

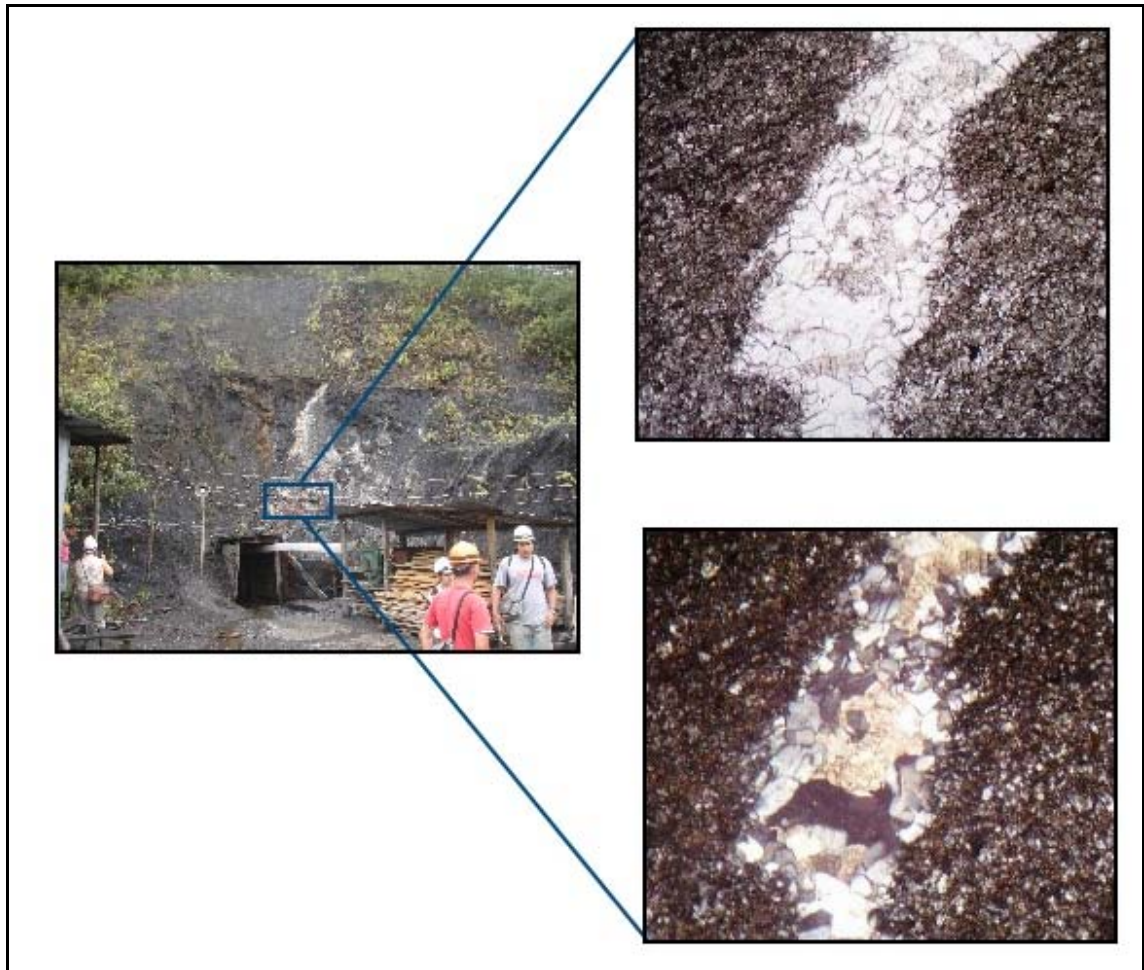


FIGURA 33: Microfotografía Nicoles Paralelos (5X): Vena de albita subhedral a anhedral con cristales de calcita anhedral hacia el centro de esta, la vena se encuentra en contacto neto con la roca encajante, Nicoles Cruzados (5X), Lamina COR-035-019).

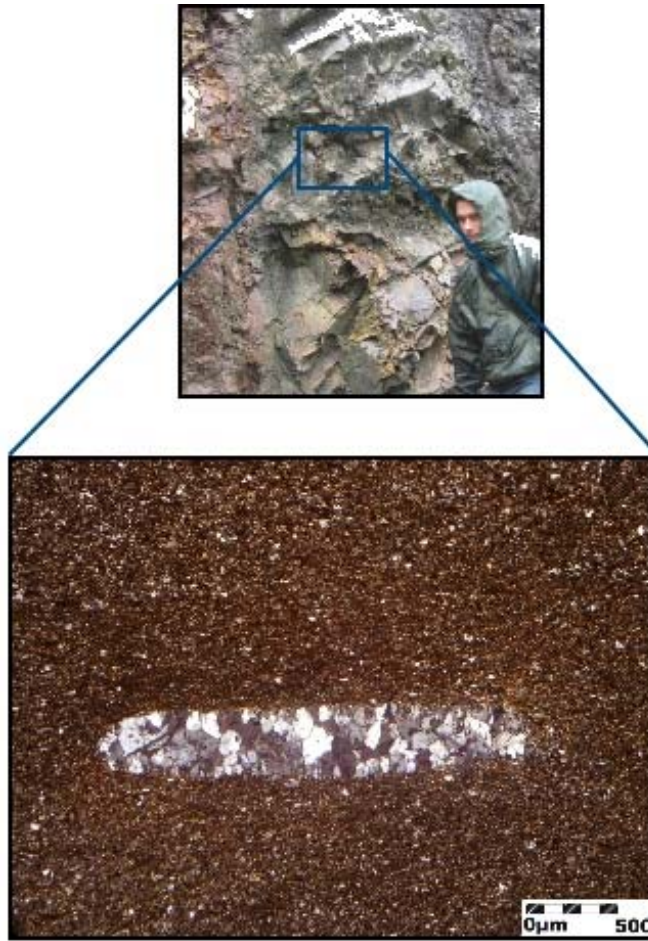


FIGURA 34: Microfotografía en Nícoles Cruzados (5X). Se presenta recristalización de albita en agregados granulares, su morfología se hace evidente en lentes. (Lamina COR-034-04)

ZONA II: NIVEL DOLOMITICO – ALBITIZADO

Esta zona es caracterizada por la gran abundancia de albita, en cuerpos masivos poco cohesivos, de tonalidades blancas en contacto neto generalmente con zonas brechificadas y zonas lodolíticas

Una de las secciones Corresponde a una muestra tomada a los 46m de lo longitud de la bocamina, la muestra fue tomada de una vena antitaxial de dolomita-albita.

La lamina de dicha vena esta constituida por micrita, minerales arcillosos que siguen una orientación. Dentro de la sección se presenta recristalizaciones en forma de bolsas de albita y cuarzo afanocristalinas a muy finas, producto de la precolación del fluido, dentro de esta bolsa también hay presencia de cristales de clorita muy finos junto con cristales elongados de moscovita en forma diseminada, la pirita hace presencia con tamaños muy finos a medios y con formas subredondeadas. Dentro de la matriz hay presencia de cristales de calcita-dolomita muy finos a finos de forma subhedral (Figura 35).

Otra sección analizada de los alrededores del túnel, nos muestra que la roca esta compuesta por minerales arcillosos (filosilicatos), altamente oxidados, presenta materia carbonosa diseminada en toda la muestra, se evidencian bolsas y lentes de recristalización de albita subhedral y cuarzo elongado subangular a causa de la precolación del fluido. Las bolsas presentan cristales de pirita diseminada con formas subesféricas subredondeadas de tamaños muy finos a medios, tambien presenta moscovita como individuos, agregados o inclusiones en forma elongada subredondeada. Dentro de la seccion hay evidencia de cristales de clorita pero su presencia es minima (Figura 36).

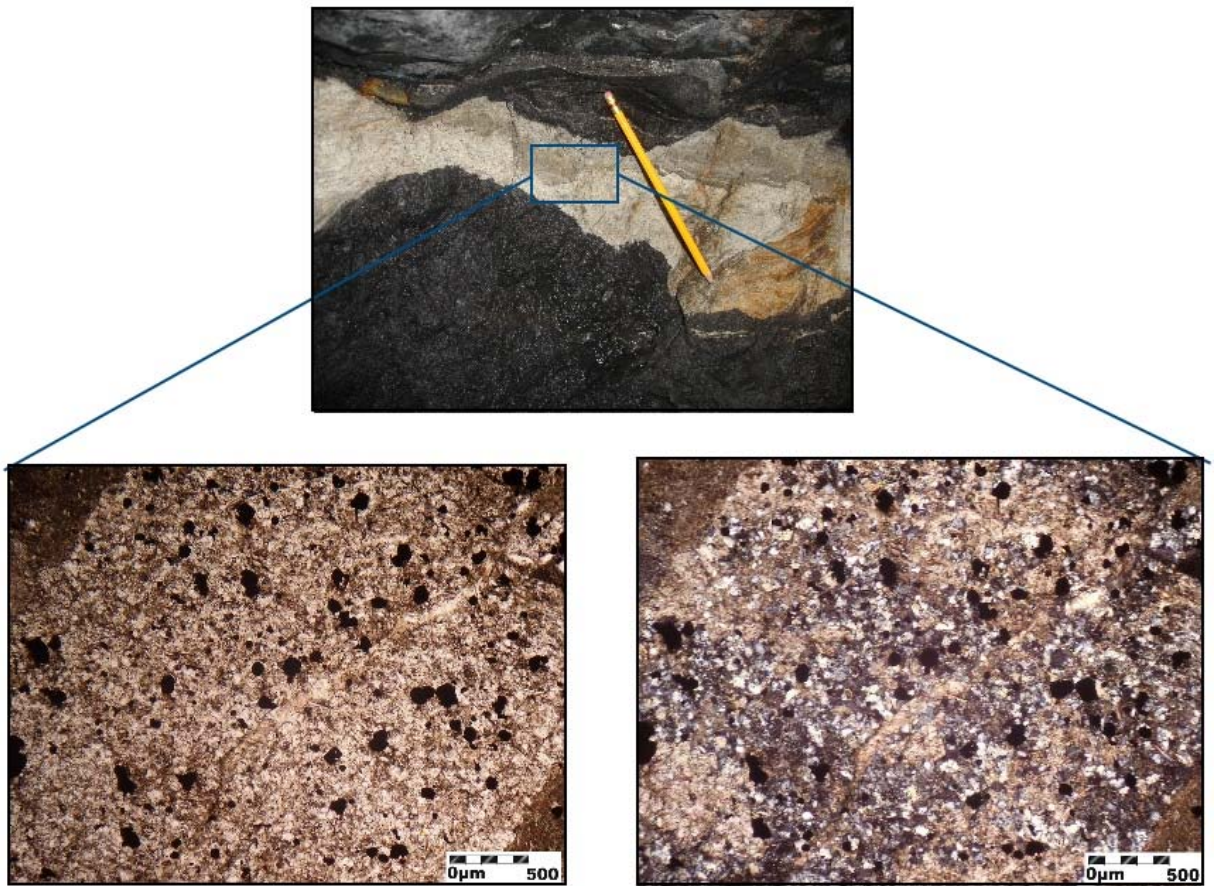


FIGURA 35: Microfotografía en Nícoles paralelos (5X) y Nícoles Cruzados (5X), mostrando recristalización de albita y cuarzo en agregados granulares embebidos dentro de la matriz microesparita. (Lamina COR-035-016).

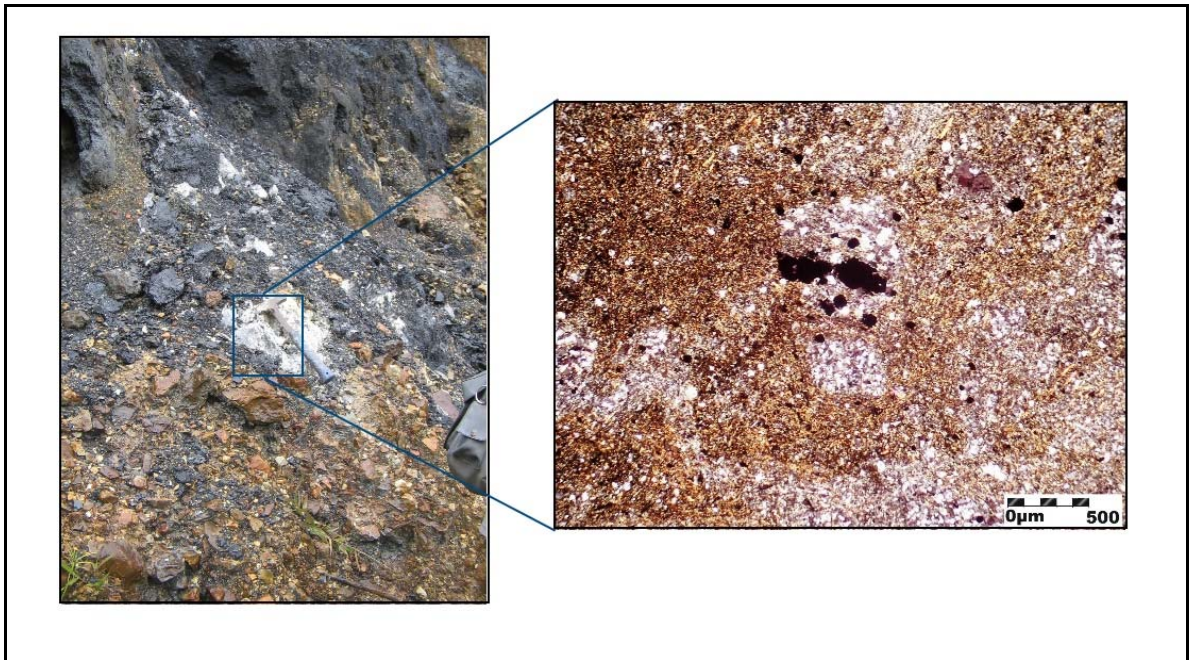


FIGURA 36: Microfotografía en Nícoles Cruzados (5X). se evidencia recristalización de albita en agregados granulares, embebidos en una matriz de filosilicatos altamente oxidada. Lamina COR-034-05 a.

ZONA IV: NIVEL CALCAREO BRECHIFICADO

Esta zona se caracteriza por presentar cuerpos masivos, poco cohesivos de color blanco, con presencia de una matriz cementante de albita, dolomita y en gran proporción calcita (de ahí su clasificación) correspondiendo así estructuras brechoides, presentan fragmentos angulosos subredondeados de lodolita carbonosa parcialmente albitizada y agregados granulares de albita (lodolita albitizada).

La sección analizada corresponde a una muestra tomada a los 106 m de longitud de la bocamina.

La lamina nos muestra una roca que esta constituida por micrita, minerales arcillosos, siguiendo una orientación, presenta recristalizaciones en forma de bolsas de albita y cuarzo afanocristalinas a muy finas producto de la precolación del fluido. La sección presenta cristales de calcita-dolomita muy finos a finos de forma subhedral embebidos dentro de la matriz y en contacto con las oquedades dejados por los mismos carbonatos (Figura 37). Se evidencian cristales terrígenos de pirita subredondeada de tamaño muy finos a medios, diseminados dentro de la matriz. También se evidencia cristales de pirita autigénicos de forma euhedrales, en contacto neto con la calcita. De estos cristales de pirita se presentan oquedades dejados por la remoción por la entrada del fluido.

Otra muestra analizada corresponde a una roca con una matriz micritica, minerales arcillosos con cristales de calcita subhedral a euhedrales de tamaños muy finos a medios, distribuidos en forma diseminada en la muestra. Presenta cristales de pirita esféricos angulares a esféricos redondeados en forma diseminada. Dentro de la micrita se evidencian bolsas recristalizadas de albita y cuarzo subesféricos bien redondeados que varían de finos a muy finos, presentan cristales de moscovita aciculares en contacto longitudinal con la matriz. Dentro de la matriz se presentan cristales de clorita subhedral en contacto flotante, pero en muy baja proporción(Figura 38).

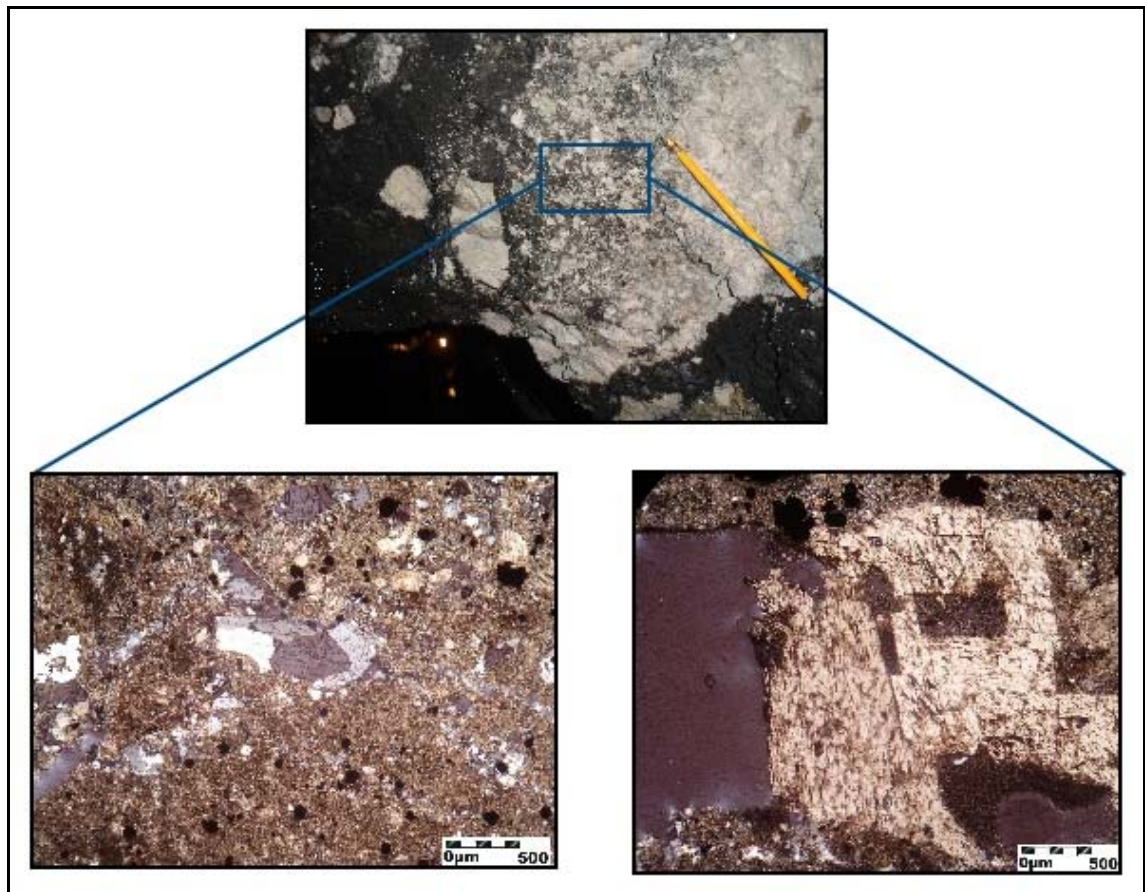


FIGURA 37: Microfotografía en Nícoles Paralelos (5X) y Nícoles Cruzados (5X), mostrando la matriz de minerales arcillosos con cristales de cuarzo y pirita diseminada. Cristal de calcita euédrico en contacto con las oquedades dejadas por la pirita. (Lamina COR-035-012)

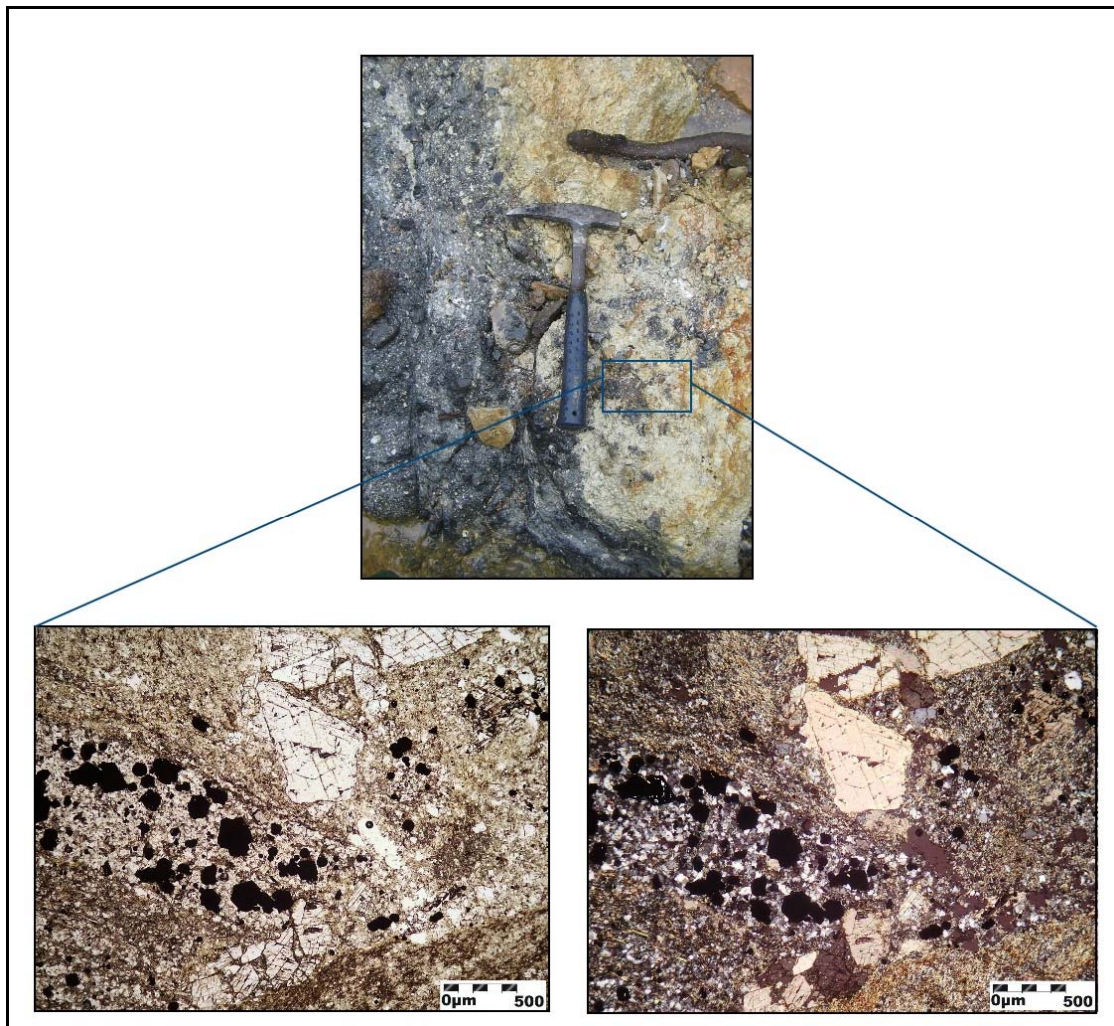


FIGURA 38: Microfotografía en Nicoles paralelos (5X) (IZQ) y en nicoles Cruzados (DER), mostrando venas de albita en agregados granulares. Lamina COR-034-06

ZONA V: NIVEL DE BRECHAMIENTO

Esta zona es caracterizada por presentar un nivel de brechificación constante. Esta definida por la presencia de fragmentos angulosos subredondeados de lodolita parcialmente albitizada, embebidos en una matriz cementante de calcita, y principalmente albita y dolomita.

Una de las secciones pertenecientes a esta zona corresponde a una muestra tomada a 152 m de longitud aproximadamente de la bocamina.

