

**PETROGÉNESIS DE VENAS HIDROTERMALES CON CIANITA EN ROCAS
METAPELÍTICAS DE LA FORMACIÓN SILGARÁ, REGIÓN CENTRAL DEL
MACIZO DE SANTANDER**

**MARCO AURELIO CAVIEDES GONZÁLEZ
RAFAEL ENRIQUE GOMEZ VILLA**

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

2006

**PETROGÉNESIS DE VENAS HIDROTERMALES CON CIANITA EN ROCAS
METAPELITICAS DE LA FORMACIÓN SILGARÁ, REGIÓN CENTRAL DEL
MACIZO DE SANTANDER**

MARCO AURELIO CAVIEDES GONZÁLEZ

RAFAEL ENRIQUE GOMEZ VILLA

Trabajo presentado para optar el título de Geólogo

Directores

LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA

Geólogo PhD

CARLOS ALBERTO RIOS REYES

Geólogo MSc

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2006

A Dios que me da la fuerza de la vida.

*A mi mamá Rosalba González y mi
Tona María González. Las mujeres con
que Dios me bendijo al ser parte de su Familia
y que me enseñaron los significados de las
palabras amor, constancia y honradez.*

*A mi padre Onecido Caviedes Díaz y mis
hermanos Cesar, Oné, Edgar y Elkin quienes
me motivan a diario para seguir adelante.*

*A mi novia Nedy Ramírez Liscano por su
amor incondicional.*

*A los muchachos del Grupo de Estudios en
Geología y Astronomía Planetaria
EGAP por cree en mí.*

*A mis perros Junior y Fiona que estuvieron
a mi lado en los momentos de soledad.*

Marco Aurelio Caviedes González.

*A Dios y a la virgen que me acompañan
en todo momento.*

*A mis padres Rafael y Esperanza
por su amor y apoyo incondicional
pero sobre todo por su valiosa
educación para la vida.*

*Mis hermanas Lucía, Titiña y Martha,
Por su paciencia y consejos.
A mi tía Elsa por su apoyo y cariño.*

*Y a todos que en su momento estuvieron
y que ya no están y para todos quienes
me acompañan... Mil gracias.*

Rafael Enrique Gómez Villa

AGRADECIMIENTOS

Los autores de esta tesis expresan sus más sinceros agradecimientos a:

A la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander por la formación académica y científica brindada, por el préstamo de laboratorios y equipos que permitieron la realización de esta investigación.

A los Profesores de la Escuela de Geología Carlos Alberto Ríos R. y Luís Carlos Mantilla F., directores de este proyecto, por su orientación científica que hizo posible la realización de esta tesis.

A todos los Profesores de la Escuela de Geología, quienes contribuyeron a nuestra formación personal e intelectual.

A Luís Eduardo Garrido P. por su colaboración durante el trabajo de preparación de secciones delgadas en el Laboratorio de preparación de materiales geológicos de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander.

Al Centro Halley de Astronomía y Ciencias Aeroespaciales por ofrecer sus espacios y recursos para la realización de este proyecto. Y a los compañeros del grupo de estudios en Geología y Astronomía Planetaria EGAP por su apoyo incondicional.

Al Doctor Arturo Plata Gómez por su invaluable apoyo y enseñanzas como persona y como maestro.

RESUMEN

Título: PETROGÉNESIS DE VENAS HIDROTERMALES CON CIANITA EN ROCAS METAPELITICAS DE LA FORMACIÓN SILGARÁ, REGIÓN CENTRAL DEL MACIZO DE SANTANDER*

Autores:

MARCO AURELIO CAVIEDES GONZÁLEZ**

RAFAEL ENRIQUE GÓMEZ VILLA**

Palabras claves: Petrogénesis, Cianita, Inclusiones Fluidas, Formación Silgará, Hidrotermal, Macizo Santander.