La lamina nos muestra una roca que esta formada por lodolita con una matriz micritica, materia carbonosa, con microesparita, minerales arcillosos (Sericita), presenta lentes y agregados subesféricos recristalizados de albita y cuarzo de forma subhedral de tamaño fino a medio, paralelos a la laminación, se evidencia una segunda generación de moscovita de limo medio a muy fino en forma acicular en contacto flotante con la matriz micritica y en contacto cóncavo-convexo con la albita. La sección Presenta laminación plana paralela discontinua por acumulación de materia orgánica (Figura 39).

Otra sección Corresponde a una muestra tomada a 184 m de longitud aproximadamente de la bocamina. Fue tomada de una vena de dolomita y albita.

La lamina corresponde a una roca que esta compuesta por una intercalación de venas de calcita-dolomita fibrosa, con roca caja en contacto neto. La roca caja esta compuesta por una matriz micritica y por minerales arcillosos y se encuentra parcialmente albitizada, presenta cristales de pirita en forma diseminada o como lentes, estos cristales presentan formas subelongadas varían de anhedrales a subhedral de tamaños que varían de finos a muy finos. La pirita también esta presente como recristalizaciones dentro de la vena. (figura 40)

Se tiene una tercera sección perteneciente a la zona V,(figura del túnel lateral de la capa), que corresponde a una roca formada por micrita carbonosa y minerales arcillosos, presenta recristalización de agregados esféricos bien redondeados de cristales de Albita anhedrales a subhedral de tamaño fino a muy fino (figura 41). Hay presencia de moscovita que se encuentra en forma diseminada dentro de la matriz en contacto longitudinal con la albita y cristales de cuarzo subelongados subredondeados diseminados en la muestra, la recristalización de albita también

se presenta en venillas muy finas, con microcristales de calcita hacia el centro. Su laminación es plano paralela continua, por la acumulación de materia carbonosa.

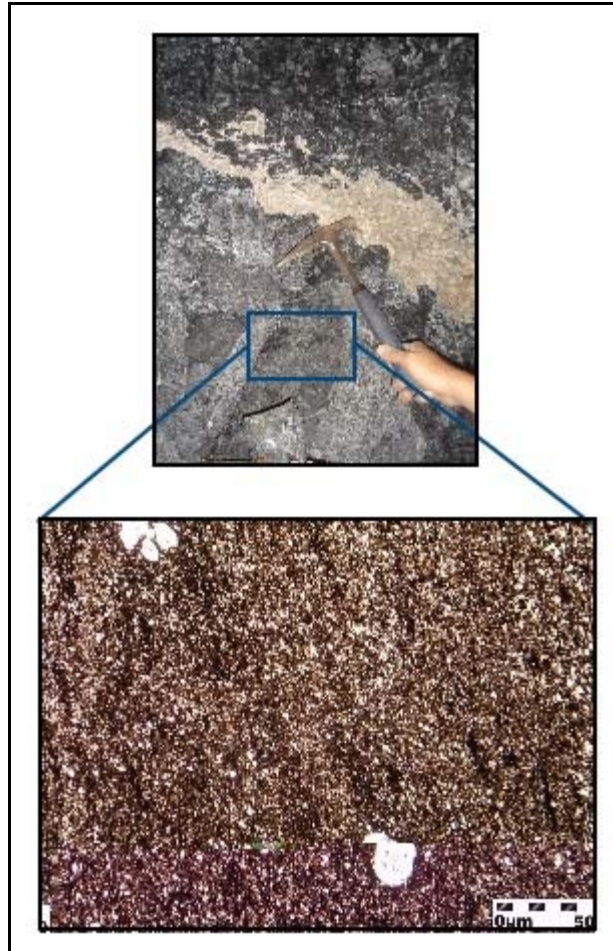


FIGURA 39: Microfotografía en Nícoles Paralelos (5X), de matriz micrítica, con recristalizaciones granulares de cuarzo y albita. (Lamina COR-035-05).

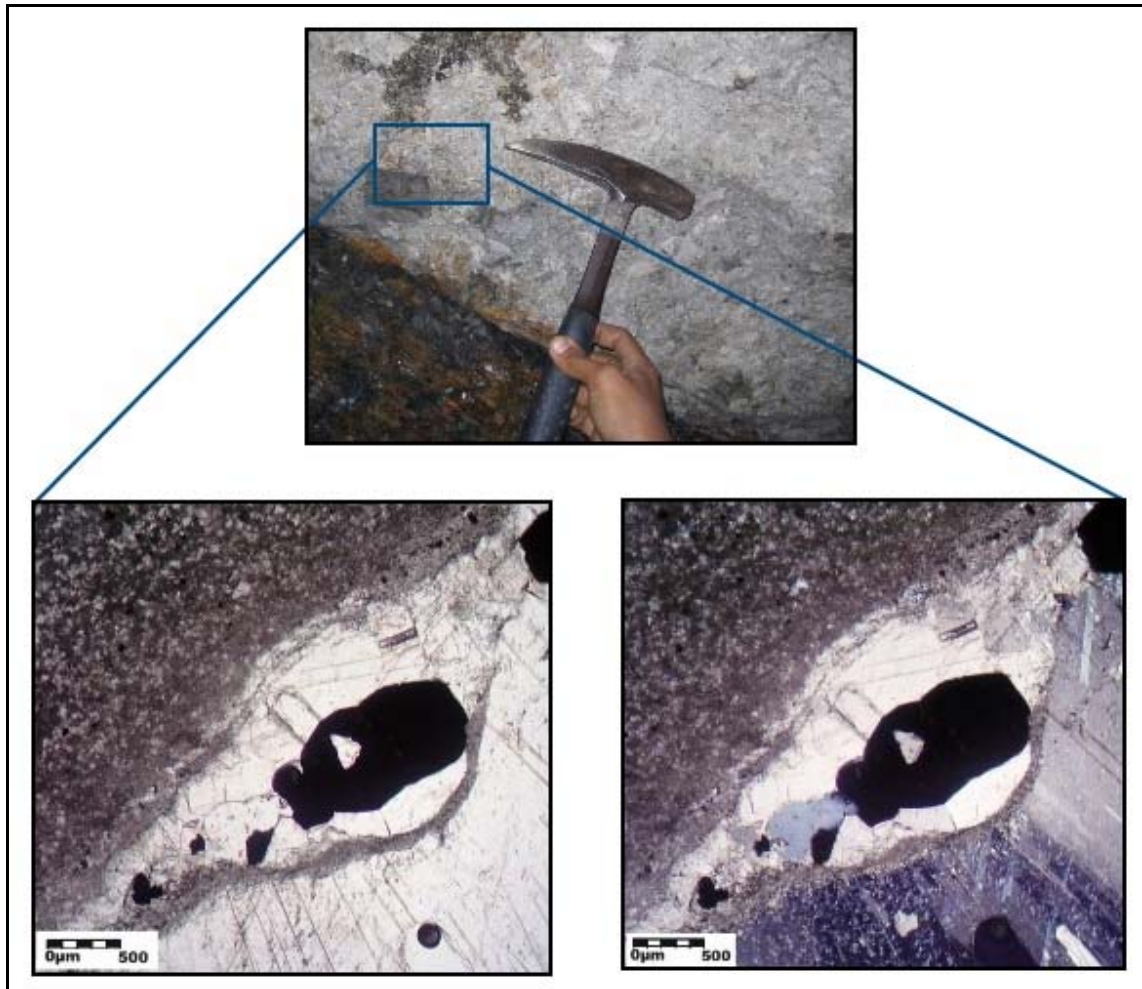


FIGURA 40: Microfotografía que muestra el contacto neto de la intercalación de la calcita-dolomita fibrosa, con la lodolita calcárea. Dentro de la vena se evidencia recristalización de cristal de pirita en forma subhedral. Nicoles paralelos (5X), (IZQ); Nicoles cruzados (5X) (DER). Lamina COR-035-02



FIGURA 41: Microfotografía en nicoles paralelos de micrita carbonosa con recristalización de albita. (Lamina COR-035-01).

Como habíamos mencionado anteriormente a los alrededores del túnel “Las Cruces”, se encuentra la base del cretácico, por tanto se procedió a hacerle análisis petrográfico cuyos resultados arrojan que es una roca constituida por una matriz de minerales arcillosos, con materia carbonosa muy fina, su laminación es delgada plana paralela discontinua, presenta cristales de pirita anhedral, muy finos, presenta recristalización de cuarzo esférico redondeados en la matriz y cristales de albita muy fina a fina en forma subhedral; presentes en lentes y el cuarzo en agregados granulares orientados siguiendo la laminación, en algunos

sectores de la lamina hay un mayor contenido de materia carbonosa pues es evidente por su coloración. (Figura 42)

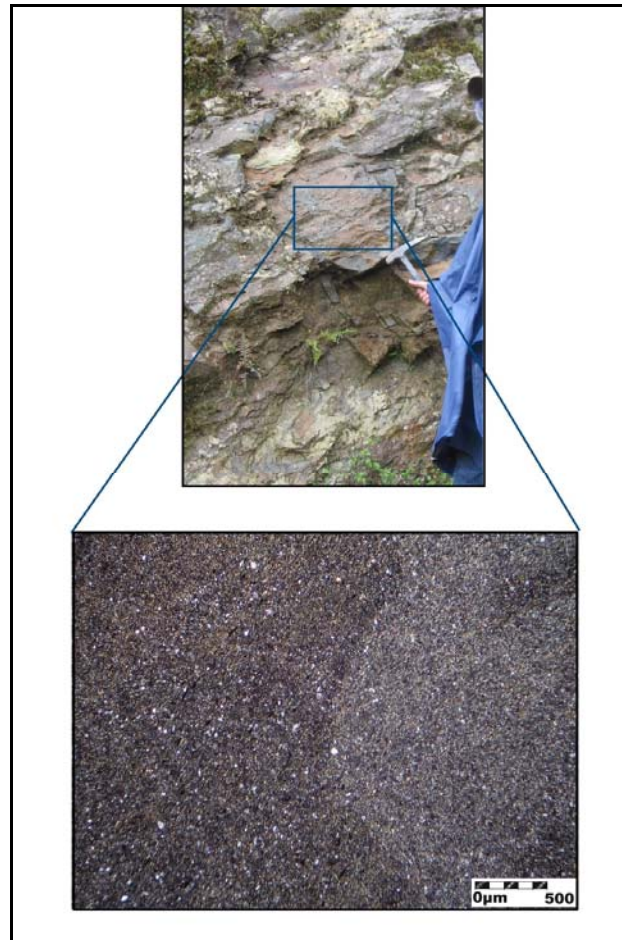


FIGURA 42: Microfotografía en Nicoles Cruzados (5X). Se presenta una lodolita carbonosa, parcialmente albitizada, cuyo cambio de coloración es debido a la oxidación presente en la muestra (Lamina COR-034-01)

Las manifestaciones vetiformes también hacen presencia en esta zona en forma concordante y discordante con la laminación aunque en algunos sectores se observa plegamiento de la laminación, tal vez a causa de la percolación del fluido hidrotermal que origina el proceso de albitización.

Texturalmente Las venas discordantes son de tipo antitaxial presentando relleno masivo por minerales de albita, dolomita-calcita y ocasionalmente pirita. Las venas concordantes a la estratificación son de tipo sintaxial compuesta por carbonatos (calcita-dolomita) de aspecto fibroso. Esta manifestaciones vetiformes se forman posteriormente a la albitización.

Cabe resaltar que la albita hace presencia de una forma constante a lo largo del todo el recorrido siendo variable en su cantidad y en su forma de aparición, la roca encajante de las venas corresponde a lodolitas carbonosas parcialmente albitizadas manifestándose de tres formas diferentes.

1. Albita diseminada subhedral a anhedral en contacto flotante con la materia orgánica, presentan tamaños que oscilan entre cristalino fino a afanocristalino.
2. Como agregados granulares, dispuestas en bandas paralelas a la laminación.
3. Como agregados granulares de tamaños cristalino medio a afanocriсталino, presentan forma subhedral a anhedral.

Su morfología se hace evidente en forma lenticular o en bolsas, dispuesto de manera que cortan y en otros casos son paralelos a la laminación.

En cuanto a la calcita-dolomita presente en la zona mencionadas, también se quiere recalcar que esta presente en tres formas:

1. como cristales de tamaño finos a medios, cristalizando hacia el centro de la venas de albita.
2. cristales de tamaño muy fino a finos, embebidos en la matriz de agregados granules de la albita.
3. cristales de tamaño finos, embebidos en la matriz lodolítica carbonosa parcialmente albitizada.

En cuanto a la pirita se presenta en dos formas:

1. como individuos terrígenos de tamaños medios a finos, generalmente en forma diseminada en la muestra.
2. como cristales antigénicos, con formas euhedrales de tamaño finos a medios, presentes como individuos o en agregados.

Los cuerpos brechados se caracterizan por poseer fragmentos de lodolita y lodolita carbonosa que han experimentado o no procesos de albitización y poseen una morfología angular a subredondeada. Las brechas presentan matriz cementante compuesta por minerales tales como la albita y dolomita (paragensis hidrotermal) en conjunto con la calcita y la pirita, cuyo origen se le atribuyen a brechas desarrolladas a partir de trituración tectónica, puesto que el proceso de brechificación no fue originado por el fluido, si no que esta fue previa a la mineralización. El tipo de textura mostrado por las brechas estudiadas se asemeja mas a aquellas asociadas a propagación de fractura que se encuentran en zonas frágiles de cizallamiento. Por la geometría y disposición de las brechas con respecto a la estratificación, en este trabajo se propone que el proceso de brechificación puede estar relacionado con los procesos de plegamiento, por procesos de deslizamiento flexural.

Teniendo como base la descripción macroscópica y microscópica anteriormente mencionadas, definimos que la zona I (**lodolítica**) se caracteriza por ser básicamente lodolita carbonosa, levemente calcárea y parcialmente albitizada, con presencia de venas cuya cristalización hacia sus bordes es de albita euhedral a subhedral, y hacia el centro de estas venas se evidencia cristales de calcita-dolomita.

La zona II (**nivel rico en albita y dolomita**) (**albitización**); esencialmente son cuerpos masivos de color blanco concordantes y discordantes con la estratificación, compuesta principalmente por dolomita-albita, los individuos de

albita se muestran bastante fracturados y en un parcial estado de alteración, que podría indicar que se trata de un retrabajamiento posterior a la mineralización lo que le daría en parte el carácter friable de estos cuerpos, por lo general se presentan en contacto neto con la lodolita carbonosa parcialmente albitizada. La albita esta presente como agregados granulares cuya morfología se hace evidente en bolsas. La pirita se presenta en agregados granulares y en individuos diseminados de forma subredondeadas.

La secciones estudiadas presentan en un nivel medio oquedades, pero en la zona IV (**Zona calcarea brechificada**) estas oquedades son mucho mas evidentes con formas euhedrales (rombohedros, cuadrados), lo que nos indica que estuvieron ocupadas por carbonatos que al contacto con el fluido se desvanecieron, dejando ver que los cuerpos brechados estuvieron también cementados por calcita y dolomita, la albita esta presente en agregados granulares en bolsas y en estructuras tabulares, también se presenta como albita en contacto flotante con la materia orgánica. La pirita se encuentra en forma diseminada como individuos subredondeados.

La zona V (**Zona de brechificación**) se caracterizo por desarrollar cuerpos masivos pocos cohesivos de color blanco compuesto principalmente por dolomita-albita, incluyendo fragmentos de roca caja. Por lo general esta zona se encuentra en contacto con la zona albitizada. También se pudo observar microplegamiento a causa de la percolación del fluido hidrotermal mineralizante que origina el proceso de albitización, la laminación en algunos sectores de la roca hacen pensar que los paleofluidos mineralizantes percolan la roca preferencialmente por entre los planos de estratificación y laminación.

La permeabilidad en las rocas se da claramente por procesos de fracturas y de brechas tectónicas. El orden de cristalización en venas es Albita-carbonatos-pirita

Hecha la descripción macroscópica y posteriormente la microscópica se definen dos eventos básicos de hidrotermalismo.

La secuencia del fluido comienza con la percolación del fluido a través de la zona de fracturas que son paralelas a la estratificación. Dichas fracturas las podemos caracterizar como fracturas extensionales, o fracturas de apertura, pues permiten una mejor circulación del fluido.

Dicho fluido percola por las fracturas formando una vena de tipo antitaxial perpendicular a la estratificación (albitización), el material de dicha vena es poco cohesivo y principalmente compuesto por albita y dolomita, cuando el fluido rellena dicha vena sigue ascendiendo, cementando brechas. Estas brechas son brechas tectónicas (o de falla), pues dicha roca aparece materialmente triturada y sus clastos exhiben contornos angulares, dichos clastos están embebidos en una matriz de lodolita, lodolita albitizada, dolomita y calcita. Finalmente el fluido empobrecido en Na sigue percolando entre las zonas de fragilidad formando venillas de calcita-dolomita perpendiculares a la roca.

Lateralmente también se presenta zonación entre estos dos mismos eventos hidrotermales, aunque en algunos sectores son marcadas por cambios bruscos mineralógicos como lo es la variación de aguas ricas en hierro y magnesio, produciendo una variabilidad entre los carbonatos. (Zona II y III).

6.4 ANÁLISIS MINERALÓGICO MEDIANTE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

Con el propósito de identificar nuevos minerales y corroborar los señalados en la petrografía se procedió a hacer análisis de difracción de rayos X (DRX), en roca caja, venas, bolsas y brechas presentes en el sector “LAS CRUCES”,

Dichos resultados han pasado también por análisis dirigidos por el Geólogo Jaime Mojica para determinar un dato semicuantitativo de las diferentes especies minerales. En total se cuentan con 25 muestras a las que se les han realizado

estos análisis. Los difractogramas con análisis cualitativos se encuentran en el Anexo 2.

6.4.1. Consideraciones previas

La difracción de rayos X es uno de los fenómenos físicos que se producen al interaccionar un haz de rayos X, de una determinada longitud de onda, con una sustancia cristalina. La difracción de rayos x se basa en la dispersión coherente del haz de rayos X por parte de la materia (se mantiene la longitud de onda de la radiación) y en la interferencia constructiva de las ondas que están en fase y que se dispersan en determinadas direcciones del espacio.

El fenómeno de la difracción puede describirse como la ley de Braga, que predice la dirección en que se da interferencia constructiva entre haces de rayos x dispersados coherentemente por un cristal:

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

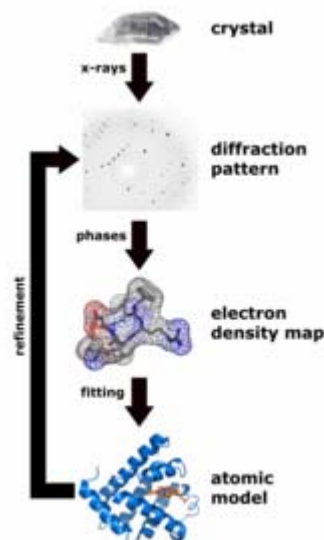


FIGURA 43: Determinación de una estructura por cristalografía de rayos X. Tomado de http://es.wikipedia.org/wiki/Difracci%C3%B3n_de_rayos_X

La difracción de rayos en muestra policristalina permite abordar la identificación de fases cristalinas (puesto que todos los sólidos cristalinos poseen su difracto grama característico) tanto en su aspecto cualitativo como cuantitativo. Los estudios de polimorfismo, transiciones de fase, y soluciones sólidas, medida del tamaño de partícula, determinación de diagramas de fase, etc., se realizan habitualmente por difracción de rayos X.

En algunos casos, es interesante realizar el estudio de la evolución térmica de los difractogramas (termodifractometría) para conocer la evolución de la cristalinidad de la muestra, caracterizar los procesos de descomposición térmica, los cambios de fase que tienen lugar, etc.

6.4.2 Estudio mineralógico del sector “Las Cruces”

En la tabla 3 y 4 se presentan las respectivas concentraciones minerales en valores expresados cualitativamente y semicuantitativamente de la composición mineralógica de las muestras analizadas en el sector “LAS CRUCES”.

La figura 44 representa a nivel cualitativo y semicuantitativo los rangos y distribución de las fases minerales encontradas en el túnel “Las Cruces”.

Con base a estos resultados y en las observaciones petrográficas se pueden identificar las siguientes paragénesis.

ZONA I: LODOLITICO

Esta zona presenta, alto contenido de cuarzo y bajo contenido de carbonatos, siendo el único presente la calcita con escasa presencia.

Qz+Alb+Ca

ZONA II: RICO EN ALBUTA-DOLOMITA

Esta zona presenta un mayor contenido de carbonatos, tales como la calcita que sigue siendo presente en baja proporción, pero se evidencia un fuerte aumento en el magnesio precipitando así la dolomita, el contenido de sílice varia manteniéndose en baja proporción.

Qz+Alb+Ca+Dol

ZONA III: RICO EN ANKERITA

En esta zona vuelve a ver un cambio brusco en el contenido de magnesio pues pasamos de un nivel propiamente dolomítico a un nivel ankerítico, lo que nos indica que el magnesio tiende a una fuerte variabilidad entre estas dos zonas.

Qz+Alb+Ank

ZONA IV: CALCAREO BRECHIFICADO

En esta zona hay una variabilidad en el magnesio pues de pasar de una zona netamente de ankerita, vuelve a precipitar la dolomita y la calcita.

Qz+Alb+Ca+Dol

ZONA V: NIVEL DE BRECHAMIENTO

Esta es una zona donde predomina la dolomita, la calcita varia gradacionalmente y la albita también presenta una abundancia significativa, por lo que podemos deducir que la zona es una zona de brchificación de dolomita+albita.

Qz+Alb+Ca+Dol

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.

A continuación se presenta una grafica de la variabilidad de los minerales durante todo el trayecto del túnel “LAS CRUCES”, tratando de mostrar mejor la zonalidad del sector.



FIGURA 44: Zonalidad a nivel cualitativo y semicuantitativo encontrados en el túnel “LAS CRUCES”

La grafica anterior nos muestra claramente que el contenido de cuarzo a lo largo del trayecto se mantiene constante siendo proporcional en todas la zonas, aunque en la zona V es realmente escaso, la albita se mantiene constante a lo largo de todo el túnel aunque su contenido es mucho mas abundante en la zona V, la dolomita también se mantienen constante aunque en la zona III desaparece por completo apareciendo así la ankerita lo que nos indica que el contenido de magnesio (Mg) cayo considerablemente, la calcita esta presente en forma irregular y las cantidades arrojadas son muy pobres.

De lo anteriormente descrito podemos concluir que se evidencia cinco paragénesis diferentes para cada una de las cinco zonas, estas son:

Tabla 4: Paragénesis propuestas para cada una de las zonas predeterminadas.

ZONAS	PARAGENESIS
ZONA I	Qz+Alb+Ca
ZONA II	Qz+Alb+Ca+Dol
ZONA III	Qz+Alb+Ank
ZONA IV	Qz+Alb+Ca+Dol
ZONA V	Qz+Alb+Ca+Dol

Realizados los respectivos análisis de DRX podemos resumir que a nivel lateral los carbonatos difieren al ser contactados con aguas ricas en magnesio, mostrando una invariabilidad en ellos, por lo tanto decimos que este nivel de

magnesio es constante en toda la zona V, y a medida que subimos va disminuyendo hasta formar la zona de brechificación calcárea (IV).

Haciendo una comparación entre la zona lodolítica I, la zona de ankerita que son las que presentan mas abundancia de roca caja con respecto a las zonas brechificadas, observamos que la aparición de dolomita, albita y moscovita es mas fuerte en la zonas brechificadas (material blanco), mientras que en las zonas lodolíticas predomina la calcita aunque en un nivel intermedio de abundancia.

Vale resaltar que en la zona V (COR-035-07), se presenta una brecha exclusivamente de cuarzo, que se presume que es un decollement que actúa como plano de deslizamiento por donde se escapa el fluido.

Tabla 5: Concentración cualitativa y cuantitativa por medio de DRX en el túnel “LAS CRUCES”

MUESTRA	TIPO DE MUESTRA	CALCITA	CALCI-MAGNESIANA	DOLOMITA	ANKERITA	CUARZO	ALBITA	PIRITA	YESO	MOSCOVITA	ILLITA	RUTILO	MONTMORILLONITA	CAOLINITA	ESMECTITA	CLORITA-ESMECTITA	CLORITA	HEMATITA
COR-035-02		†		+++		+++	†	*	*	+++					††			
COR-035-03		†			††	+++	++++	*	†	††					††			
COR-035-04				+++			++++	††	†	†					††			
COR-035-05		††		+++			++++	††	*			†			††			†
COR-035-05B		†		++++		††	†	*	*	†								
COR-035-06																		
COR-035-07		*				++++	+++	*	*	††								
COR-035-08				++++			++++		*	*		*						
COR-035-09																		
COR-035-10				††	††	+++	++++	†	†	††					††			
COR-035-11		+++		††		††	††	†	†	+++		*			†			
COR-035-12		††		††		++++	†	†	*	††								
COR-035-13		*			++++	††	††	††	*	††								
COR-035-14		†		++++		†	††	†	*	††				†			†	
COR-035-15		††		++++		††	††	†	*	+++		†			†			†
COR-035-16		†		††		+++	††	†	†	+++					†			
COR-035-17						++++	††		†	††	†	†						
COR-035-18		†			*	††	††	†	†	+++					†			

++++ Abundante

++ Pobre

* Trazas

+++ Comun

+ Escaso

Tabla 6: Concentración cualitativa y cuantitativa por medio de DRX en el corte de la formación Calizas Del Guavio.

MUESTRA	TIPO DE MUESTRA	CALCITA	CALCI.MAGNESIANA	DOLOMITA	ANKERITA	CUARZO	ALBITA	PIRITA	YESO	MOSCOVITA	ILLITA	RUTILO	MONTMORILLONITA	CAOLINITA	ESMECTITA
COR-034-01															
COR-034-02						++++	+++		*	+++		†		†	
COR-034-03						++++	+++			††	*	†			
COR-034-04				†		++++	††		†	††	*		†		
COR-034-05A						++++	††		†	†††		†			
COR-034-05B															†
COR-034-06		†		†		++++	†	*		††					
COR-034-07A						++++	††			††		†			
COR-034-07B						++++	††	*		††	*	†			
COR-034-08						++++	††	*	†	†††		†			*

++++ Abundante

++ Pobre

* Trazas

+++ Comun

+ Escaso

6.5 ESTUDIO DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS (IF)

6.5.1 Consideraciones previas

Son pequeñas cantidades de fluidos atrapados en cristales (Vacuolas) en el momento de su crecimiento, e introducidos a lo largo de microfracturas y clivajes después de la cristalización del mineral que lo contiene (figura 45) Estos fluidos están relacionados a procesos hidrotermales que han ocurrido en dicho yacimiento. (Shepherd, 1995)

Debido a varias evidencias, se supone, que las inclusiones fluidas han conservado las propiedades químicas y físicas de las soluciones originales y se les consideran como muestras directas de las fases volátiles. Los estudios microtermométricos contribuyen a conocer temperatura, presión, densidad y composición de los fluidos que originaron la mineralización.

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.

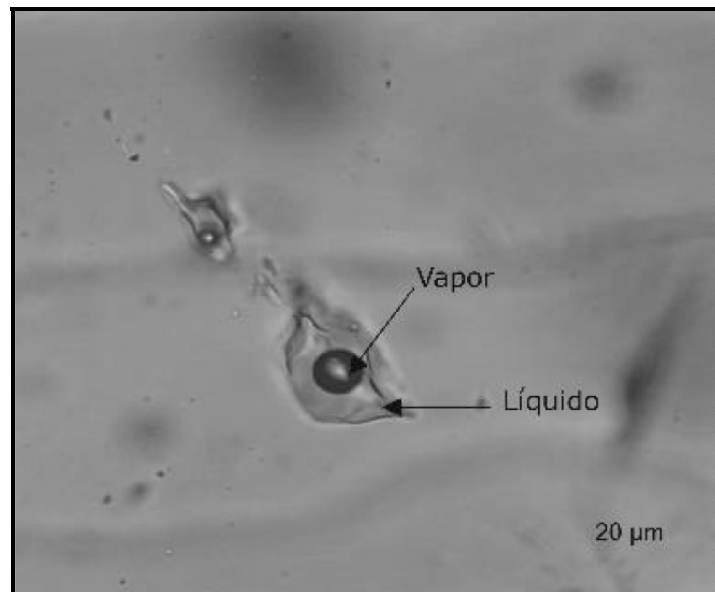


FIGURA 45: Microfotografía de cantidades de fluidos atrapados en un cristal

Las suposiciones básicas para el uso de las inclusiones fluidas son Roedder (1984):

1. La inclusión atrapa un fluido hidrotermal homogéneo antes de enfriarse (dentro de una inclusión fluida actual hay un conjunto de fases, pero fue un solo un fluido en el momento del atrapamiento a temperaturas elevadas). Dentro de las inclusiones pueden haber cristalizado fases sólidas o minerales hijos al disminuir la temperatura y presentarse una burbuja de gas, pero originalmente los componentes estaban disueltos en un fluido homogéneo.

2. $m = K$; el sistema es cerrado, no hay pérdidas de fluido y la masa ha permanecido constante.

3. $v = K$; el volumen ha permanecido constante.

Existe una gran variedad de formas, que gradan desde completamente irregulares hasta totalmente auto morfias, controladas por la estructura cristalina del mineral. Se puede ensayar una clasificación morfológica, atendiendo exclusivamente a la regularidad de los bordes de las paredes de las inclusiones (Velasco, 2004, Figura 46).

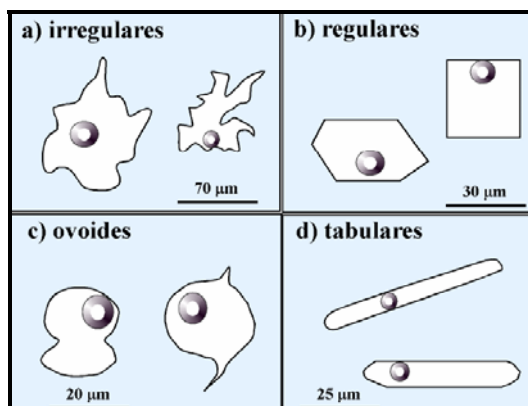


FIGURA 46: Esquema mostrando los diferentes tipos de inclusiones desde un punto de vista morfológico. (Tomado de Velasco, 2004).

➤ **Clasificación genética:**

Roedder (1984) y Van Den Kerkhof (2001) 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.

Primarias: Son el tipo de inclusiones que se forman durante el crecimiento del cristal y son producto del mismo, por lo que constituyen un testimonio del fluido presente en el momento de cristalización de un mineral. 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 y a veces aisladas dentro de un cristal sin relación obvia con cualquier estructura que permita el escape o entrada de gas o líquido.

Secundarias: Son atrapadas después del crecimiento del cristal y dan testimonio de aquellos fluidos que circularon con posterioridad a la formación del mineral. 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 y están generalmente en planos (abiertos o cerrados) donde la fuga pudo ser posible y representan fluidos atrapados con posterioridad a la formación del cristal. El estudio de este tipo de IF es igualmente importante, debido a que permite establecer las propiedades fisicoquímicas de los eventos hidrotermales más tardíos.

La distinción entre inclusiones primarias y secundarias es un problema mayor en la investigación de inclusiones fluidas. El origen de la inclusión debe determinarse claramente, sino los resultados analíticos no tienen significado geológico (no son reales).

Pseudosecundarias: Son aquellas que se presentan en fracturas durante la etapa del crecimiento del cristal, por lo cual tiene un aspecto similar a las secundarias con la diferencia que estas son seguidas de un crecimiento adicional del cristal y sus planos no cortan completamente los bordes de crecimiento del cristal

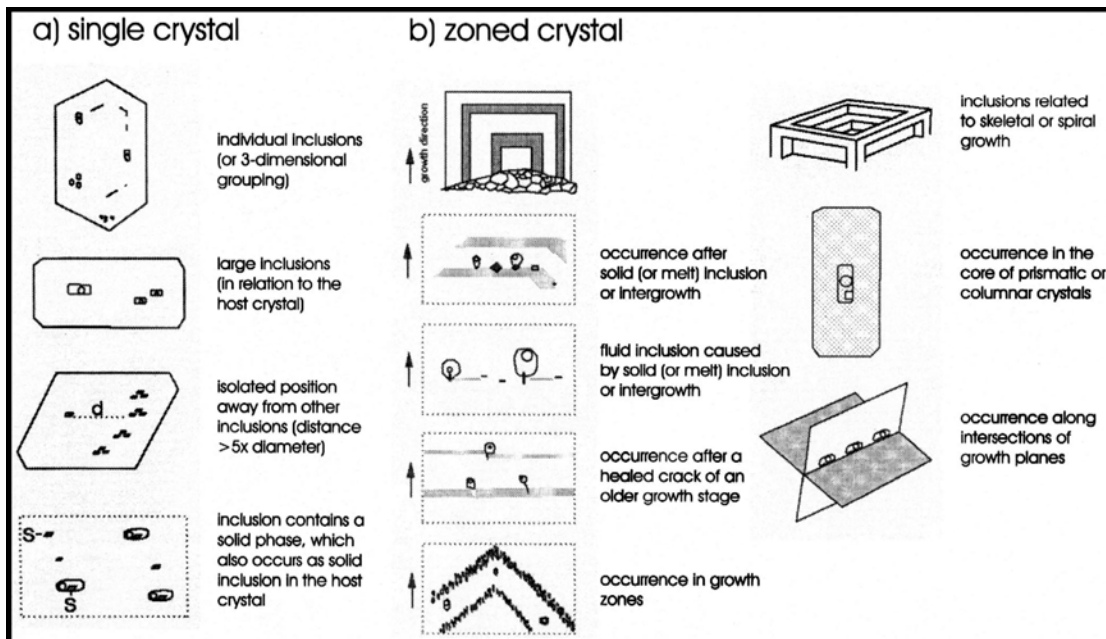


FIGURA 47: a. Criterios para clasificar una inclusión fluidas primarias, b. diferentes ocurrencias de inclusiones fluidas primarias en relación con la zonación mineral. (Tomado de Van Den Kerkhof, 2001)

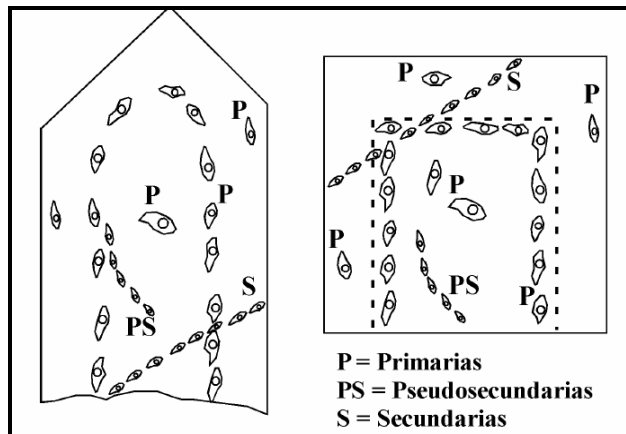


FIGURA 48: Distribución de las inclusiones primarias (P), siguiendo zonas de concéntricas, paralelas a las caras de crecimiento; Pseudosecundarias (PS) que se ordenan oblicuamente a las caras, siguiendo microfisuras que empiezan en el núcleo del cristal y terminan antes de que este se acabe; y secundarias (S) que sin ninguna regla el cristal pasando por sus bordes. (Tomado de Velasco, 2004).

➤ Clasificación según la naturaleza del fluido

La siguiente clasificación esta basada en Velasco (2004).

Monofásicas, conformadas únicamente por un líquido (L), un gas (G) o un sólido (S), siendo las más raras las gaseosas puesto que se dan en fluidos muy ricos de CO_2 y CH_4 .

Bifásicas, sólo presentan dos fases, siendo las más comunes las compuestas por líquido y vapor, los casos en que el contenido del gas es mayor son frecuentes en condiciones de ebullición.

Trifásicas, poseen más de dos fases, no siempre corresponden a $L + G + S$, de hecho las más comunes corresponden a dos fases líquidas, $L_{\text{H}_2\text{O}}$ y L_{CO_2} y a una fase gaseosa G_{CO_2} .

Polifásicas, se dan cuando aparecen varios tipos de sólidos.

➤ **Clasificación según fases observables a temperatura ambiente, Nash y Theodore (1971), (Figura 49).**

- **Tipo I:** Son inclusiones líquidas con una pequeña burbuja de vapor, sin minerales hijos: formadas a partir de fluido subsaturado, rico en H₂O (líquido), <26% en peso de NaCl eq; se homogenizan a líquido al calentarlas.
- **Tipo II:** Son inclusiones líquidas con una gran burbuja de vapor, sin minerales hijos: fluido original rico en volátiles homogenizan a vapor.
- **Tipo III: Son inclusiones Polifases (Líquido+Vapor+Sólido)**, contienen uno o más minerales hijos y están relacionadas con fluidos saturados en mas de un >26% peso NaCl eq, estas inclusiones contienen fases sólidas a temperatura ambiente como la halita o silvita. Existen dos subtipos; un fluido subsaturado el cual al ser calentado sufre la desaparición primero de la sal y luego de la burbuja y otro de tipo saturado al cual al calentarse desaparece primero la burbuja y luego la sal..
- **Tipo IV:** Dos líquidos y minerales hijos. Son inclusiones con CO₂; típicamente presentan doble burbuja, porque incluyen líquido rico en H₂O y líquido rico en CO₂ y vapor + CO₂ gaseoso, además de fases sólidas.
- **Tipo V:** son inclusiones de CO₂ líquido y vapor, sin minerales hijos. Contienen agua líquida, CO₂ líquido y una burbuja pequeña de vapor. Corresponden a un fluido subsaturado en sales y rico en CO₂.

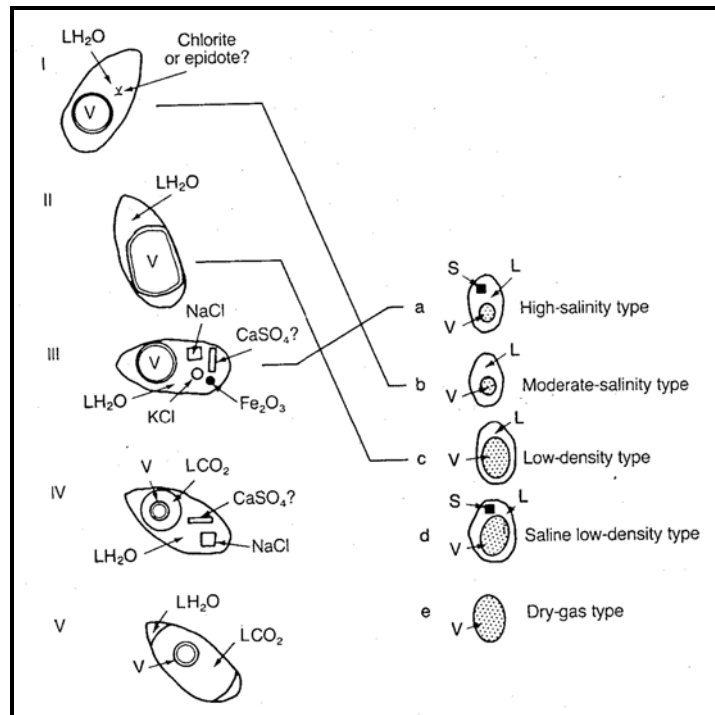


FIGURA 49: Esquema de los tipos de IF según el número de fases presentes a temperatura ambiente: A la derecha: L = Líquido. V = Vapor. Tomado de Nash y Theodore (1971). A la izquierda, tipos a hasta e de Amad y Rose (1980), con líneas conectando pares donde es aplicable. Tomado de Nash y Theodore (1971).

6.5.2 Microtermometría

La microtermometría es la determinación de las temperaturas de los cambios de fase de las inclusiones fluidas durante el enfriamiento y el calentamiento, Suponiendo que la composición y la densidad del fluido atrapado en una inclusión no fuesen modificadas desde su formación se puede determinar su temperatura de homogeneización (T_h) y su temperatura de fusión (T_m).

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 que las atravesaron.

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.

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. Esta diferenciación hace que aparezca una burbuja en el fluido a temperaturas ambiente, lo único que se debe hacer es calentar las 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 minerales y aunque algunos solamente provean un rango de presión aun así esta información es muy valiosa.

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 formó 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.

6.5.3 PETROGRAFIA DE INCLUSIONES FLUIDAS

En el sector “Las Cruces” se realizaron estudios de inclusiones fluidas a tres laminas doblemente pulidas, dichos estudios se fundamentan en criterios

genéticos y morfológicos, como el número de fases presentes en las IF a temperatura ambiente.

Cabe señalar que solo se hará alusión a la muestra COR-040-03 debido a que las otras láminas precipitaron rápidamente y no se obtuvo dato alguno.

Tabla 7: Localización de la lámina doblemente pulida para el estudio de IF

UNIDAD ESTRATIGRAFICA	LAMINA	COORDENADAS		LOCALIZACION GEOGRAFICA
		X	Y	
Formacion calizas del Guavio	COR-040-003a	1.012.054	1.068.559	Sector minero en la Vereda Palomas, Municipio de Gachala, Dpto. de Cundinamarca
	COR-040-003b			

COR 040-003^a

Lámina que corresponde a una vena de calcita y dolomita tomada en un botadero del Sector minero en la Vereda Palomas, Municipio de Gachalá, Dpto. de Cundinamarca

En el mineral calcita se identificaron inclusiones primarias polifásicas con tamaños que varían entre 4 y 24 micras con una burbuja que ocupa el 20%, la halita el 25% y la salmuera 55% (Figura 50). En el mineral dolomita se encuentra inclusiones bifásicas secundarias menores a 3 micras con movimiento de la burbuja que ocupa su 25% de la inclusión y el 75% la salmuera.

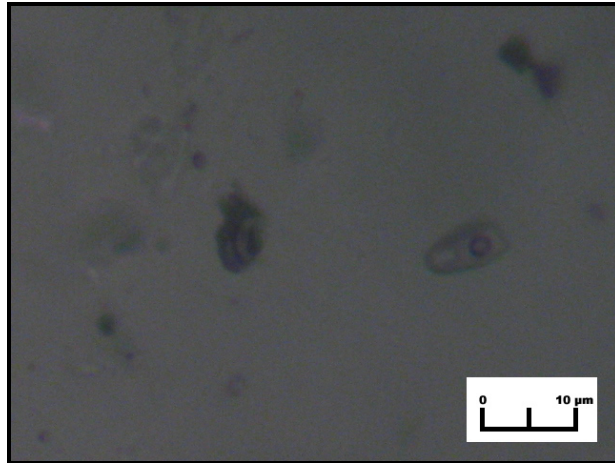


FIGURA 50: Microfotografía de Inclusiones fluidas primarias polifásicas dentro de un cristal de calcita en lamina COR-040-003^a.

COR 040 – 003B

Lámina que corresponde a una vena de calcita tomada en un botadero del Sector minero en la Vereda Palomas, Municipio de Gachalá, Dpto. de Cundinamarca

La petrografía de inclusiones permitió identificar las siguientes familias en la lámina: una familia de inclusiones primarias polifásicas de formas rectangulares con tamaños menores a 24 μm compuestas por, cristales hijos de halita (25%) (Tipo III), (figura 51) burbujas oscuras no móviles ocupan un 15 % del volumen de la inclusión, y una salmuera que ocupa un 60%. La segunda familia esta compuesta por inclusiones secundarias bifásicas dispuestas a manera de caminos, al parecer bifásicas no mayores a 3 μm .

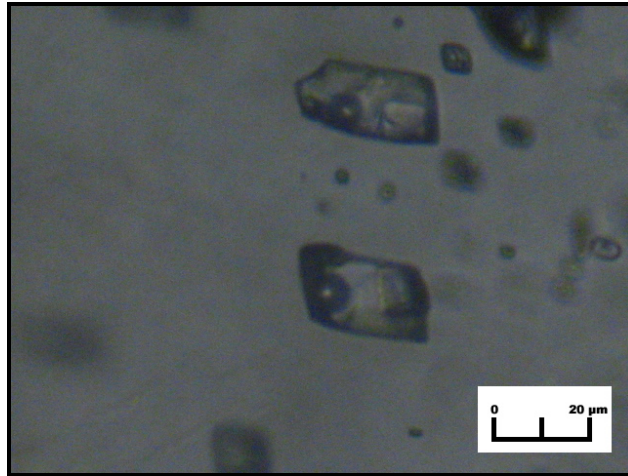


FIGURA 51: Microfotografía de Inclusiones polifásicas primarias con cristales hijos de halita dentro de un cristal de calcita en la lamina COR-040-003b.

Tabla 8: Temperaturas arrojadas por la microtermometría de IF.

MINERAL	MUESTRA	TIPO GENETICO	Tp _{fl} (°C)	Tff _{hh} (°C)	Tff _i (°C)	Tf _h (°C)	Th _{→L} (°C)	Td(°C)
CALCITA	COR 040-003 ^a	PRIMARIAS (polifásicas)	-50.5	-39	-	244.5-270	173 a175	
DOLOMITA		SECUNDARIAS (bifásicas)	-	-	-	-	145	-
CALCITA	COR 040-003b	PRIMARIAS (polifásicas)	-51.5	-33	-	254-277	176	-

Tp_{fl}: Temperatura primera fusión detectable
Tff_{hh}: Temperatura fusión final de la hidrohalita
Tff_i: Temperatura fusión final del hielo
Tf_h: Temperatura de fusión de la halita.
Th_l Temperatura de homogenización a líquido.
Td: Temperatura de decrepitación.

COR 040-003A

Las inclusiones primarias de la calcita muestran temperaturas eutécticas cerca de los -50.5 °C, en el calentamiento las temperaturas de homogenización están marcadas por la fusión de la halita que ocurre entre los 244.5 y los 270 °C, antes de esto ocurre la homogenización de la burbuja entre los 173 y los 175 °C.

Las inclusiones secundarias en la dolomita por su pequeño tamaño solo se observa la homogenización del vapor a los 145 °C.

COR 040 – 003B

Los primeros ensayos de microtermometría muestran la existencia de inclusiones fluidas polifásicas en calcitas, las cuales presentan una temperatura eutéctica (primera fusión detectable) entorno a los -52 °C. Estas IF mostraron una fusión final de la hidrohalita a los -33 °C, la primera de las fases en homogenizar fue la de vapor a los 176 °C y los datos de fusión de la halita obtenidos oscilan entre los 254 y 277 °C. Esta última temperatura, equivalen a salinidades entre 31.87 y 35.74 %w NaCl.