RESUMEN

El área de estudio esta localizada al occidente del municipio de Mutiscua. En esta se observa la presencia de venas de cuarzo con cianita (porfidoblastos de hasta 6 cm. de longitud), ubicados principalmente paralelas a la esquistocidad regional de la roca encajante. A partir de la microtermometría se establece un registro de al menos cuatro eventos hidrotermales: el primer evento de mayor temperatura 240 - 280°C se interpreta como un pulso hidrotermal desarrollado en un ambiente dúctil. Los tres restantes pulsos de menor temperatura 117 - 220 °C. se desarrollaron en condiciones metamórficas de facies de esquistos verdes que se desarrollaron en un contexto frágil.

En relación con la petrogénesis de la cianita en las venas de cuarzo se determina que el proceso que favoreció la formación de este mineral fue un metamorfismo dinamo térmico generado por la mezcla de minerales constituyentes del fluido hidrotermal con minerales de la roca encajante en condiciones de alta temperatura y presión media.

Las venas de cuarzo con cianita en la zona estaurolita-cianita demuestran mineralógica y morfológicamente características de bandas de cizallamiento que se observan en un contexto regional en lo que se refiere al Macizo de Santander. Los procesos mineralizantes que intervinieron en la formación de la cianita se interpretan tectónicamente a partir de un evento de metamorfismo de alta temperatura y presión intermedia y se origina en un ambiente de exhumación del macizo hacia finales del mesozoico en donde hubo un intercambio químico entre la roca encajante y los fluidos hidrotermales que se emplazaron en la misma.

* Trabajo de investigación.

**Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, escuela de Geología.

Directores Luís Carlos Mantilla Figueroa-Carlos Alberto Ríos Reyes.

ABSTRACT

Title: PETROGÉNESIS DE VENAS HIDROTERMALES CON CIANITA EN ROCAS METAPELITICAS DE LA FORMACIÓN SILGARÁ, REGIÓN CENTRAL DEL MACIZO DE SANTANDER*

Autors:

MARCO AURELIO CAVIEDES GONZÁLEZ**

RAFAEL ENRIQUE GÓMEZ VILLA**

Keywords: Petrogénesis, Kyanite, Fluids Inclusions, Silgará Formation, Hydrothermal, Santander Massif.

ABSTRACT

The study area is localized from west of de Mutiscua country. On this are observed the presence of quartz-kyanite's veins (porfidoblast with 6cm. long), mainly parallelly ubicated to the regional rocks esquistocity. From the microthermometry is established a register of al less four hydrothermal events: first event up to 240-280 °C, it is interpreted like a hydrothermal ductile environment. The last three events less 117-220 °C. Are developments on metamorphic facies green schist on fragile context.

The petrogenetics relationship to the quartz-kyanite veins, favorability formation on this mineral with metamorphic process dynamo-termics can be up temperature and medium presion.

The quartz-kyanite's veins with the quartz-kyanite veins to staurolite-kyanite shows mineralogical and morphological characteristics of bands with cizalle observed in a regional context referred to Santander Massif to saying. The mineralization process to the formation of kyanite on the tectonic context to be exhumation massif to the Mesozoic finals with the chemical interchange between the host rock and hydrothermal fluids.

* Investigation Work.

**Faculty of Engineering Physic-chemical, Geology School.

Directors Luís Carlos Mantilla Figueroa-Carlos Alberto Ríos Reyes.

CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	14
1.1. OBJETIVOS	16
1.1.1. Objetivo General	16
1.1.2. Objetivos Específicos	16
2. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO	17
2.1. LOCALIZACIÓN.....	17
2.2. GEOMORFOLOGÍA	18
2.1.1. Drenaje.....	18
2.1.2. Clima y Vegetación	18
3. METODOLOGÍA.....	19
3.1. FASE DE COMPILACIÓN Y ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN EXISTENTE	19
3.2. FASE DE LABORATORIO	20
4. ANTECEDENTES	23
5. MARCO GEOLOGICO REGIONAL	27
6. GEOLOGIA DEL AREA DE ESTUDIO.....	29
6.1. ESTRATIGRAFIA	31
6.1.1. Formación Silgará.....	31
6.1.2. Ortoneis.....	34
6.1.3. Pegmatitas.....	35
6.1.4. Formación Floresta.....	35
6.1.5. Formación Diamante.....	36
6.1.6. Formación Tibú-Mercedes.....	36
6.1.7. Formación Aguardiente.....	36
6.1.8. Depósitos aluviales.....	36
6.2. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	36
7. OCURRENCIA EN CAMPO DE LAS VENAS DE CUARZO CON CIANITA .	39
8. MINERALOGIA Y PETROGRAFIA.....	45
8.1. PETROGRAFIA DE SECCIONES DELGADAS	50
9. ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS.....	58