Los datos microtermométricos sugieren que los fluidos se componen principalmente de $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2 (\pm\text{KCl} + \text{FeCl}_3 + \text{CO}_2 + \text{N}_2?)$, los cuales fueron atrapados a una temperatura mínima entorno a los 240-280°C, en comparación con otras temperaturas reportadas (~360), se concluye que posiblemente estamos frente a fluidos ligeramente más fríos o fluidos atrapados a manera de IF, a partir de un sistema acuso salino-carbónico químicamente más diferenciado (ligeramente con menor contenido de sales).

Estudios recientes elaborados en Universidad de Virginia Tech (Estados Unidos) por el grupo MINPETGEO (Grupo de Investigación en Mineralogía, Petrología y

Geoquímica de la Escuela de Geología, Universidad Industria del Santander) con la técnica *láser ablation* ICP-MS en inclusiones fluidas hospedados tanto en carbonatos como en berilos, indican que la composición del fluido mineralizante es aun mas compleja, siendo posible relacionarlo con el siguiente sistema químico: $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2 + \text{KCl} + \text{FeCl}_2 + \text{LiCl} + (\pm\text{CsCl}, \text{GaCl}_3) + \text{CO}_2 + \text{N}_2$ (Datos ineditos-Grupo de trabajo dirigido por el profesor Luis Carlos Mantilla F.).

6.6 ANALISIS DE QUIMICA MINERAL

6.6.1 Consideraciones Previas

En los análisis de microsonda electrónica, el bombardeo de electrones sobre la muestra genera de rayos X que son exhaustivamente analizados. Así, con la longitud de onda o la intensidad de las líneas en el espectro de rayos X, los elementos presentes pueden ser identificados y sus concentraciones estimadas. El uso de un haz de electrones muy finamente focalizado consigue seleccionar un área muy pequeña para ser analizada.

Los análisis cualitativos (identifican los elementos presentes) suponen la grabación del espectro mediante un espectrómetro de rayos X, por encima del rango de longitudes de onda o energías dentro de las cuales las líneas relevantes pueden estar presentes. Las líneas son identificables por referencia a las tablas.

En los análisis cuantitativos, las intensidades de las líneas de rayos X del espécimen son comparadas con aquellas originadas por estándares de composición conocida. Las intensidades medidas requieren ciertas correcciones instrumentales, incluyendo la eliminación del fondo, de la que es origen principalmente el "espectro continuo" (fotones emitidos por electrones decelerados en colisiones con átomos). La composición en el punto analizado es calculada a partir de las intensidades, corregidas por la "matriz de correcciones",

que tiene en cuenta los diferentes factores que gobiernan la relación entre intensidad y composición. Esto es lo que se aplica comúnmente en forma de correcciones ZAF (con factores de corrección separados dependientes del número atómico, de la absorción y de la fluorescencia).

Modos de operación: Los electrones incidentes normalmente tienen una energía cinética de 10-30 KeV (un eV es la energía asociada con un cambio de 1 voltio en el potencial de un electrón), y penetra la muestra a una profundidad del orden de 1 μm , extendiéndose lateralmente a una distancia similar. Esto impone un límite inferior para el volumen analizado y por tanto para la resolución espacial. La mejora de la resolución mediante la reducción de la energía del electrón es generalmente impracticable ya que éstos deben poseer suficiente energía para conseguir una excitación eficiente de rayos X.

En los análisis de microsonda, el espectro de rayos X es grabado con un espectrómetro de dispersión de longitudes de onda (wavelength-dispersive spectrometers, WDS), o de dispersión de energía (energy-dispersive spectrometers, EDS). El primero utiliza un cristal difractor que actúa como un monocromador, seleccionando una longitud de onda cada vez, dependiendo del ángulo de incidencia de los rayos X. Muchos instrumentos tienen dos o más espectrómetros con cristales que cubren diferentes rangos de longitudes de onda. Los espectrómetros de energía dispersiva emplean detectores complementarios de rayos X en estado sólido y para algunos objetivos han reemplazado a los WDS. Los EDS graban el espectro completo simultáneamente, se analiza la altura del pulso electrónico para tipos de pulsos producidos en el detector de acuerdo con la energía de los rayos X. Skoog *et al.* (2001).

La platina portadora de muestras aloja normalmente varias muestras y estándares. Las muestras son siempre redondas o rectangulares con dimensiones típicas del orden de 2 o 3 cm. Los patrones pueden ser montados individualmente o agrupados en soportes de tamaño normalizado. Se requiere que la muestras sean

gruesas y estén pulidas, y que sean situadas en un sitio plano. Lo normal es fijar el foco del microscopio óptico acoplado y usar un fino ajuste de la platina en la dirección z para enfocar. Esto asegura que la posición de la fuente de rayos X es constante, lo cual es especialmente importante para espectrómetros de dispersión de longitudes de onda. En la actualidad, mediante ordenadores se controla la posición x e y, y los movimientos en z. Esto posibilita el análisis de un gran número de puntos sin intervención del operador, usando coordenadas previamente almacenadas. Skoog *et al.* (2001).

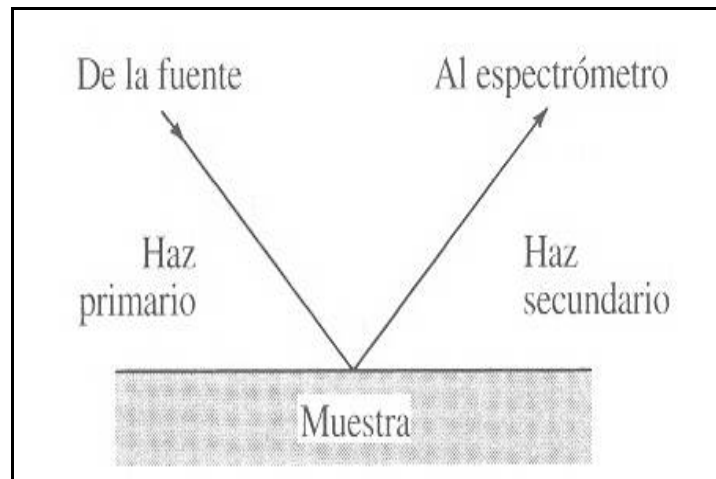


FIGURA 52: Esquema general de la espectrometría de superficies. El haz puede ser de fotones, electrones o iones. Tomado de Skoog *et al.*, (2001).

6.6.2 ESTUDIOS DE QUIMICA MINERAL EN EL SECTOR “LAS CRUCES”

En este capítulo se pretende mostrar las características geoquímicas de los minerales de rellenos hidrotermales presentes en el sector “LAS CRUCES”, cuyos análisis fueron realizados a dos secciones delgadas (COR-035-02 Y COR-036-02); en las que se encontraban carbonatos, sulfuros y cloritas, permitiendo la observación de su variación química.

Se obtuvo un total de 37 análisis entre los cuales 9 de ellos pertenecen a cloritas.

Para la realización y obtención de estos resultados se contó con el software para tratamiento de datos mineralógicos y petrológicos denominado MINPET 2.02.

6.6.2.1 CLASIFICACION MINERAL DE CARBONATOS

En el tratamiento químico de los carbonatos se hizo un recalcu de cationes, y se utilizaron los diagramas ternarios en óxidos Ca, Mg, Fe₂ y el diagrama binario entre el Fe₂ y el Mg con el motivo de obtener el tipo de carbonato (calcita, dolomita, ankerita), presente en la roca. Dichos análisis fueron basados en patrones preexistentes de la química de los carbonatos.

Según la química mineral de los carbonatos, estos se presentan en forma general de la siguiente manera:

- Calcita (CaCO₃)= CaO: 56.03%; CO₂: 43.97%
- Dolomita (CaMg(CO₃)₂)= CaO: 30.41%; MgO: 21.86%; CO₂: 47.73%
- Ankerita Ca(Fe₂,Mg,Mn)(CO₃)₂= CaO: 25.9%; FeO: 33.3%; CO₂: 40.8%

A continuación se presentan las tablas de los carbonatos realizados a cada lámina con respecto a los óxidos.

Tabla 9: Resultados de análisis químicos de microsonda para carbonatos en la lámina COR-035-02

ANALISIS ELEMENT	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	MASS (%)									
CaO	57.586	58.780	30.493	60.355	58.614	30.708	56.691	58.150	58.594	55.433
FeO	0.407	0.378	1.634	0.347	0.357	4.145	0.357	0.384	0.399	0.590
MnO	0.068	0.105	0.176	0.086	0.066	0.265	0.107	0.084	0.105	0.069
MgO	0.398	0.400	20.878	0.426	0.377	19.934	0.529	0.515	0.425	0.477
La2O3	0.000	0.015	0.000	0.012	0.038	0.033	0.051	0.070	0.047	0.057
SO3	0.000	0.036	0.008	0.000	0.010	0.084	0.020	0.014	0.072	0.078
Ce2O3	0.017	0.015	0.031	0.057	0.011	0.006	0.007	0.011	0.053	0.011
Nd2O3	0.058	0.046	0.000	0.034	0.015	0.000	0.031	0.053	0.030	0.022
SrO	0.046	0.000	0.000	0.000	0.060	0.000	0.060	0.051	0.000	0.000
PbO	0.000	0.011	0.000	0.000	0.016	0.039	0.000	0.108	0.000	0.075
CO2	41.441	40.214	46.781	38.682	42.436	44.787	42.147	40.559	40.275	43.187
Total	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000

Tabla 10: Resultados de análisis químicos de microsonda para carbonatos en la lámina COR-036-02

CARBONATOS												
ANALISIS ELEMENT	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
CaO	57.177	30.151	30.388	29.425	41.283	40.093	41.428	57.530	57.821	0.080	0.070	0.094
FeO	0.000	4.770	0.088	5.686	0.012	0.000	0.001	0.590	0.820	0.502	0.278	0.315
MnO	0.158	0.276	0.325	0.169	0.000	0.019	0.000	0.082	0.107	0.001	0.007	0.000
MgO	0.440	18.706	21.193	17.844	0.000	0.020	0.002	0.496	0.519	0.018	0.009	0.000
La2O3	0.043	0.079	0.035	0.010	0.032	0.023	0.000	0.018	0.054	0.000	0.088	0.005
SO3	0.019	0.000	0.020	0.029	34.774	36.827	36.865	0.000	0.002	0.004	0.000	0.002
Ce2O3	0.000	0.002	0.000	0.042	0.031	0.012	0.041	0.055	0.000	0.000	0.016	0.015
Nd2O3	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.013	0.000	0.000	0.006	0.042
SrO	0.053	0.030	0.017	0.010	0.133	0.036	0.084	0.000	0.025	0.411	0.426	0.383
PbO	0.000	0.000	0.022	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.032	0.005	0.064	0.000
CO2	42.107	45.979	47.914	46.784	23.736	22.972	21.558	41.216	40.620	98.979	99.036	99.144
Total	100.000	100.000	100.000	10.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000

Los resultados arrojados por la tabla 9 muestra que en la lámina COR-035-02 en los análisis 5-6-8-9-11-12-13-14, que la relación del calcio y el CO₂ es proporcional a una calcita, (Según lo indica la química de los carbonatos), mientras que en los análisis 7 y 10 esta relación entre calcio varia con respecto al magnesio, haciendo que el carbonato analizado sea dolomita, los diagramas ternarios y binarios confirman esto (figura 56 y 57).

La tabla 10 pertenece a los resultados de la lámina COR-036-02, muestra que en los análisis 9-16-17, el contenido de calcio y el del carbono mantienen el comportamiento de una calcita (Según lo indica la química de los carbonatos), los análisis 10,11 y 12 muestran que son dolomitas, pues presentan el comportamiento químico mineral típico de ellas, los diagramas ternario y binario lo corroboran (figuras 59 y 60). Los análisis 13-14-15 tienen alta proporción de calcio pero en conjunto con el (SO₃), este trióxido de azufre, sugiere que hay apatitos sino que su contenido de fósforo no esta presente ya que fue medido con un patrón de carbonatos (figura 58), finalmente los análisis 18-19 y 20 muestran un contenido casi del 100% de carbono lo que nos hace posible creer que se trata de materia orgánica.

Para comprobar lo anteriormente dicho y tener una imagen mas clara se presentan las imágenes de retrodispersados de las dos láminas estudiadas, mostrando la ubicación exacta de los sitios donde se realizarón los análisis de química mineral y la variabilidad composicional química que presentan; seguido de esto se muestran los diagramas ternarios y binarios. Cabe aclarar que el diagrama ternario nos muestra la clasificación del carbonato exactamente, mientras que el diagrama binario muestra la variabilidad compoisicional Fe₂ y Mg.

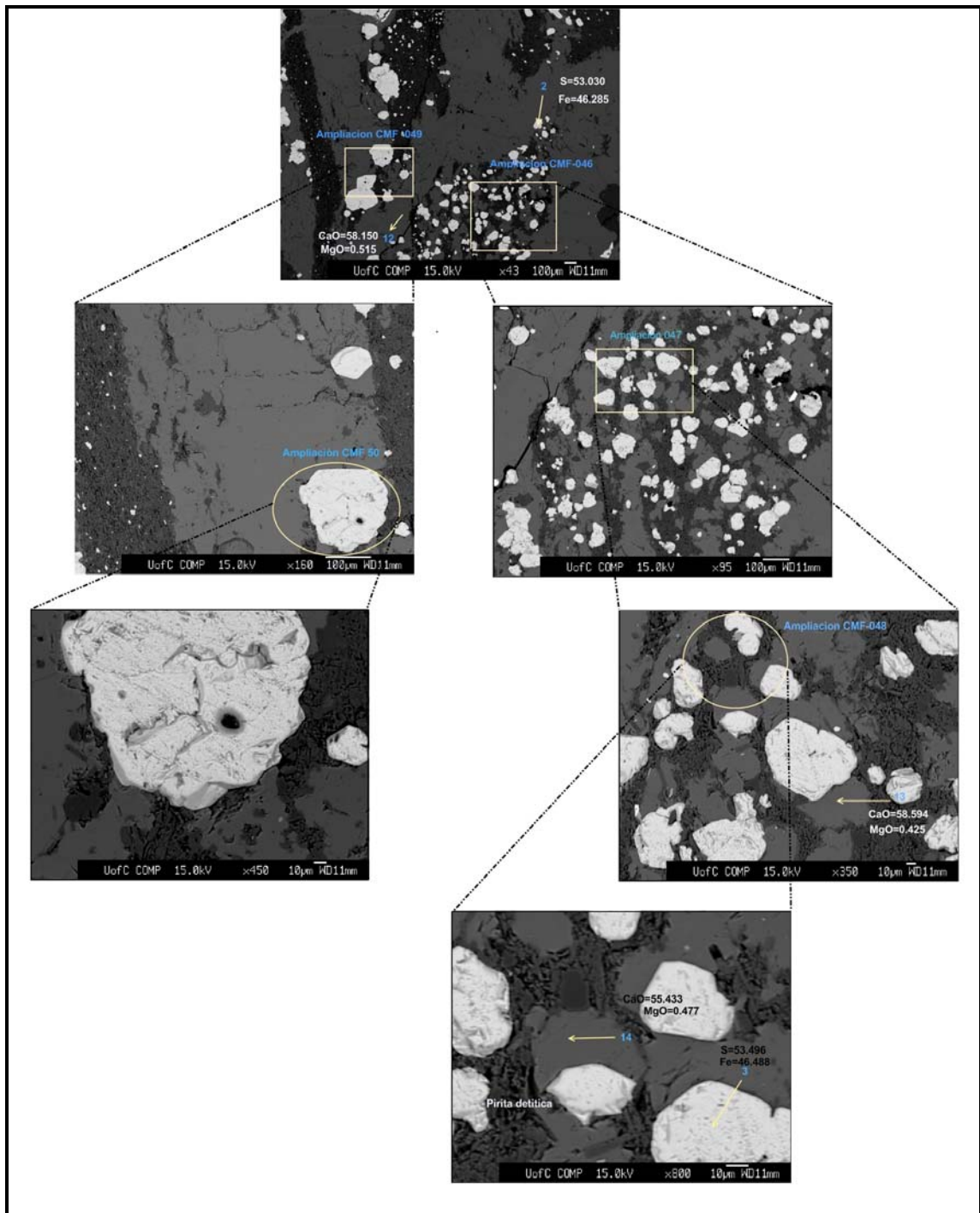


FIGURA 53: secuencia de imágenes de retrodispersado de la muestra COR-035-02, mostrando los diferentes sitios donde se realizaron los análisis de química mineral, también muestra que la pirita mantiene su concentración de S y Fe constante en cualquier punto, mientras que la calcita disminuye un poco su concentración de Ca y Fe a medida que esta mas cerca de agregados de pirita.

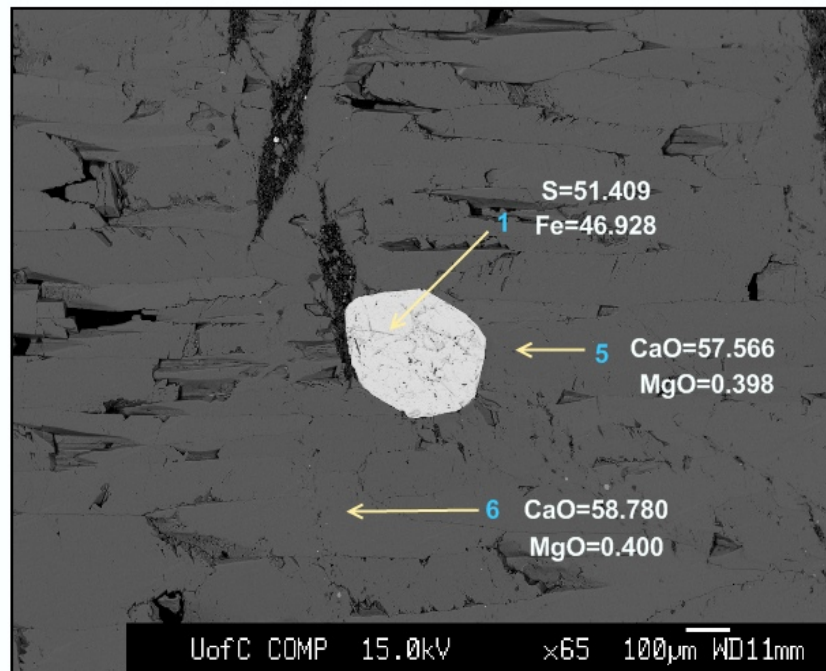


FIGURA 54: Imagen de retrodispersado de la lamina COR-035-02, mostrando los diferentes sitios donde se realizaron los análisis de química mineral. (En otro punto de la sección), el contenido de S y Fe se mantiene constante y el calcio y el magnesio aumentan levemente a medida que se alejan de la pirita.

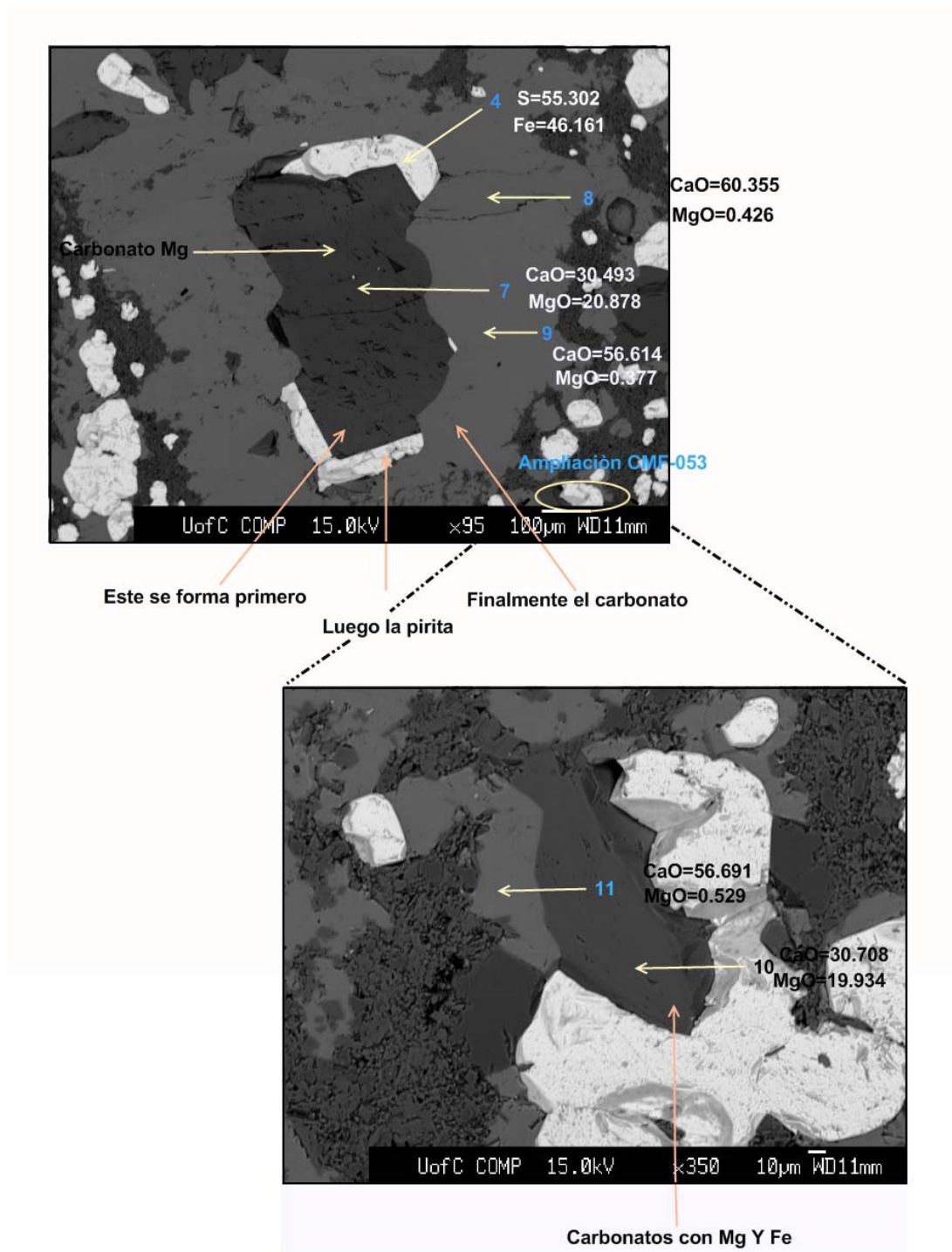


FIGURA 55: Imagen de retrodispersado de la lamina COR-035-02, mostrando los diferentes sitios donde se realizaron los análisis de química mineral. (En otro punto de la sección), se observa que el calcio y el magnesio van disminuyendo a medida que se acerca a la dolomita.