9.1. CONSIDERACIONES TEORICAS PRELIMINARES.....	58
9.1.1. Definición de Inclusiones Fluidas (IF)	58
9.1.2. Criterios de clasificación de Inclusiones Fluidas.	59
9.1.2.1. Clasificación de las IF por el tipo genético	61
9.1.2.2. Criterios morfológicos	61
9.1.2.3. Criterio de fases presentes	62
9.2. ESTUDIO MICROTERMOMETRICO DE IF	63
9.3. PETROGRAFIA DE INCLUSIONES FLUIDAS	65
9.4. RESULTADOS DEL ESTUDIO MICROTERMOMETRICO	67
9.5. DATOS MICROTERMOMETRICOS	68
9.5.1. Datos Microtermométricos de las IF en Venas Hidrotermales de la zona Estaurolita Cianita.....	70
9.5.1.1. IF Tipo I (acuoso-salinas): Según la Th y el carácter de las IF, se subdividen los siguientes subtipos:	70
9.5.1.2. IF Tipo II (acuoso-salinas carbónicas). Según la Th y el carácter de las IF, se subdivide en el siguiente subtipo:.....	71
9.6. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS MICROTERMOMÉTRICOS	71
10. PROYECCION DE LAS ISOCORAS.....	74
11. PETROGENESIS DE LAS VENAS DE CUARZO CON CIANITA	82
12. CONCLUSIONES	86
13. REFERENCIAS.....	89

LISTA FIGURAS

Figura 1. Localización geográfica del área de estudio	17
Figura 2. Mapa geológico estructural del área de estudio	30
Figura 3. Ocurrencia en campo de rocas metapelíticas de la Formación Silgará	33
Figura 4. Ocurrencia en campo de venas hidrotermales	41
Figura 5. Muestras de mano del esquistos metapelítico y venas con cianita de la zona de la estaurólita-cianita de la Formación Silgará	49
Figura 6. Microfotografía de secciones delgadas.	56
Figura 7. Cicatrización de una fractura en un cristal a la formación de IF secundarias	60
Figura 8. Distribución de IF en un cristal, inclusiones secundarias(s) y las inclusiones pseudosecundarias	61
Figura 9. Tipología de las IF según la composición y proporción de fases presentes	63
Figura 10. Transición de fases en inclusiones fluidas	65
Figura 11. Imágenes de familias de IF primarias, secundarias.	67
Figura 12. Diagrama de equilibrio de fases para el sistema $H_2O + NaCl + CaCl_2$	69
Figura 13. Proyección de la isocora del sistema salino $H_2O + NaCl$.	75
Figura 14. Proyección de la Isocora del sistema $H_2O + NaCl + CaCl_2$	77
Figura 15. Proyección de la Isocora del sistema $H_2O + NaCl + CaCl_2$	78
Figura 16. La trayectoria profundidad-temperatura-presión	81

LISTADO DE TABLAS

Tabla 1. Propiedades fisicoquímicas de los patrones de calibración	22
Tabla 2: Inventario de muestras de venas de cuarzo	46
Tabla 3. Familia de IF en la zona estaurolita-cianita	70
Tabla 4. Datos Microtermométricos de IF Tipo I	72
Tabla 5. Datos Microtermométricos de IF Tipo II	73
Tabla 6. Datos de pendiente para la proyección de la isocora IF sub-tipo III	75
Tabla 7. Datos de pendiente para la proyección de la isocora IF sub-tipo II	76
Tabla 8. Datos de pendiente para la proyección de la isocora IF sub-tipo I	78
Tabla 9. Relación de Presiones y Temperaturas corregidas	79

1. INTRODUCCIÓN

En el estudio de los agentes y fenómenos geológicos que ocurren en nuestro planeta existen diversos elementos que nos sirven de herramientas para interpretar la evolución y el desarrollo de una región a través de su historia, con el fin de hacer de esta ciencia un elemento útil para avanzar en el campo del conocimiento y desarrollo del pensamiento humano que llamamos ciencia. No obstante, este campo del conocimiento va más allá de la simple curiosidad, ya que como parte de la historia de la humanidad, los científicos que estudian el planeta Tierra tienen una gran responsabilidad en la solución a muchos de los problemas actuales de la sociedad.