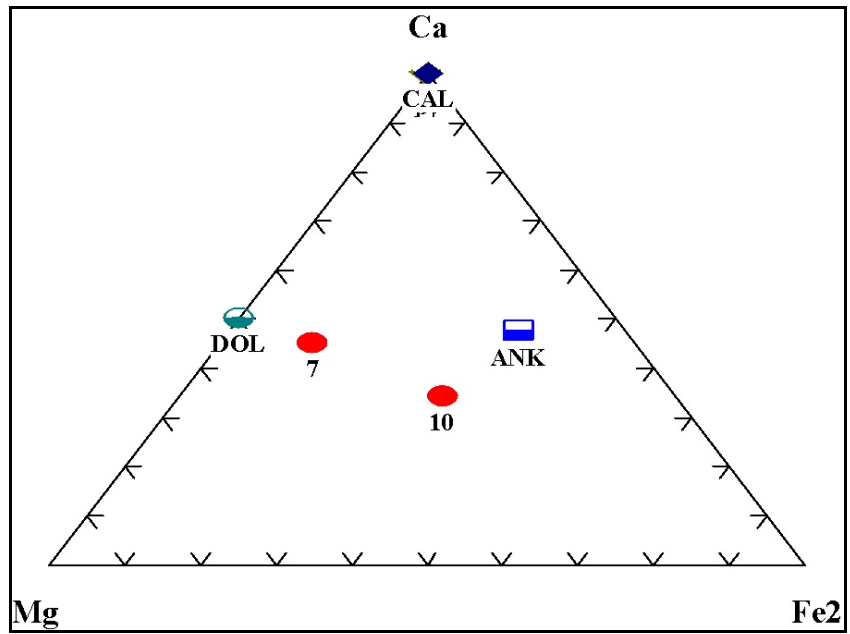


FIGURA 56: Diagrama ternario para la clasificación de carbonatos en la lamina COR-035-02

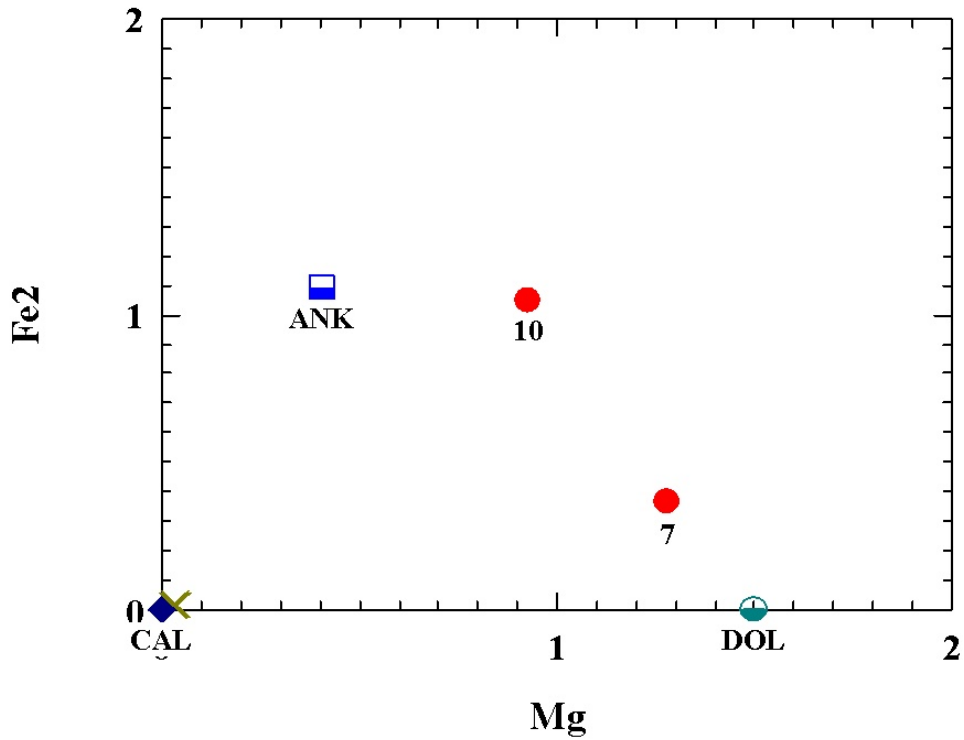


FIGURA 57: Diagrama binario mostrando la variabilidad del hierro y el magnesio en los carbonatos de la muestra COR-035-02

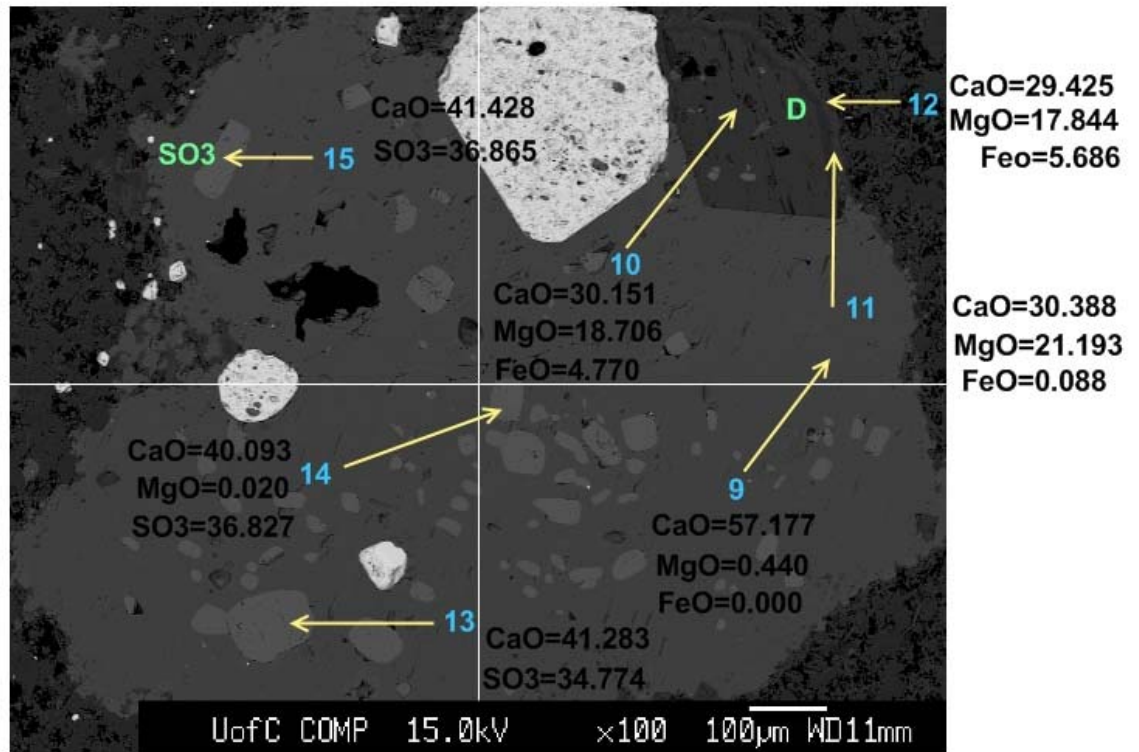


FIGURA 58: Imagen de retrodispersada de la lamina COR-036-02, mostrando los diferentes sitios donde se realizaron los análisis de química mineral.

Los análisis 13-14-15 muestran un contenido alto de SO₃, pero no se va ha ser referencia a ellos debido a que dichos análisis se realizaron con base a patrones de carbonato, por lo tanto los niveles de fósforo no aparecen indicados, aunque se podrían tomar posiblemente como apatitos, (Cloro apatito?) (figura 58)

Los diagramas ternarios y binarios se hicieron solo teniendo cuenta los análisis 9-10-11-12, dichos diagramas se encuentran a continuación.

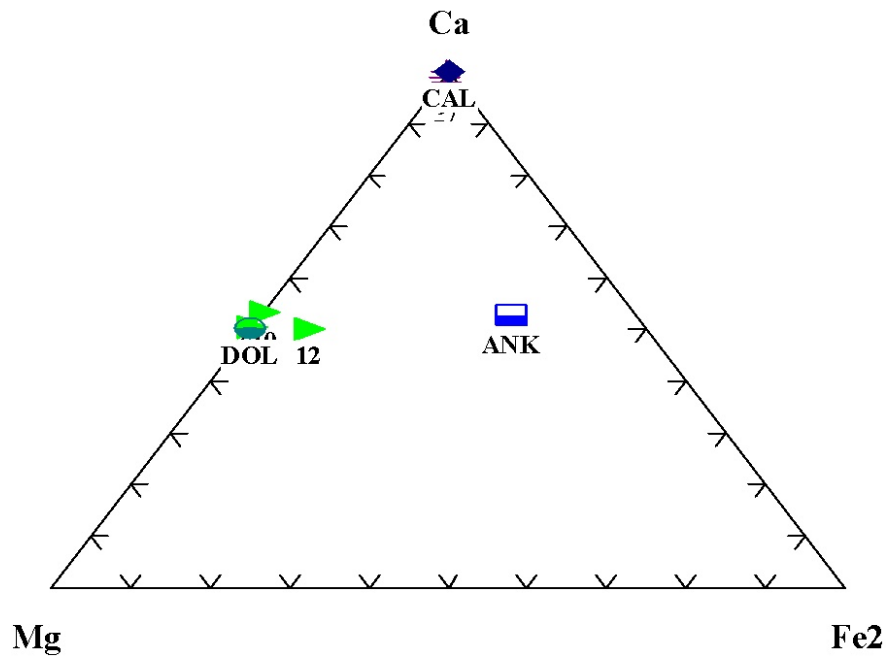


FIGURA 59: Diagrama ternario para la clasificación de carbonatos en la lamina COR-036-02

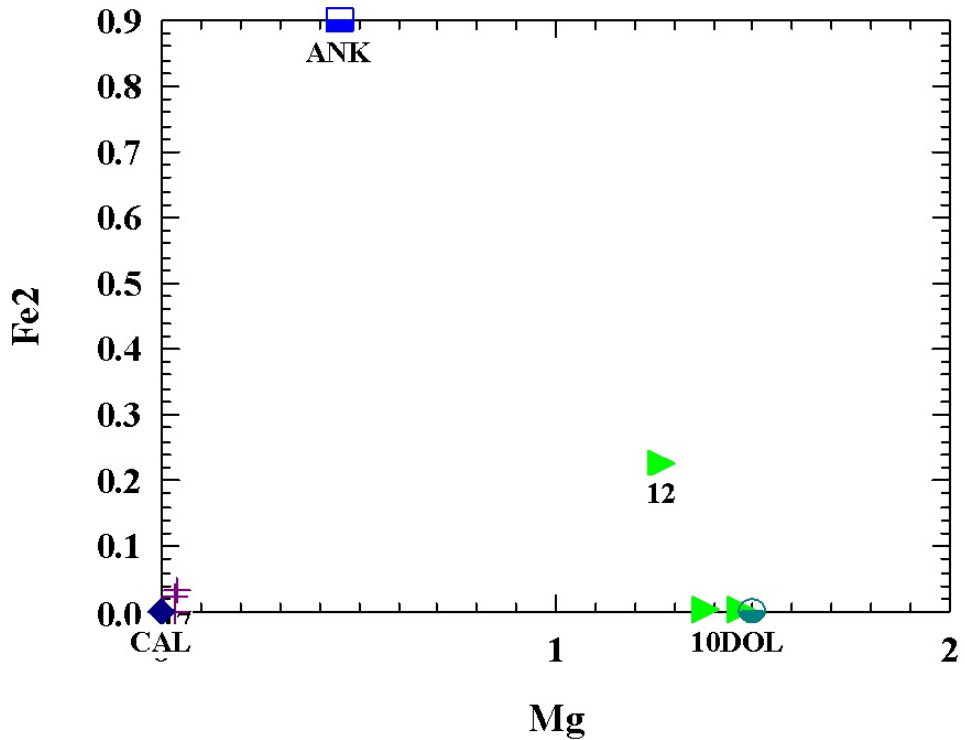


FIGURA 60: diagrama binario mostrando la variabilidad del hierro y el magnesio en los carbonatos de la muestra COR-036-02

En general podemos concluir a través de las tablas, imágenes y diagramas anteriormente expuestos que los carbonatos presentan variación química composicional entre la dolomita y calcita, mostrando el comportamiento químico del fluido, la variación composicional química de los carbonatos estudiados nos muestra que hay una importante carbonatación de la roca y que el comportamiento químico del fluido, percola siendo rico en carbonato y hierro, por eso precipita primero la dolomita, luego la pirita y luego la calcita (figura 55).

La formación de la pirita fue posible durante la percolación de fluidos y formación de carbonatos ricos en magnesio, también se presenta formación de carbonatos bajos en magnesio y bajos en hierro.

6.7 QUIMICA MINERAL DE CLORITAS

6.7.1 Consideraciones previas

Las cloritas forman un grupo de minerales semejantes en muchos aspectos las micas, ya que ambos grupos tienen especies que cristalizan en el sistema monoclinico, poseen el mismo crucero, así como dureza y un peso específico bajo. Las cloritas son minerales formados por la unión de dos estructuras de los filósilicatos (2:1), también denominada tipo talco, y una intercala semejante a la brucita $[Mg_3(OH)_6]$. La complejidad de su arreglo es debida a diversas sustituciones isomorficas, lo cual origina una gran diversidad de composiciones, ya que se han identificado hasta 17 variedades químicamente diferentes. A pesar de esto por lo general cristalizan en el sistema monoclinico y presenta un crucero basal debido a su estructura de apilamiento, comúnmente se encuentra en forma de hojuelas microscópicas pero ocasionalmente a diferencia de otros minerales arcillosos es posible encontrarlas como cristales tabulares fanerocristalinos. Al igual que muchos otros minerales, la estructura cristalina y composición química

de la clorita esta ligada al ambiente petrogénético en el cual se formo. Lo anterior es particularmente relevante en el ámbito del estudio de depósitos minerales, metamorfismo y alteración hidrotermal, ya que el análisis detallado de la configuración estructural y/o composición química de la clorita puede aportar información sobre la temperatura de cristalización y por lo tanto, permite inferir sobre la evolución térmica del deposito (de Caritat et al., 1993), por lo tanto se han desarrollado diversos geotermómetros.

6.7.1.1 Principios del geotermómetro de la clorita

Las cloritas más comunes son las trioctaédricas, constituidas por una lámina 2:1 con una composición ideal $(R^{2+}, R^{3+})_3(Si_{4-x}R^{3+}_x)O_{10}(OH)_2$, que alterna con una capa octaédrica de composición ideal $(R^{2+}, R^{3+})_3(OH)_6$ (Bailey, 1984, 1988). En éstas, existe la posibilidad de una sustitución variable de Si por Al^{3+} en la capa tetraédrica (habitualmente representada por IV), asociada a una sustitución paralela de Al^{3+} por Mg o Fe^{2+} en la capa octaédrica (representada por VI).

Esta amplia variabilidad química hace de la clorita un atractivo geotermómetro, ya que, potencialmente, puede proporcionar información acerca de las condiciones físicas en que se ha formado. Los cambios químicos más significativos asociados con el aumento de la temperatura de formación son el descenso del contenido en Si^{IV} o, lo que es lo mismo, Al^{VI} y \square^{VI} y el aumento del contenido en Al^{IV} así como el descenso en Al^{VI} y VI y el aumento en $(Fe+Mg)$ y \square^{VI} . Cathelineau y Nieva (1985) encontraron una correlación positiva entre el contenido en Al^{IV} y la temperatura, en cloritas del yacimiento de Los Azufres (Méjico) y sugirieron que el contenido en Al^{IV} podría usarse como geotermómetro. Cathelineau (1988) dedujo la siguiente relación entre la temperatura (en °C) y el contenido en Al^{IV} :

Las temperaturas de formación de la clorita se obtuvieron a partir del número de unidad de cationes por unidad de fórmula (con base a 14 oxígenos) utilizando los siguientes geotermómetros:

$$T (^{\circ}\text{C}) = -61,92 + 321,98 \text{ Al}^{\text{IV}}$$

Diferentes autores han propuesto modificaciones a esta ecuación, teniendo en cuenta la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$. Así, Kranidiotis y MacLean (1987) propusieron la siguiente corrección:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 106 ((2\text{Al}^{\text{IV}} + 0.7X(\text{Fe}))) + 18$$

De acuerdo con los citados autores, esta relación sería aplicable a sistemas químicos en los que la clorita crece en un medio saturado en Al; es decir, en presencia de otras fases aluminicas.

Jowett (1991), realizó una normalización de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, sobre la base en la composición química de las cloritas de Los Azufres y propuso la siguiente corrección:

$$[\text{Al}^{\text{IV}}_c = \text{Al}^{\text{IV}}_M + 0,1 [\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})]]$$

Que permite el cálculo de la temperatura de formación a partir de la relación

$$T(^{\circ}\text{C}) = 319 \text{ Al}^{\text{IV}}_c - 69$$

Según Jowett (1991), este geotermómetro sería aplicable a diferentes sistemas químicos, en el rango 150-325°C, para cloritas con valores de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) < 0,6$.

De Caritat *et al.* (1993) manifestaron que ninguno de los geotermómetros de la clorita predice satisfactoriamente la temperatura de formación sobre un rango amplio de composiciones químicas. Este hecho se debe a que la composición de la clorita viene determinada, también, por una serie de factores que incluyen

presión, composición química de la roca, composición de los fluidos y velocidad de crecimiento de la clorita. Estos autores encontraron, en cambio, una correlación muy alta entre Al^{VI} y temperatura para una amplia gama de temperaturas y composiciones, aunque indicaron que esta correlación podría ser fortuita.

Essene y Peacor (1995), pusieron de manifiesto que el problema más grave que presentan los geotermómetros de la clorita es que se aplican a granos de clorita que, en realidad, no corresponden a una fase química y estructuralmente homogénea. De hecho, en condiciones de temperaturas relativamente bajas, la 'clorita' realmente consiste en intercrecimientos de dos o tres fases (esmética, corrensita y clorita), que forman paquetes del orden de varios cientos de Å, o menos y que, evidentemente, no

Otros geotermómetros usados fueron los de Cathelineau y Nieva, 1985

$$T (^{\circ}C) = 213.3 Al^{IV} + 17.5$$

Y finalmente el usado por Xie *et al.* (1997)

$$a. T (^{\circ}C) = 321.98(Al^{IV} - 1.33(X(Fe) - 0.31)) - 6.92Si^{II}X(Fe) > 0.31$$

$$b. T (^{\circ}C) = 321.98(Al^{IV} + 1.33 - X(Fe)) - 61.92Si^{II}X(Fe) < 0.31$$

6.7.2 Resultados del Análisis químico de las cloritas

Mediante estudios de microsonda electrónica de cloritas provenientes de la formación Calizas del Guavio (sector "las cruces") se hicieron en total 9 análisis cuyo objetivo es el de cuantificar la temperatura a la cual se produce las alteraciones hidrotermales mediante los diferentes geotermómetros propuestos anteriormente.

En el tratamiento químico de las cloritas se hizo un recalcu de cationes, y se utilizaron los diagramas ternarios en óxidos de Ca, Mg, Fe₂ y el diagrama binario entre el Fe₂ y el Mg con el motivo de obtener el tipo de clorita presente en la roca.

Tabla 11: Análisis químicos de microsonda de las cloritas para la muestra COR-036-02

	CLORITA								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
CaO	0.009	0.037	0.044	0.077	0.050	0.096	0.007	0.081	0.096
FeO	15.278	18.353	19.055	18.908	23.256	15.772	15.761	21.826	22.306
MnO	0.008	0.015	0.027	0.025	0.065	0.005	0.014	0.020	0.046
SiO ₂	27.083	25.903	25.428	25.427	25.234	26.712	26.336	26.101	26.097
MgO	22.454	19.900	18.887	18.669	16.533	22.025	21.855	17.751	18.096
TiO ₂	0.064	0.026	0.019	0.015	0.040	0.029	0.052	0.018	0.031
NiO	0.011	0.022	0.000	0.000	0.002	0.000	0.016	0.000	0.000
ZnO	0.020	0.000	0.020	0.000	0.095	0.047	0.034	0.062	0.028
Na ₂ O	0.000	0.000	0.006	0.018	0.000	0.016	0.026	0.022	0.008
Al ₂ O ₃	20.237	21.252	21.325	20.652	20.701	21.687	21.611	21.079	21.198
K ₂ O	0.022	0.031	0.012	0.024	0.053	0.028	0.027	0.031	0.032
Cr ₂ O ₃	0.109	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.014	0.000	0.000
Total	85.295	85.539	84.823	83.815	86.029	86.424	85.753	86.991	87.938

Seguido se hizo el respectivo recalcu de cationes, donde por medio del software de Walshe (1987), para calcular la temperatura de las cloritas hallamos estas. Cabe aclarar que estas temperaturas fueron halladas tanto para 14 átomos como 28 átomos.

También cabe aclarar que estas temperaturas fueron tomadas a grados centígrados y a 1 kilobarr por medio del programa (tablas 12 y 13).

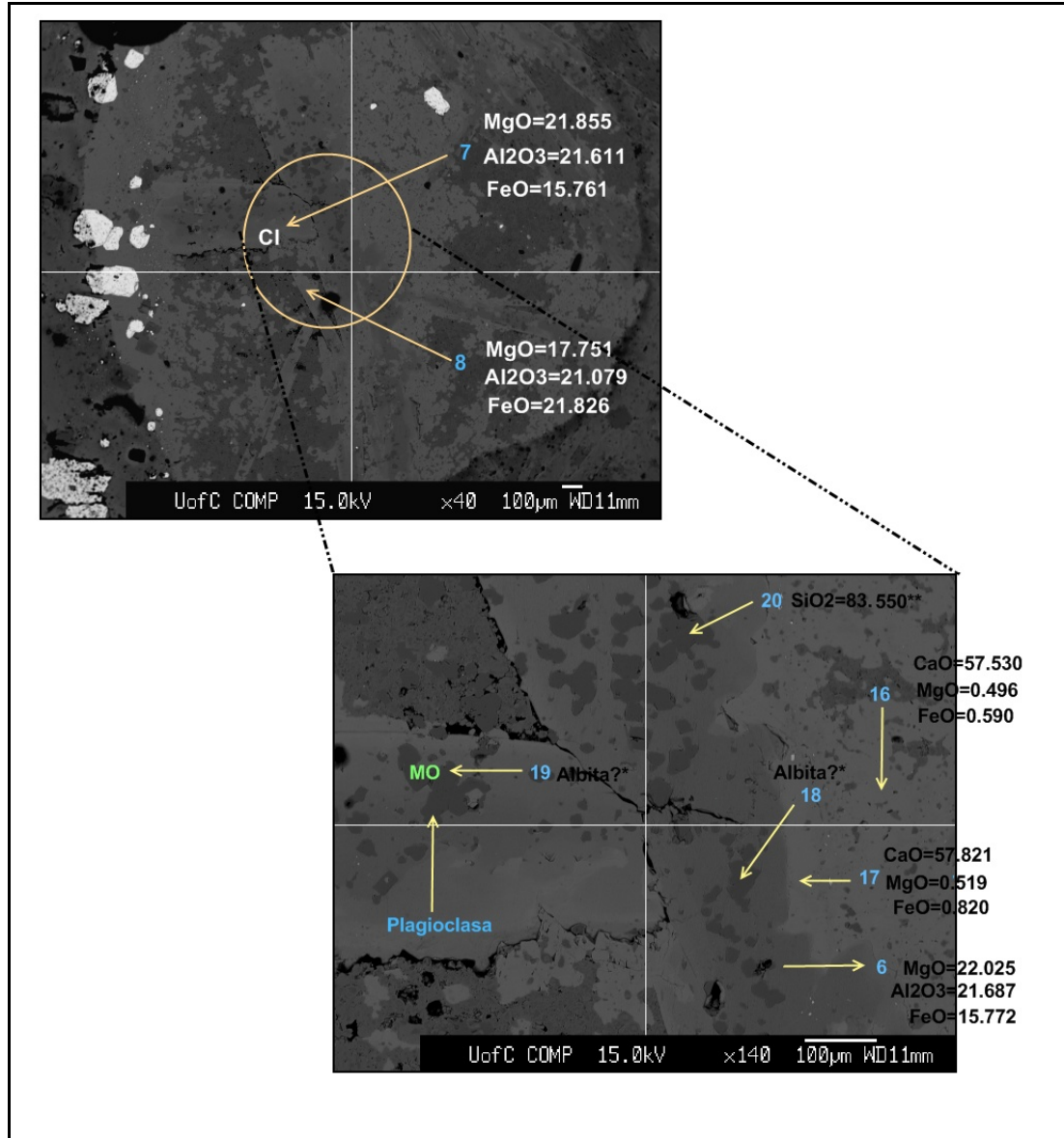


FIGURA 61: Imagen de retrodispersado de las cloritas en la sección COR-036-02.

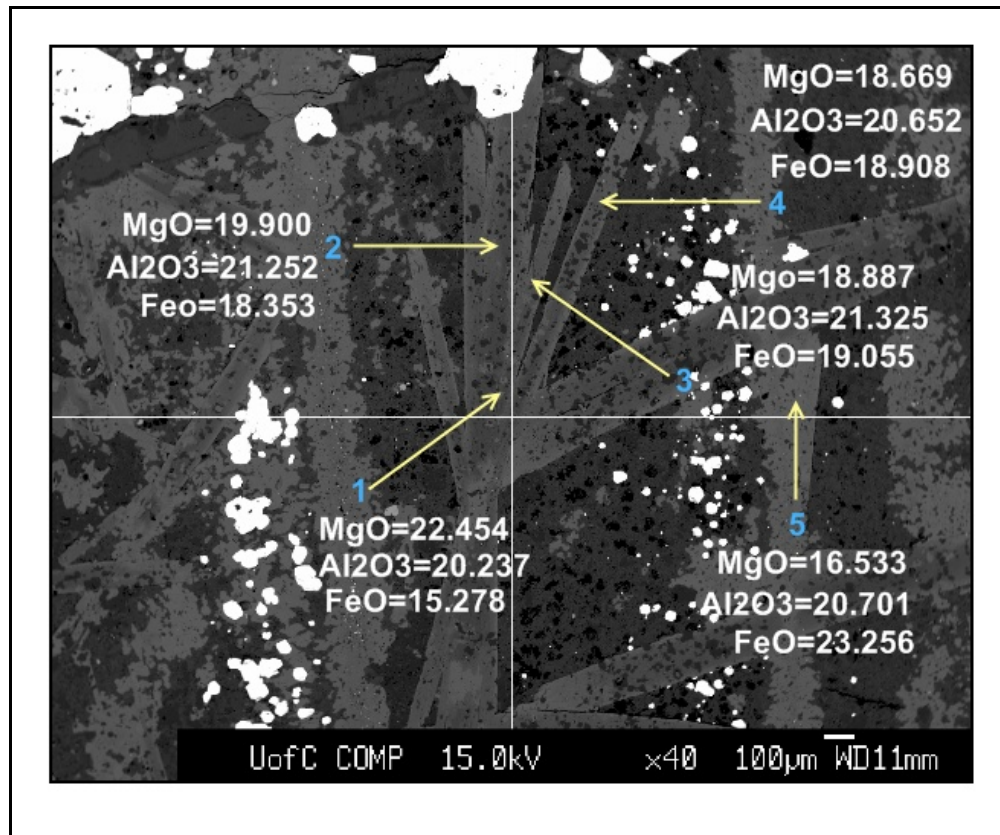


FIGURA 62: Imagen de retrodispersado de las cloritas en la muestra COR-036-02.

Los análisis 18,19,20 se hicieron con base a un patrón de plagioclasa pero su contenido de CO₂ y SiO₂ son máximos catalogándolos como materia orgánica y cuarzo respectivamente (figura 61).

los analisis 1,2,3,4,5, muestran que la variación de magnesio se concentra mas hacia el centro y el aluminio decrece levemente. (figura 62)

Tabla 12: Formulas estructurales calculadas con base a 28 átomos de oxígeno por unidad de formula, con las temperaturas según walshe,(1987).

Sample	Analysis	Si	AlIV	AlVI	Ti	Fe2	Cr	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cations	Fe+Mg	T° (C)	T° (C) 1K
1	COR03602	5,557	2,443	2,447	0,010	2,622	0,018	0,001	6,869	0,002	0,000	0,006	19,975	9,491	274,366	305,487
2	COR03602	5,392	2,608	2,602	0,004	3,195	0,000	0,003	6,175	0,008	0,000	0,008	19,995	9,370	296,412	332,658
3	COR03602	5,363	2,637	2,659	0,003	3,361	0,000	0,005	5,938	0,010	0,002	0,003	19,981	9,299	296,231	332,147
4	COR03602	5,428	2,572	2,619	0,002	3,375	0,000	0,005	5,941	0,018	0,007	0,007	19,974	9,316	282,150	312,616
5	COR03602	5,378	2,622	2,574	0,006	4,145	0,000	0,012	5,253	0,011	0,000	0,014	20,015	9,398	288,243	317,540
8	COR03602	5,439	2,561	2,612	0,003	3,804	0,000	0,004	5,515	0,018	0,009	0,008	19,973	9,319	276,210	301,880
9	COR03602	5,392	2,608	2,550	0,005	3,854	0,000	0,008	5,574	0,021	0,003	0,008	20,023	9,428	289,504	320,809
Sample	Analysis	Si	AlIV	AlVI	Ti	Fe2	Cr	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cations	Fe+Mg	T° (C)	T° (C) 1K
6	COR03602	5,420	2,580	2,602	0,004	2,676	0,001	0,001	6,663	0,021	0,006	0,007	19,981	9,339	366,404	335,468
7	COR03602	5,390	2,610	2,599	0,008	2,698	0,002	0,002	6,668	0,002	0,010	0,007	19,996	9,366	363,008	348,371

Tabla 13: Formulas estructurales calculadas con base a 14 átomos de oxígeno por unidad de formula

Sample	Analysis	Si	AlIV	AlVI	Ti	Fe2	Cr	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cations	O	Fe+Mg
1	COR03602	2,779	1,301	0,002	0,005	1,311	0,009	0,001	3,434	0,001	0,000	0,003	9,988	18,000	4,745
2	COR03602	2,696	1,300	0,004	0,002	1,597	0,000	0,001	3,088	0,004	0,000	0,004	9,997	18,000	4,685
3	COR03602	2,681	0,000	0,000	0,002	1,680	0,000	0,002	2,969	0,005	0,001	0,002	9,990	18,000	4,649
4	COR03602	2,714	0,000	0,000	0,001	1,688	0,000	0,002	2,970	0,009	0,004	0,003	9,987	18,000	4,658
5	COR03602	2,689	0,000	0,000	0,003	2,073	0,000	0,006	2,627	0,006	0,000	0,007	10,009	18,000	4,700
8	COR03602	2,720	0,000	0,000	0,001	1,902	0,000	0,002	2,757	0,009	0,004	0,004	9,986	18,000	4,659
9	COR03602	2,696	0,000	0,000	0,002	1,927	0,000	0,004	2,787	0,011	0,002	0,004	10,012	18,000	4,714
Sample	Analysis	Si	AlIV	AlVI	Ti	Fe2	Cr	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cations	O	Fe+Mg
6	COR03602	2,71	1,301	5,301	0	0,002	0	1,338	0,001	0	3,331	0,01	0,003	0,004	0,003
7	COR03602	2,695	1,2995	5,299	0	0,004	0	1,349	0,001	0,001	3,334	0,001	0,005	0,004	0,005

Las temperaturas de formación de la clorita se obtuvieron a partir del número de unidad de cationes por unidad de formula (con base a 14 oxígenos) utilizando los siguientes geotermómetros en conjunto con los diagramas mostrados en la figura 63:

1. Walshe (1987) calculado con el software de determinación de temperaturas de cloritas. (Ver tabla 10)

2. Cathelineau y Nieva, (1985): $T (^{\circ}\text{C}) = 213.3 \text{ AlIV} + 17.5$

3. Kranidiotis y Malean (1987): $T (^{\circ}\text{C}) = 106 ((2\text{AlIV} + 0.7X (\text{Fe}))) + 18$

4. Cathelineau, (1988): $T (^{\circ}\text{C}) = -61.92 + 321.98 \text{ AlIV}$

5. Xie et al., (1997):

a. $T (^{\circ}\text{C}) = 321.98(\text{AlIV} - 1.33(X (\text{Fe}) - 0.31)) - 6.92\text{Si} \text{X} (\text{Fe}) > 0.31$

b. $T (^{\circ}\text{C}) = 321.98(\text{AlIV} + 1.33 - X (\text{Fe})) - 61.92\text{Si} \text{X} (\text{Fe}) < 0.31$

6. Jowett (1991) $T (^{\circ}\text{C}) = 319 \text{ Al}^{\text{IV}}_{\text{c}} - 69$

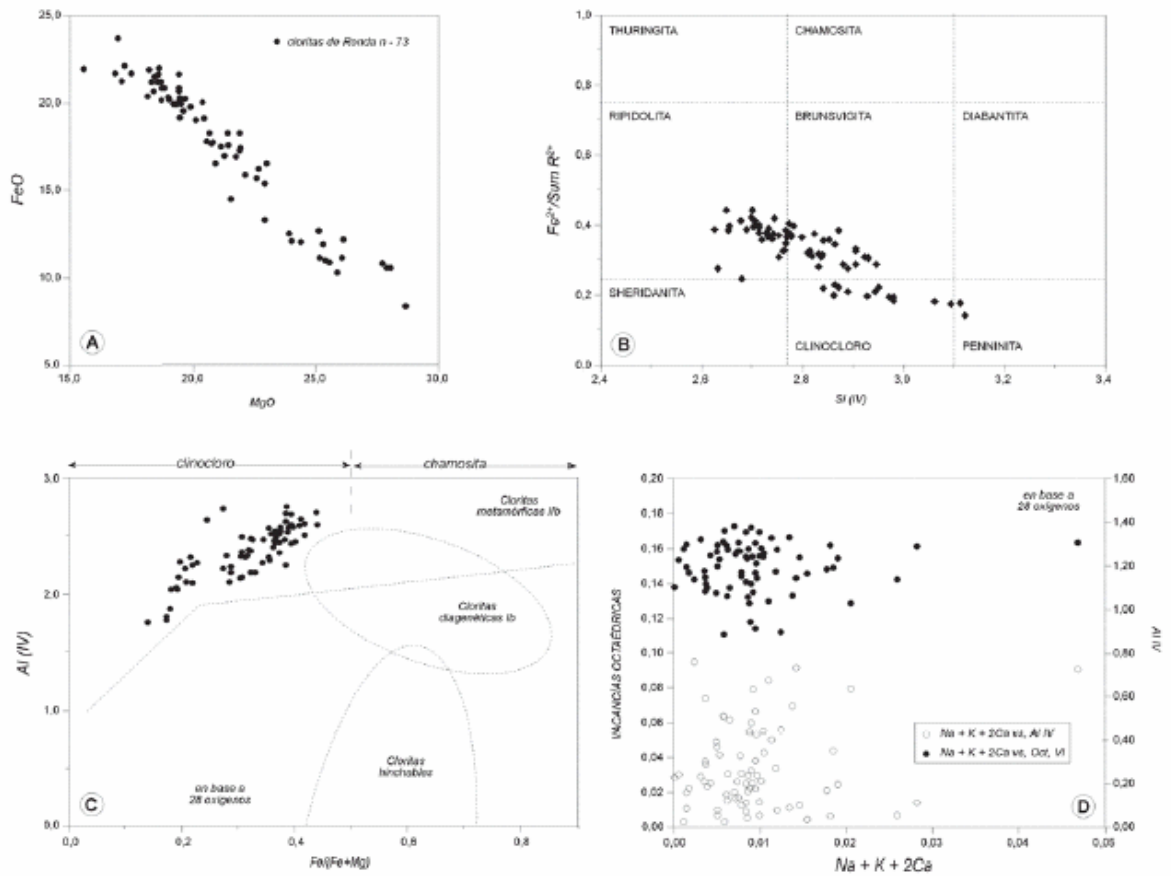


FIGURA 63: Diagrama de variación FeO vs. MgO de las cloritas; B. Clasificación de las cloritas según Foster (1962); C. Clasificación genética de las cloritas según Bailey y Brown (1962); D. Diagrama discriminatorio de la presencia de interestratificados en las cloritas con base al número de vacancias octaédricas y Al IV Vs. Na+K+2Ca, según Bettison y Schiffman (1988) y Jiang *et al.* (1994).

Para sacar las temperaturas con los diferentes geotermómetros es necesario sacar la variación entre los diferentes cationes, este con el fin de poder aplicarlos a los geotermómetros y saber si los análisis presentan interestratificados (tabla 14).

Tabla 14: Variabilidad de los cationes respecto a los análisis de las cloritas

Sample	Analysis	Fe/(Fe+Mg)	Ca+Na+K	2Ca+Na+K	Si/(Fe+Mg)
1	COR03602	0.279	0.004	0.005	0.154
2	COR03602	0.341	0.008	0.012	0.15
3	COR03602	0.361	0.008	0.013	0.149
4	COR03602	0.362	0.016	0.025	0.151
5	COR03602	0.441	0.013	0.019	0.149
8	COR03602	0.408	0.017	0.026	0.151
9	COR03602	0.409	0.017	0.028	0.15
6	COR03602	0.667	3.341	3.341	677.5
7	COR03602	0.8	3.336	3.337	673.75

Tabla 15: Temperaturas estimadas a partir de los diferentes geotermómetros, **A.** Cathelineau y Nieva (1985), **B.** Kranidiotis y Malean (1987), **C.** Cathelineau (1988) **D.** Xie et al., (1997) y **E.** Jowett (1991).

Sample	Analysis	A	B	C	D	E
1	COR03602	278.046	297.459	331.379	345.814	329,472
2	COR03602	295.643	319.741	357.942	344.720	357,849
3	COR03602	298.736	324.336	362.611	340.613	363,129
4	COR03602	291.804	317.521	352.146	329.712	352,794
5	COR03602	297.136	328.659	360.196	304.070	363,278
8	COR03602	290.631	319.758	350.375	308.305	352,502
9	COR03602	295.643	324.780	357.942	315.640	360,016
6	COR03602	278.046	326.425	331.379	178.642	341,925
7	COR03602	295.643	353.808	357.942	148.108	372,496

La composición química de cloritas se incluye en la tabla 11. Los datos de microsonda indican que las cloritas analizadas muestran una gran uniformidad química, no observándose ninguna zonación química.

Con base a los diagramas presentados en la figura 63 se procede a presentar la variabilidad de las cloritas del presente estudio.

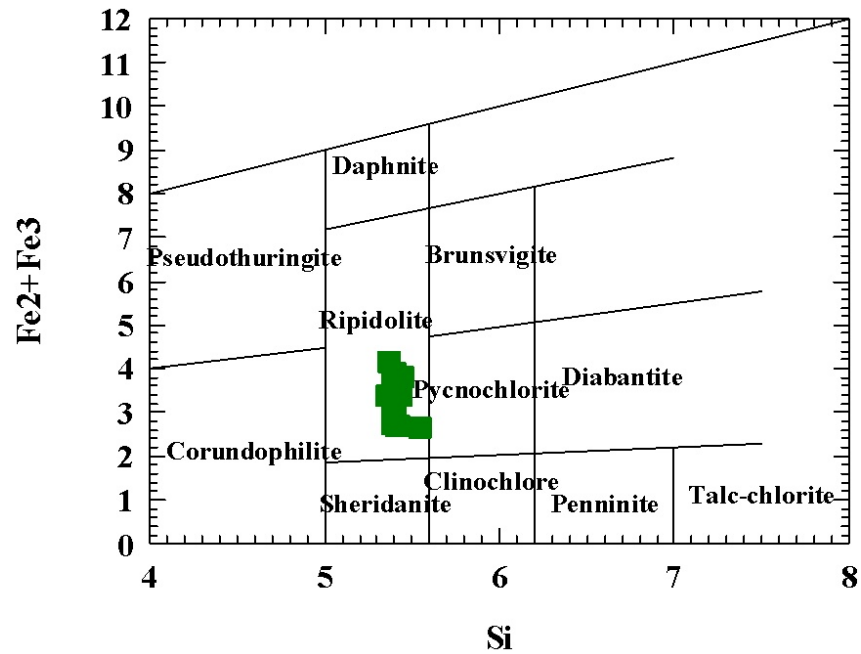


FIGURA 64: Representación de la composición de las cloritas en estudio dentro del diagrama de Hey (1954). Fórmula estructural calculada con 28 oxígenos.

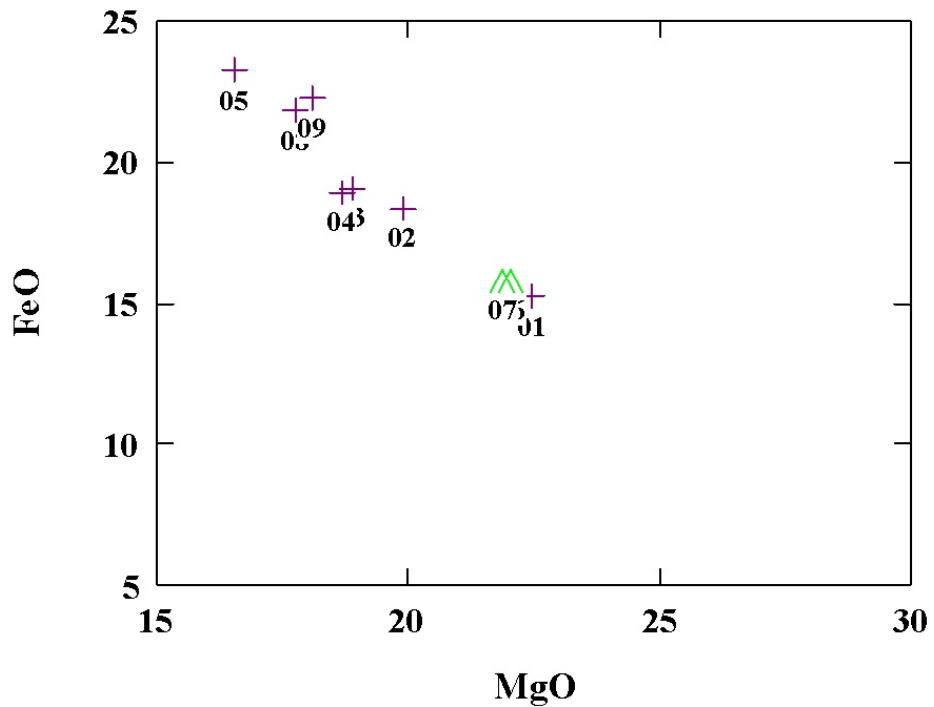


FIGURA 65: Representación de la variación de las cloritas con respecto a FeO Vrs MgO. Fórmula estructural calculada con 14 oxígenos, mostrando una correlación negativa.

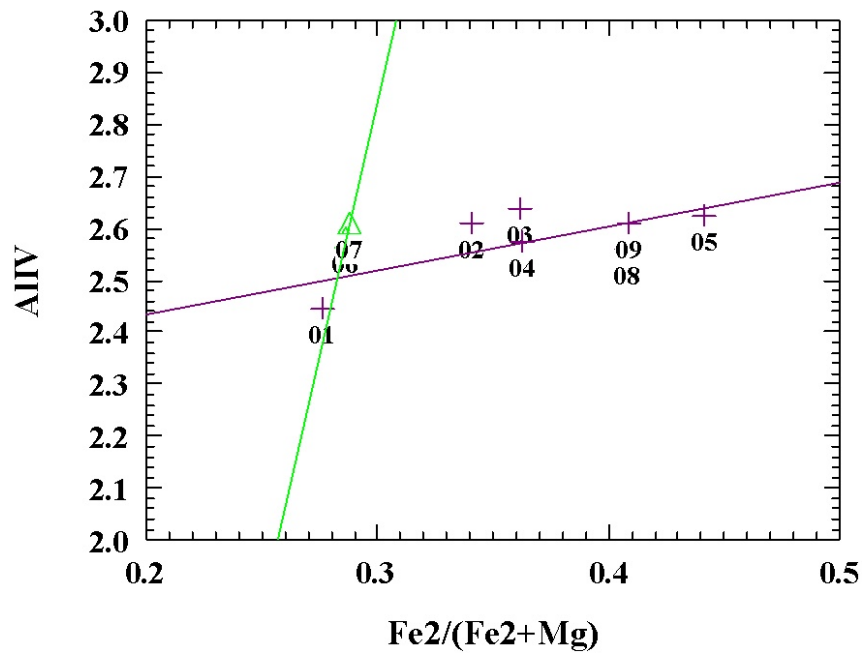


FIGURA 66: Representación de la composición de las cloritas en estudio dentro del diagrama de Kranidiotis (1987). Fórmula estructural calculada con 28 oxígenos.

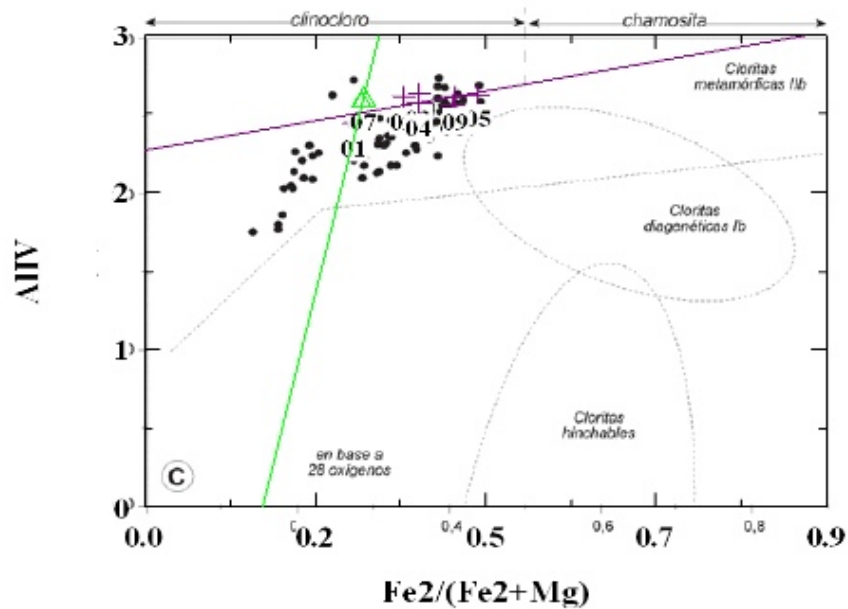


FIGURA 67: Clasificación genética de las cloritas según Bailey y Brown (1962), mostrando que las cloritas pertenecen a un clinocloro. Fórmula estructural calculada con 28 oxígenos por átomos de unidad.

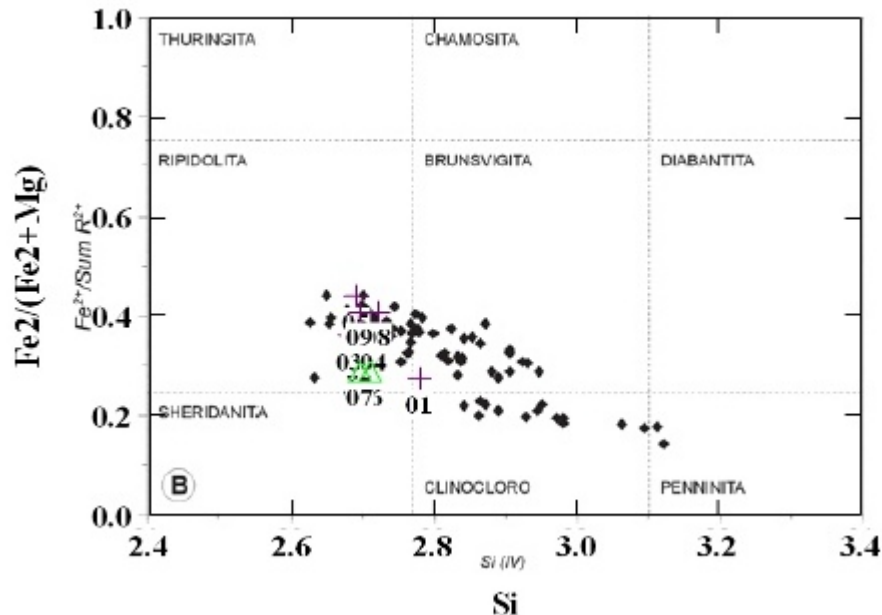


FIGURA 68: Clasificación de las cloritas según Foster (1962); mostrando que las cloritas analizadas son ripidolitas, fórmula estructural calculada a 14 átomos

Los datos obtenidos mediante análisis de microsonda electrónica resumidos en la tabla 11 permiten comprobar que la mayor variación química en las cloritas se encuentra en el FeO (15.278-23.256 Wt. %) y MgO (16.533-22.454 Wt. %), con una clara correlación negativa entre ellos. (figura 66)

El contenido en SiO₂ varía entre 25.234 y 27.083. Los contenidos en NiO, CaO, Na₂O y K₂O son uniformemente bajos. La sumatoria de Na+K+2Ca en ningún caso supera 0.05 átomos por unidad de fórmula (apfu). El contenido en Si varía entre 2.696 y 2.779, mientras que la (Fe/ (Fe+Mg) Vs Si varía entre 0.279 y 0.409, por lo tanto la clorita puede ser clasificada como ripidolita (Foster, 1962) (figura 68) y Hey (1954), (figura 64), o como un clinocloro atendiendo a la clasificación genética de Bailey y Brown (1962) (figura 67).

➤ **Geotermometría**

La inexistencia de cationes detectables de Ca+K+Na o de una correlación positiva entre Na+K+2Ca con las vacancias octaédricas o el AlIV (tabla 14), en los análisis (1-2-3-4-5-8-9) de clorita consta la ausencia aparente de contaminación por otras fases minerales (Bettinson y Schiffman, 1988; Jiang et al., 199; Schmidt et al., 1997) permitiendo la utilización de los geotermómetros. Cabe aclarar que en los análisis 6 y 7 el contenido de Ca+K+Na es alto varía de 3.31 a 3.34 por lo que estos análisis si presentan contaminación, por lo tanto no serán tomadas en cuenta las temperaturas.

Aplicados los diferentes geotermómetros basados en la temperatura de la clorita en este trabajo se han utilizado y comparado seis de ellos: Cathelineau y Nieva, (1985); Kranidiotis y MaLean, (1987); Cathelineau, (1988); Xie *et al.*, (1997), Jowett (1991) y Wilshe (1987) Los resultados obtenidos por los diferentes geotermómetros son muy dispares y abarcan temperaturas entre 362 y 278°C (Tabla 15)

Teniendo en cuenta que el geotermómetro de Kranidiotis y MacLean está calibrado para medios saturados en Al (coexistencia con otras fases alumínicas), en general, éste da temperaturas más bajas de las reales, En consecuencia, estos geotermómetros sugieren que la temperatura de formación de la clorita podría ser del orden de 353°C, que es el valor medio obtenido a partir de los geotermómetros de Cathelineau (1988), (tabla 15)

También se ha aplicado el geotermómetro de Cathelineau y Nieva (1985), con un valor medio de 293°C., el geotermómetro de Xie et al., (1997) con un valor medio de 327°C y Por último, el geotermómetro de Jowett (1991) con un valor medio de 354°C. (Tabla 15).

Los datos de geotermometría anteriores se hicieron basados en la variación química de la clorita. Respecto a la forma estructural de esta se empleo el geotermómetro de Walshe (1987), dando un valor medio de 286°C.(Tabla 12).

Teniendo las temperaturas propuestas en los análisis de los diferentes geotermómetros se decide descartar el geotermómetro de Kranidiotis y MacLean (1987), debido a que este geotermómetro se utiliza para valores > 0.74 de $(Fe/(Fe+Mg))$ y el valor medio de los análisis de estas cloritas es de 0.37, estando por debajo del rango propuesto, (tabla 14), otro geotermómetro descartado es el de Cathelineau y Nieva, (1985); debido a que se le hizo una modificación reciente en 1988, el geotermómetro de Xie et al (1997) es establecido para asociaciones minerales (clorita+silicatos ricos en Ca-Na) y se descarta ya que la asociación mineral a esta cloritas en el sector las cruces es la (cuarzo+albita+dolomita+calcita+pirita) Por tanto parece correcto asumir que los geotermómetro mas adecuado son los desarrollados por Cathelineau, (1988); y Jowett (1991). Limitandi los rangos de temperatura a 353 -354°C.

La conclusión anterior se tomo debido a que en articulo de Caritat (1993) en un estudio realizado en cloritas seleccionadas como basaltos meteoricos, areniscas feldespáticas, arenisca, feldespato, cuarzo, areniscas feldespáticas alteradas hidrotermalmente entre otras se les hizo análisis donde es correlacionable las cloritas del presente trabajo con esas puesto que el valor medio de $AllV$ es de 1.29 y el valor medio de $Fe/(Fe+Mg)$ es de 0.37, clasificándola como arenisca feldespática alterada hidrotermalmente, con esta clasificación se procede a compararla con la coexistencia de los otros minerales siendo la misma coexistencia que presenta las cloritas del presente estudio (Qtz-Ms-Ank-Cal-Ab-Py-Chl) dando temperaturas según por Cathelineau, (1988); de 353°C y Jowett (1991) temperaturas de 354°C aproximadamente

6.8 GEOQUIMICA ISOTOPICA

La necesidad de aportar información y evidencia directa de la proveniencia de los fluidos hidrotermales de las rocas del sector “Las Cruces” nos impulso a realizar experiencias basadas en el comportamiento de los isótopos estables

Los isótopos de C y S proporcionan detalles acerca de los aspectos químicos de los procesos, los isótopos de H y O lo hacen sobre los aspectos hidrológicos ya que el agua es constituyente principal en la formación de yacimientos salvo en el caso de los yacimientos (orto) magmáticos.

Dichos análisis fueron realizados a muestras de calcita (blanca, oscura), dolomita, pirita y esmeraldas.

6.8.1 Consideraciones previas

Los átomos que componen la materia tienen un número fijo de protones y electrones para cada uno de los elementos. Pero, un mismo elemento, por ejemplo el Carbono, puede poseer un diferente número de neutrones. Un isótopo es cada uno de esos diferentes átomos de un mismo elemento químico con un número diferente de neutrones. Hay elementos que tienen hasta 20 ó 30 isótopos diferentes.

Conviene recordar, entonces, que algunos isótopos son estables; en cambio, otros son inestables, con propiedades radiactivas. Los isótopos estables son los que no se descomponen con el tiempo y entre ellos se incluyen algunos isótopos de hidrógeno, oxígeno, nitrógeno, carbono y azufre.

El estudio de los isótopos estables de H, C, O, S, y más recientemente, N, Cu y Fe, tiene una gran importancia tanto en el estudio como en la exploración de yacimientos minerales ya que aporta valiosa información acerca de la temperatura y condiciones físico-químicas de formación, así como del origen de los fluidos mineralizadores.

Los isótopos estables mas utilizados son los de los elemento ligeros (tabla 16), que además son los mas abundantes en la naturaleza (H,C,O, y S) e intervienen en la mayoría de los procesos naturales.

Tabla 16: Características isotópicas fundamentales de los elementos ligeros. No se incluyen los isótopos radiactivos cuyas abundancias relativas, además, son muy pequeñas. (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
¹² C	6	12	98,93	12,00000000
¹³ C	6	13	1,07	13,00335
¹⁴ N	7	14	99,634	14,00307
¹⁵ N	7	15	0,366	15,00011
¹⁶ O	8	16	99,759	15,99491
¹⁷ O	8	17	0,037	16,99914
¹⁸ O	8	18	0,204	17,99916
³² S	16	32	94,93	31,97207
³³ S	16	33	0,76	32,97146
³⁴ S	16	34	4,29	33,96786
³⁶ S	16	36	0,014	35,96709

Las relaciones de isótopos estables son presentadas como un valor δ , dicho valor, cuando es positivo indica un enriquecimiento de la muestra en δ partes por cada 1000 con relación a un estándar predeterminado; de la misma manera, un valor negativo significa un empobrecimiento de la muestra.

La geoquímica isotópica puede darnos información de los siguientes aspectos de la génesis mineral:

- Condiciones de formación
- Aspectos hidrológicos del sistema, incluyendo origen de los fluidos, geometría del sistema, duración del proceso.

- Origen de los constituyentes, principalmente S, C y metales
- Composición química de los fluidos; específicamente, estado redox, relaciones sulfuro/sulfato, azufre/metal, CO₂/CH₄ y pH
- Mecanismos de transporte y depósito

Al analizar aguas naturales, la composición puede dar a conocer la procedencia de los fluidos mineralizantes y las características hidrológicas de los yacimientos. Aguas meteóricas tienden a presentar valores más negativos, lo que indica un amplio espectro en la ubicación longitudinal y latitudinal. Los valores cercanos a cero corresponden a aguas tropicales, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -20 y -25 son propios de aguas continentales. Las aguas geotermales son enriquecidas en $\delta^{18}\text{O}$, esto se debe al intercambio isotópico con las rocas continentales. Las aguas de formación en las cuencas sedimentarias presentan, en ocasiones valores que representan estados intermedios entre aguas meteóricas y aguas de mar; las aguas metamórficas, en términos generales muestran valores promedios de $\delta^{18}\text{O}$ entre +3 y +25. Aguas magmáticas presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre +5,5 y +9.

Los patrones de referencia son:

SMOW (Standard Mean Ocean Water). D/H y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

PDB (Pee Dee Formation Belemnite, Cretaceous, South Carolina). $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

AIR (Nitrógeno atmosférico). $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$

CDT (Troilita del meteorito del Cañón del Diablo). $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$.

6.8.1.1 Generalidades de la Geoquímica isotópica del H y O

Mediante el estudio de las relaciones isotópicas de H y O, y su comparación con diversos tipos de aguas naturales (marinas, meteóricas, connatas, metamórficas o magmáticas), podemos llegar a conocer la procedencia de los fluidos mineralizadores y las características hidrológicas de los yacimientos (geometría, relación agua/roca). Asimismo, la interacción entre estos fluidos y las rocas

encajantes de un yacimiento deja una impronta que, mediante comparación con la roca no afectada, puede ser diagnóstica de diversos parámetros del proceso mineralizador.

Los isótopos de H y O, por ser elementos mayoritarios en la mayoría de los fluidos geológicos en ambientes corticales y al ser los componentes de la molécula de H₂O, son los más indicados a la hora de establecer filiaciones genéticas. Consideremos ahora algunos “*tipos de aguas*” asociados a procesos geológicos de acuerdo con las definiciones de Sheppard (1986):

- ***Aguas marinas y oceánicas:*** aquellas de océano abierto y de mares en comunicación directa con el océano.
- ***Aguas meteóricas:*** originadas como resultado de precipitación (lluvia, nieve, ríos, lagos, ...)
- ***Aguas connatas:*** aguas atrapadas en los poros de los sedimentos en el momento de su formación.
- ***Aguas de formación:*** aguas que se encuentran en los intersticios de los sedimentos independientemente de su edad u origen.
- ***Aguas metamórficas:*** aguas procedentes de reacciones de deshidratación metamórfica, o bien de cualquier tipo de agua equilibrada con rocas metamórficas

Uno de los problemas inherentes a la determinación de la naturaleza isotópica de los fluidos mineralizadores radica en el hecho de que, salvo notables excepciones (inclusiones fluidas, aguas meteóricas y marinas), no es posible muestrear el fluido y en el caso de las aguas marinas y meteóricas, sólo es posible el muestreo de aguas contemporáneas. Por lo tanto, los valores isotópicos atribuidos a las aguas de referencia en la literatura son estimaciones derivadas de los valores isotópicos registrados en rocas y minerales.

6.8.1.2 Generalidades de la Geoquímica isotópica de de S y C

Que los minerales ricos en carbono (carbonatos) tienen una presencia limitada en los depósitos de sulfuros ya que suelen aparecer en las últimas etapas y como fase única (calcita, dolomita), por lo que parece evidente que los fluidos formadores de sulfuros y los formadores de carbonatos no derivan de la misma fuente.

El carbono que proviene de calizas marinas presenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos a 0, el carbono de origen profundo (carbonatitas o kimberlitas) presenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -5 y -8‰ y el carbono orgánico muestra valores de $\delta^{13}\text{C}$ muy negativos, menores a -20‰. La mezcla de carbonatos con diferentes procedencias en un mismo sistema generará un valor isotópico mezclado, en cuanto al El fraccionamiento isotópico cinético es generado por los procesos bacterianos, ya que los sulfatos oceánicos se encuentran enriquecidos en ^{34}S , mientras que los sulfuros se muestran empobrecidos en dicho isótopo. De esta manera, los minerales evaporíticos que derivan del sulfato oceánico poseen valores de $\delta^{34}\text{S}$ de 20‰. El valor promedio para el $^{2-}\text{SO}_4$ oceánico disuelto es de 9,6 de $\delta^{34}\text{S}$.

6.8.1.3 Geotermometría isotópica

Dos de los factores determinantes durante los estudios de isótopos estables es el fraccionamiento isotópico y la notación.

La relación de los isótopos estables, se establece con relación a los estándares mencionados y se representa como un valor δ , el cual se calcula de la siguiente manera:

$$\delta \text{ }^{18}\text{O}(\%) = \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}(\text{muestra}) - \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}(\text{Standard}) \right) / \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}(\text{Standard}) * 1000$$

De este modo si obtenemos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de +19‰ esto quiere decir que la muestra esta enriquecida en 18, con relación al estándar en 10 pares por cada 1000. Un valor negativo, significa que esta empobrecida. Similarmente se obtiene para las otras especies isotópicas analizadas; a esto se le denomina Notación.

El fraccionamiento isotópico en equilibrio tiene lugar asociado a reacciones de intercambio isotópico entre distintas fases que pueden incorporar los diferentes isótopos de un mismo elemento, siendo el resultado del efecto que la masa tiene sobre la energía de enlace. La "energía de punto cero" de una molécula cambia al cambiar los isótopos que la forman.

El factor de fraccionamiento isotópico (α) se define como:

$$\alpha = \frac{R_A}{R_B} \text{ Donde R es la relación del isótopo pesado al ligero en A y B.}$$

El fraccionamiento isotópico es consecuencia de la variación de algunas de las propiedades termodinámicas de los átomos en función de su masa. Así, el fraccionamiento isotópico se produce durante:

- Reacciones de intercambio isotópico entre moléculas que tienen dos isótopos diferentes de un elemento dado.
- Reacciones unidireccionales, en las cuales la velocidad de la reacción está influida por la composición isotópica de reactivos y productos.
- Procesos como evaporación/condensación; fusión/cristalización; difusión; adsorción, que están influidos por la masa del elemento en cuestión, y en las cuales T es un factor a considerar.

Para que tales procesos puedan ser reconocidos por su signatura isotópica, es preciso conocer la magnitud del fraccionamiento isotópico asociado a cada uno de ellos y su dependencia de T.

La ecuación que determina el fraccionamiento isotópico es la siguiente:

$$1000 \ln \alpha_{x-y} = A(10^6/T^2) + B \quad T: \text{°K}$$

A y B = constantes determinadas experimentalmente.

Esta ecuación indica que el fraccionamiento isotópico entre dos fases *en equilibrio*, X e Y, sólo depende de la temperatura, siendo, a todos los efectos, independiente de la presión, al menos en las condiciones corticales (Clayton *et al.*, 1975). Incluso a alta temperatura (temperaturas magmáticas), la magnitud del fraccionamiento isotópico es suficientemente grande para poder ser medida dentro de los márgenes de error analítico.

6.8.2 Datos de la composición isotópica de las muestras analizadas en el sector “Las Cruces”

Estudios de isótopos estables se realizaron En el sector “Las Cruces” a muestras de calcita (clara, oscura), dolomita, pirita y esmeraldas (Tabla 17).

Asimismo, se analizó una muestra de pirita (COR-040-004) diseminada en la roca (Tabla 20).

Con base en los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ obtenidos a partir de carbonatos (Figura 69), se pueden identificar dos poblaciones: una con valores entorno a 7.8-7.9‰ y otra con valores entorno a -9.7 y -10.9‰.

Por otro lado, los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$ en carbonatos (Figura 70) muestran un rango entre 15 y 18.4 ‰; mientras que los valores de deuterio en esmeraldas oscilan entre ≈ -16 y -31 ‰ ($\delta\text{D}_{\text{show}}$).

Tabla 17: valores isotópicos analizados en el sector “Las Cruces”

Edad	Formacion	Estacion	Muestra	Roca	Sitio de muestreo	Mineral muestreado	Obser.	d13C (PDB)	d18O(PDB)	d18O(SMO W)	Principal	dD(SMOW)		
Berriasiano	Litología calcarea correlacionable en edad con la Fm. Guavio - Sector Las Cruces	COR 036	COR 036 001	Mudstone carbonoso	Vena de calcita	Cal	Fibrosa	-10,22	-12,15	18,39				
		COR 037	COR 037 002			Be							-31,20	
			COR 037 003		Vena de carbonato - berilo	Be Dol Cal	Clara	-7,85 -7,94	-15,21 -15,41	15,23 15,02			-16,30	
		COR 040	COR 040 003		Vena de carbonatos	Cal	Clara crist. Oscura	-9,68 -10,91	-15,35 -13,90	15,08 16,58				
			COR 040 004		Vena de carbonatos	Py						15,40		

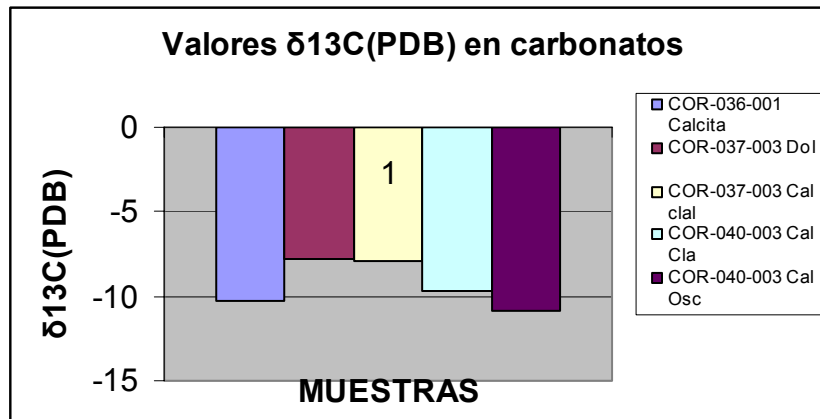


FIGURA 69: Histograma de valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ determinados en muestras de carbonatos

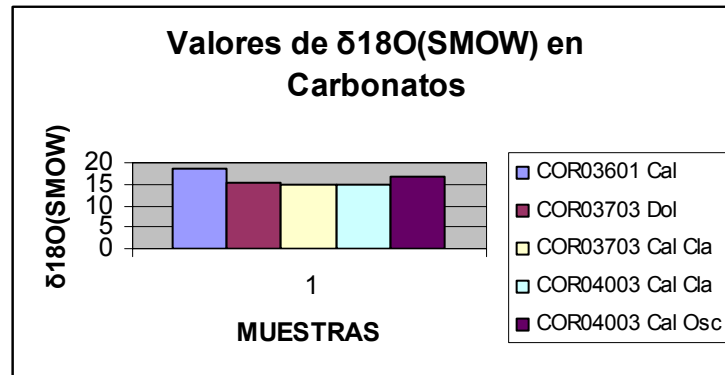


FIGURA 70: Histograma de valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ determinados en muestras de carbonatos

- **Determinación de la composición isotópica del H_2O , CO_2 y H_2S**

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

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

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

Tabla 18: fraccionamiento isotópico $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ de los carbonatos en equilibrio con el agua, según la variación de las temperaturas

Muestra	Mineral			200°C	250°C	300°C	350°C	400°C
	Dol	Ank	Cal	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$	$\delta^{18}\text{OH}_2\text{O}$	$\delta^{18}\text{OH}_2\text{O}$	$\delta^{18}\text{OH}_2\text{O}$	$\delta^{18}\text{OH}_2\text{O}$
COR 036 001		X		18.39	28.16	25.84	24.18	22.95
COR 037 003	X			15.23	25.25	22.89	21.19	19.93
COR 040 003			Xcla	15.02	24.79	22.47	20.81	19.58
			XCla	15.08	24.85	22.53	20.87	19.64
			Xosc	16.58	26.35	24.03	22.37	21.14

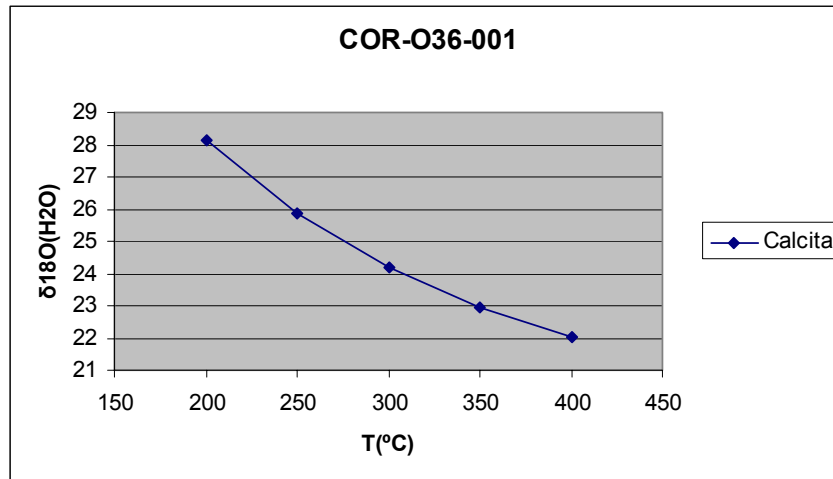


FIGURA 71: Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ de los carbonatos en equilibrio con el agua, según la variación de las temperaturas, en la muestra COR-036-001

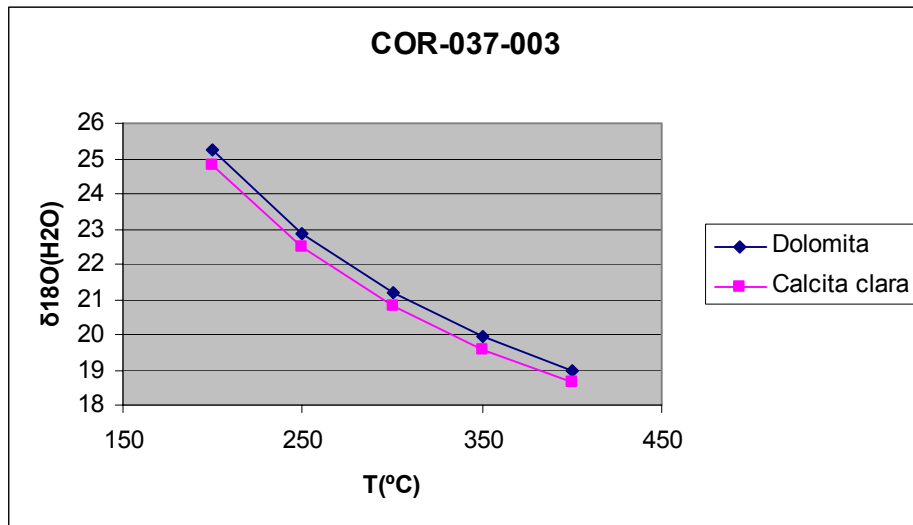


FIGURA 72: Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ de los carbonatos en equilibrio con el agua, según la variación de las temperaturas, en la muestra COR-037-003

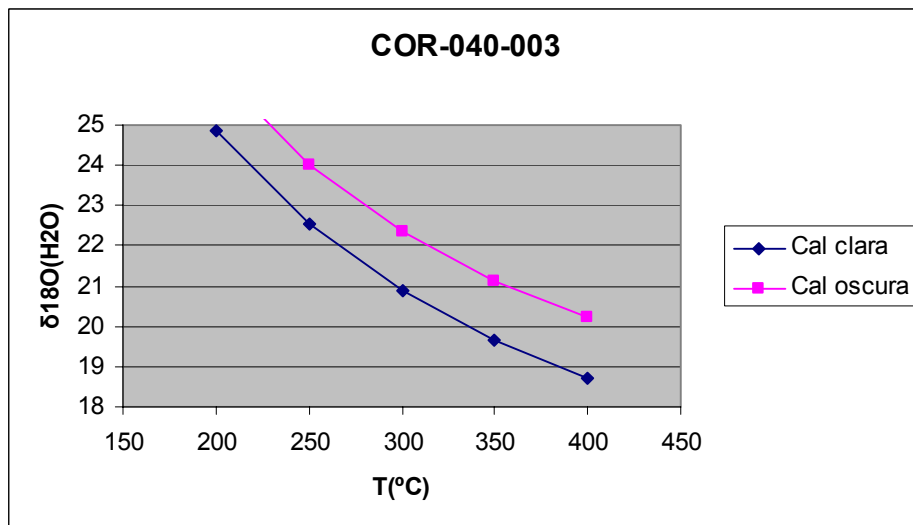


FIGURA 73: Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ de los carbonatos en equilibrio con el agua, según la variación de las temperaturas, en la muestra COR-040-003

De igual forma se calculó la composición isotópica del 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 $\delta^{13}C_{PDB}$, son las propuestas por Ohmoto y Rye (1979).

$$1000 \text{ Ln } \alpha_{Dolomita-CO_2} = -0.891(10^9/T^3) + 8.737(10^6/T^2) - 18.11 (10^3/T^1) + 8.44$$

$$1000 \text{ Ln } \alpha_{Calcita-CO_2} = -0.891(10^9/T^3) + 8.557(10^6/T^2) - 18.11 (10^3/T^1) + 8.27$$

Tabla 19: fraccionamiento isotópico $\delta^{13}C_{PDB}$ de los carbonatos en equilibrio con el CO₂ según la variación de las temperaturas.

Muestra	Mineral			200°C	250°C	300°C	350°C	400°C
	Dol	Cal	$\delta^{13}C(PDB)$	$\delta^{13}CCO_2$	$\delta^{13}CCO_2$	$\delta^{13}CCO_2$	$\delta^{13}CCO_2$	$\delta^{13}CCO_2$
COR 036 001		X	-10.22	-10.41	-11.52	-12.23	-12.66	-12.89
COR 037 003	X		-7.85	-7.07	-8.33	-9.14	-9.65	-9.95
COR 040 003		Xcla	-7.94	-8.13	-9.24	-9.95	-10.38	-10.61
		XCla	-9.68	-9.87	-10.98	-11.69	-12.12	-12.35
		Xos	-10.91	-11.07	-12.21	-12.92	-13.35	-13.58

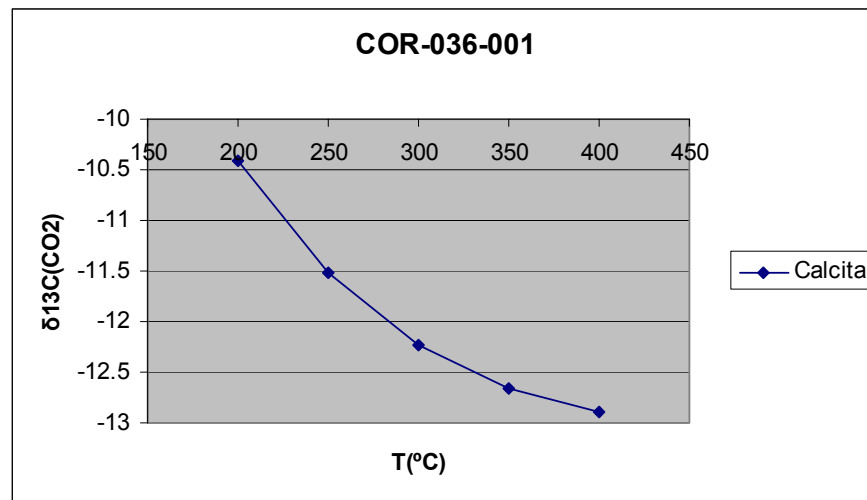


FIGURA 74: Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{13}C_{PDB}$ de los carbonatos en equilibrio con el CO₂, según la variación de las temperaturas, en la muestra COR-036-001.

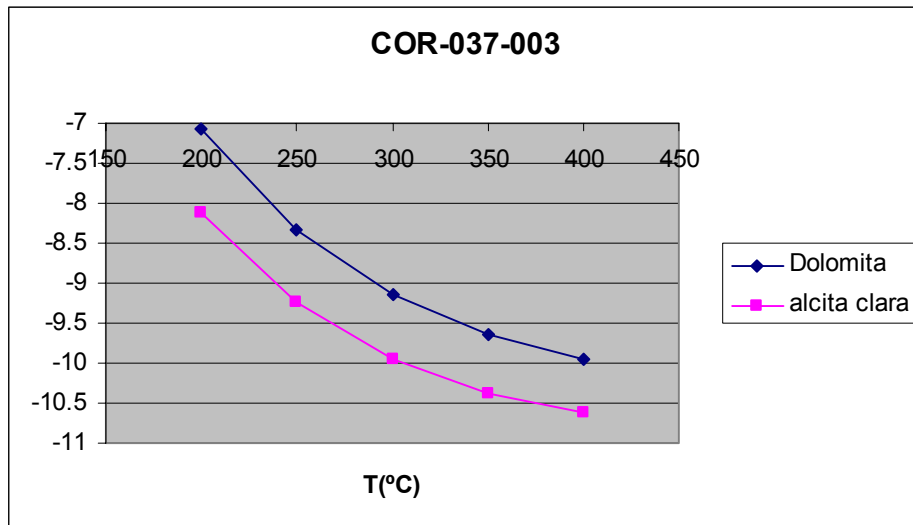


FIGURA 75: Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de los carbonatos en equilibrio con el CO_2 , según la variación de las temperaturas, en la muestra COR-037-003.

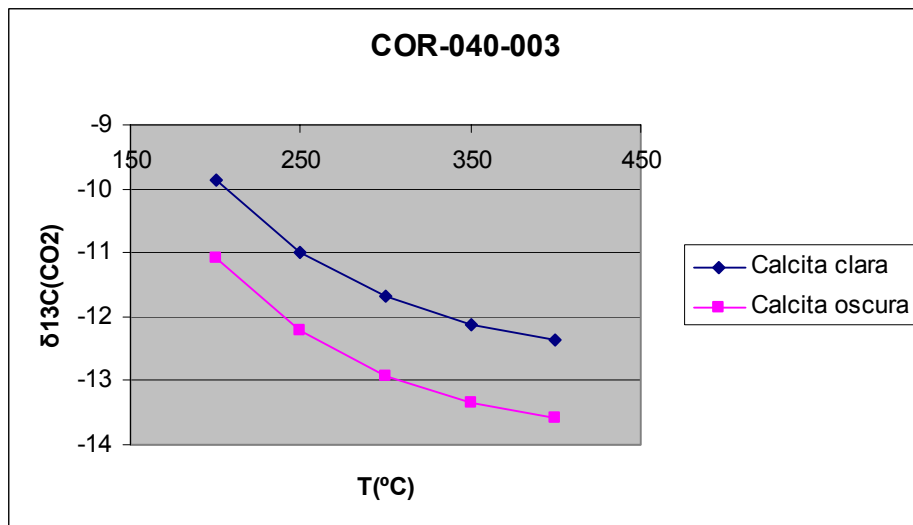


FIGURA 76: Modelamiento del fraccionamiento isotópico $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de los carbonatos en equilibrio con el CO_2 , según la variación de las temperaturas, en la muestra COR-040-003.

De igual forma, para el cálculo de la variación en la composición isotópica de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de pirita en equilibrio con H_2S , se estimo un intervalo de temperaturas

entre 200 y 400°C. Las ecuaciones de fraccionamiento isotópico empleadas para el isótopo es la propuesta por Ohmoto y Rye (1979):

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

Tabla 20: valores isotópicos de la pirita en equilibrio medido en diversas temperaturas.

Muestra	Mineral	$\delta^{34}\text{S}(\text{CDT})$	200°C	250°C	300°C	350°C	400°C
COR 040 004	Py		$\delta^{13}\text{CCO}_2$	$\delta^{13}\text{CCO}_2$	$\delta^{13}\text{CCO}_2$	$\delta^{13}\text{CCO}_2$	$\delta^{13}\text{CCO}_2$
	X	15.4	17.19	16.86	16.62	16.43	16.28

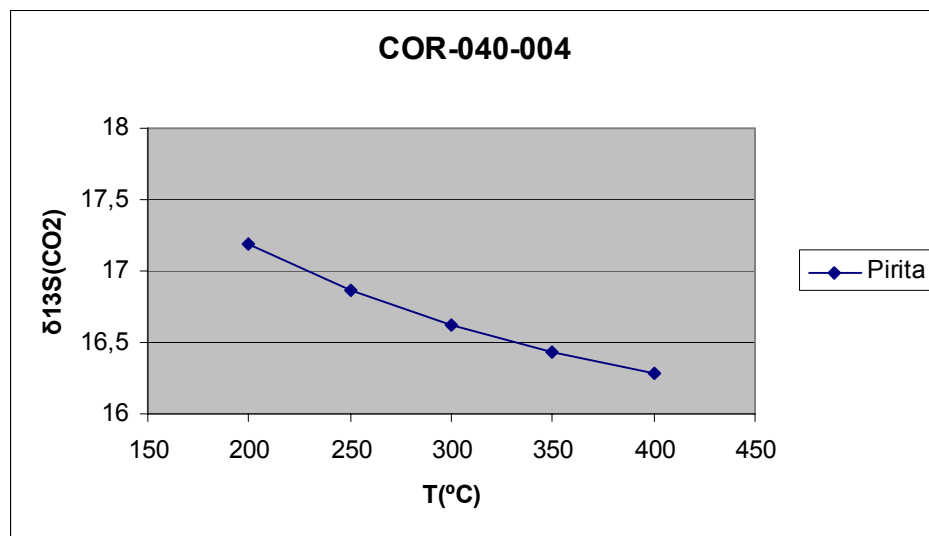


FIGURA 77: Proyección de fraccionamiento isotópico del $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de la pirita en equilibrio con el CO_2 , en la muestra COR-040-040.

6.8.3 Implicaciones entorno al origen de los paleofluidos.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ del H_2O en equilibrio con carbonatos, a una temperatura de referencia entorno a 350°C, muestra un rango entre 19.5 y 22.9 ‰ (tabla 18) (figuras 71-72-73), lo cual indica que el agua estudiadas es de origen metamórfico (posiblemente derivada de procesos de devolatilización). En el mismo sentido, apuntan los valores de la composición isotópica del deuterio en las esmeraldas ($\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$).

Los valores isotopicos del $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ para el CO_2 en equilibrio con los carbonatos de venas, a una temperatura entorno a 350°C , muestran valores entorno a -9.65 y -13.35‰ (tabla 19) (figuras 74-75-76). Estos valores, sugieren la presencia de un carbono de origen orgánico, el cual posiblemente se relaciona con la oxidación de la materia orgánica diseminada en la roca a consecuencia de los fluidos percolantes.

La composición isotópica del H_2S ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$) en equilibrio con piritas diseminadas en la roca, a una temperatura promedio de 350°C , es de 16.43‰ (tabla 20) (figura 77), lo cual sugiere que el azufre es de origen evaporítico.

- **Geotermometria de intercambio isotopico**

Una vez calculada la composición isotópica de los fluidos mineralizantes, se procedio a calcular la temperatura de formación del par dolomita –calcita de la muestra COR-037-003, utilizando las ecuaciones para tal fin, referenciadas en la siguiente pagina web:

http://www.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope_4alpha.cgi .

Dos temperaturas fueron obtenidas mediante este calculo (239°C y 2000°C), sin embargo, dado el desequilibrio isotópico que al parecer presentan este par mineral analizado, las temperaturas obtenidas no son concluyentes. Sin embargo, la temperatura obtenida entorno a 239°C , ha sido tomada tomo una temperatura de referencia, sin llegar a considerarla como la temperatura máxima alcanzada durante el evento hidrotermal mineralizante.

7. CONCLUSIONES

- Con base en los análisis macroscópicas y microscópicas (petrografía) de las muestras tomadas al interior del Tunel 'Las Cruces', se identificaron las siguientes cinco zonas: Zona I, compuesta fundamente de rocas lodolíticas parcialmente albitizadas; Zona II, compuesta de lodolitas con albitizacion y dolomitizacion y presencia de venas ricas en albita-dolomita±sulfuros; Zona III, compuesta de lodolitas parcialmente albitizadas y con ankerita neoformada; zona IV, compuestas de lodolitas calcareas brechificadas y cementadas por albita y dolomita y; Zona V, con lodolitas fuertemente replegadas y con brechificacion, ocasionalmente cementadas por cemento de albita-dolomita.
- Los datos de DRX y de petrografía, indican que la zonas están definidas por diferentes paragénesis hidrotermales: La zona I ($Qz+Alb+Ca$), la zona II ($Qz+Alb+Ca+Dol$), la zona III ($Qz+Alb+Ank$), la zona IV ($Qz+Alb+Ca+Dol$) y finalmente la zona V ($Qz+Alb+Ca+Dol$).
- Los datos de química mineral en carbonatos, muestran una variación química composicional entre la dolomita y calcita, correlacionable con la variación química del fluido: empobrecimiento progresivo del fluido en Mg y Fe.
- La geotermometría de cloritas (en rocas) da rangos de temperatura entorno a 353 -354°C. Lo cual seguramente esta indicando el pico máximo de

temperatura que debió afectar las rocas de la formación Calizas del Guavio, y posiblemente se corresponde con las temperaturas máximas del evento hidrotermal mineralizante.

- El estudio de las IF en carbonatos de relleno de venas hidrotermales, sugiere que los fluidos mineralizantes se relacionan con un sistema químico compuesto por $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2 + \text{KCl} + \text{Fe}^{2+}\text{Cl}_2 + \text{LiCl} + \text{CsCl} \pm \text{GaCl} + \text{CO}_2 + \text{N}_2$: atrapado a una temperatura mínima de unos 250 a 280C.
- Los análisis de isótopos estables del $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos, indican que el agua en los paleofluidos mineralizantes se relaciona con aguas de origen metamórfico. Por otro lado, los análisis isotópicos del Carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$), indican que este es de origen orgánico, posiblemente derivado del lavado de la materia orgánica diseminada en la roca. Finalmente, los análisis isotópicos de las pitirras ($\delta^{34}\text{S}$) sugieren que el azufre es de origen evaporítico.
- Con base en los análisis anteriormente mencionados, se pueden establecer como criterios de exploración, entre otros, los siguientes: a) presencia de rocas de edad Berriasiano (K1), relacionadas con la Formación Calizas del Guavio; b) presencia de niveles con albitización y brechificación; c) Presencia de materiales de origen hidrotermal con dolomita y albita; e) Presencia de IF de tipo acuso-salino carbonáticas (con cristales de halita) en materiales de venas o cemento de brechas; d) Presencia de carbonatos con una signatura isotópica del $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, relacionada con materia orgánica.

8. RECOMENDACIONES

Se recomienda un análisis más detallado de las inclusiones fluidas, para establecer los mecanismos físico-químicos posibles, responsables de la precipitación de estos minerales, muchos datos no pudieron ser tomados debido a la decrepitación de las IF.

Realizar estudios estructurales detallados entorno a las zonas afectadas por la albitización y brechificación, para profundizar mas en la relación temporal y causa-efecto entre la mineralización esmeraldífera y el plegamiento.

Realizar un mayor número de análisis de isótopos estables de δD_{SMOW} , preferiblemente en Inclusiones Fluidas, en aras de apoyar aun mas el origen de los fluidos mineralizantes.

9. BIBLIOGRAFIA

- BAILEY, S.W. (1988). Chlorites: Structures and crystal chemistry. *In* Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas) (Bailey, S.W. ; editor). *Reviews in Mineralogy*, Vol. 19, p. 347-403.
- BEUS, A. A. y MINEEV, D. (1972), Some geological and geochemical features of the Muzo-Coscuez emerald zone, Cordillera Oriental de Colombia-Informe 1689. INGEOMINAS, Bogotá.
- BEUS, A.A. (1979), Sodium – a Geochemical Indicator of Emerald Mineralization in the Cordillera Oriental, Colombia, *Journal of Geochemical Exploration*, v. 11, p. 195-208.
- BERRÍOS, H. (2001). Las cataclasitas de la Falla Sierra de Varas en las inmediaciones de la Aguada del Hornito. Memoria de Título (Inédito), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas, 58 p. Antofagasta.
- BRANQUET, Y., CHEILLETZ, A., COBBOLD, P. R. BABY, P. LAUMONIER, B. AND GIULIANI. G. (2002). Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque-Medina area), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, volumen 15. Págs. 391 - 407.
- BROWN, G.; BRINDLEY, G.W. (1984). X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. *In* Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray

Identification (Brindley, G.W.; Brown, G.; editors). Mineralogical Society, p. 305-360. London.

- CASTELLANOS, O.; RIOS, C. (2005). Microsonda electrónica; principios de funcionamiento. Revista colombiana de tecnología de avanzada. Volumen 2. Págs. 1 - 6.
- CATHELINEAU, M. (1988). Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, Vol. 23, p. 471-485.
- CATHELINEAU, M.; NIEVA, D. (1985) A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 91, p. 235-244.
- CHEILLETZ, A.; FÉRAUD, G.; GIULIANI, G. Y RODRIGUEZ C.T. (1994), Time-Pressure-Temperature Constraints on the Formation of Colombian emeralds: a Laser-Probe and Fluid Inclusion Study. *Econ. Geol.* 89, 2, 362-380
- CHEILLETZ, A.; GIULIANI, G.; ZIMMERMANN, L. Y RIBEIRO-ALTHOFF, A. (1995), Ages, Geochemical Signatures and Origin of Brazilian and Colombian Emerald Deposits: A Magmatic Versus Sedimentary Model, *Mineral Deposits*, Pasava, Kribek y Zak (eds), Balkema, Rotterdam p. 569-572.
- CHEILLETZ, A.; FRANCE-LANORD, C.; GIULIANI, G.; LAUMOMNIER, B. Y YANNICK, P. (2000), Sulfate Reduction by Organic Matter in Colombia Emerald Deposits: Chemical and Stable Isotope (C,O,H) Evidence. *Economic Geology*, V. 95, p. 1129-1153.

- DE CARITAT, P.; HUTCHEON, I.; WALSH, J.L. (1993). Chlorite geothermometry. A review. *Clays and Clay Minerals*, Vol. 41, p. 219-239.
- DÍAZ, M. (2006). Proyecto Quebrada Negra. Exploración y explotación, esmeraldas y demás minerales asociados. Sociedad minera El Diamante.
- DÍAZ, A. (2000): Chimeneas de Brecha mesotermales paleocenas y epitermales eocenas en la precordillera de Copiapó.- IX Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas) Vol. 1 194-197 1 Sociedad geológica de Chile
- DUNNE, W. M. y HANCOCK, P. L. (1994). Paleostress analysis of small-scale brittle structures. *Continental Deformation*. Pergamon Press, Cambridge, Págs. 101–120.
- FORERO, H., (1987). Esmeraldas. En: Recursos Minerales de Colombia, Tomo II. Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS. Tomo 2: 567-605.
- GIULIANI, G. Y RODRIGUEZ, C. (1990): Les Gisements d'esmeralde de la cordillère Orientale de la Colombia.-*Mineralium Deposita*, v.25, p.105-111.
- GIULIANI, G., CHEILLETZ, A., RUEDA, F., FERAUD, G., FRANCE-LANORD, C. (1995). The Genesis of Colombian Emerald deposits: An Unique example of
- HEY, M.H. (1954) A new revision of chlorites. *Mineralogical Magazine*, Vol. 30, p. 277-292.

- INGEOMINAS – GEOSTRATOS LTDA., (2005). Levantamiento de información estratigráfica y muestreo paleontológico, geoquímico e isotópico en secciones estratigráficas en el terreno del cretáceo inferior del sector central de la cordillera oriental. Sección Chivor-Boyacá. Págs. 3 – 52.
- JÉBRAK, MICHEL. (1997). Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*; Volume 12, Issues 3. Págs 111-134.
- KRANIDIOTIS, P.; MACLEAN, W.H. (1987). Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, Vol. 82, p.1898-1911.
- MAYA, M; BUENAVENTURA J; SALINAS R. (2004), Estado del Conocimiento de la Exploración De Esmeraldas en Colombia. Ministerio de Minas y Energía, Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS).
- 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.
- MORA, A. (2005), Modelo Geológico Integral y Potencial de Recursos del Territorio Colombiano. Cinturones Esmeraldíferos. INGEOMINAS, Bogotá.
- NASH, J.T. y THEODORE, T. (1971). Ore Fluids in the Porphyry 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, TK (1969). Oxygen Isotope fractionation in Divalent Metal Carbonates. *J. Chem. Phys.* 51. Págs 5547-5558
- RECIO, C. y SUBIAS, I. (2002). *Isótopos Estables Aplicados al Estudio de Depósitos. Minerales. Salamanca. 233 Págs.*
- ROEDDER, E., (1984). Fluid inclusions, *Reviews in Mineralogy vol. 12, Mineral. Society of America, Washington. 594 p.*
- SPEAR, F. (1995). *Metamorphic phase equilibria and pressure – temperature – time paths. Rensselaer Polytechnic Institute. Department of Earth and environmental science. Troya, Nueva York. Págs 71-105*
- ULLOA, C.; ARIAS, A.; SOLANO, F. (2000), *Caracterización de unidades geológicas y geomorfológicas de Colombia. Calizas del Guavio. INGEOMINAS, Bogotá*
- ULLOA, M. C. (1980). Ambiente geológico de los yacimientos esmeraldíferos en Colombia. *Boletín Sociedad Geológica del Perú, N° 65. Págs. 157-170.*
- ULLOA, C.; RODRÍGUEZ, E. (1979). *Geología del Cuadrángulo K12 - Guateque. Boletín Geológico, Ingeominas, Vol XXII, No 1. Págs. 3 - 56. Bogotá.*

- VAN DEN KERKHOF, ALFONS M.; HEIN, ULRICH F. (2001). Fluid inclusion Petrography, Lithos 55. Págs. 27–47
- ZHENG Y. F (1999). Oxygen Isotope Fractionation in Carbonate and sulfate Minerals. Geochemical Journal, 33, Págs 109-126

PAGINAS WEB

- www.igac.com.co
- www.invias.gov.co (2008)
- www.google-earth.es
- http://es.wikipedia.org/wiki/Difracci%C3%B3n_de_rayos_X
- http://www.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope_4alpha.cgi