Uno de dichos elementos son las Inclusiones Fluidas (IF) atrapadas en los minerales, las cuales nos permiten brindar importante información con relación a la geoquímica y geofísica del cuerpo del cual forman parte con el fin de hacernos una idea del contexto geológico del elemento a estudiar.

En este trabajo se presenta un estudio petrogenético (el cual incluye el análisis microtermométrico de IF) de venas de cuarzo con cianita que ocurren dentro de la secuencia metamórfica de la Formación Silgará que aflora en la región central del Macizo de Santander, el cual representa un aporte al conocimiento de la geología de esta importante área del macizo, la cual se ha constituido en la última década en un laboratorio natural de investigación no solo para estudiantes de Geología de la Universidad Industrial de Santander, sino también de los investigadores de nuestra escuela.

La gran complejidad de la historia tectónica y metamórfica de la región central del Macizo de Santander pudo haber contribuido a la abundancia de polimorfos de Al_2SiO_5 en las rocas metapelíticas que afloran en esta región del macizo, suministrando condiciones de P-T apropiadas para que todos los tres polimorfos se hayan formados en tiempos diferentes.

La complejidad de eventos metamórficos regional vs. de contacto combinada con la interacción fluido-roca asociada con la infiltración de fluidos acuosos, aspectos aún no descifrados en esta región, pudo haber creado una variedad

de ambientes químicos y mecánicos en los cuales se produjo la nucleación y cristalización de los polimorfos de Al_2SiO_5 .

Algunas de las justificaciones por las cuales es importante entender como se forman no solo las venas hidrotermales de cuarzo sino también la cianita en las mismas son: los minerales (e inclusiones fluidas) que ocurren en las venas hidrotermales pueden ayudarnos a descifrar trayectorias de P-T-t; las venas hidrotermales reflejan la acción de los fluidos y pueden decirnos acerca de la interacción fluido-roca a gran escala; estas venas pueden estar mineralizadas y por tanto son de interés económico.

La ocurrencia de venas es un fenómeno muy común en la corteza terrestre, y su formación indica la circulación de fluidos hidrotermales. En la región suroccidental del Macizo de Santander existe evidencia de varios eventos hidrotermales desarrollados en condiciones metamórficas y no metamórficas como lo indican los datos de microtermometría de IF en venas de cuarzo. El estudio de IF ha cobrado un gran interés en los últimos años a nivel internacional, debido a su gran aplicación en aspectos relacionados con la búsqueda de yacimientos minerales, el estudio de procesos ígneos y metamórficos, la exploración de hidrocarburos, el estudio de la evolución de la atmósfera y paleoclimatología, el estudio de los campos geotermales, la gemología.

Las anteriores consideraciones soportan claramente la necesidad de dar continuidad a esta línea de investigación en Fluidos Hidrotermales del Grupo de investigación en Mineralogía, Petrografía y Geoquímica "MINPETGEO" de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander, por lo cual se desarrolló el presente trabajo de grado.

Adicionalmente, este proyecto permite dar continuidad a las investigaciones que sobre la Formación Silgará han sido realizadas con anterioridad al seno de la Escuela de Geología por algunos de sus profesores-investigadores, complementándolas y profundizándolas de tal manera que la Escuela de Geología se convierta en un núcleo sólido de información y conocimiento sobre la geología regional del Macizo de Santander, dentro del contexto geológico de nuestro país.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo General

Llevar a cabo un estudio petrográfico y microtermométrico de Inclusiones Fluidas (IF) en venas de cuarzo con cianita que ocurren dentro de la secuencia metapelítica de la Formación Silgará, en la región central del Macizo de Santander, en particular en el sector Occidental del Municipio de Mutiscua (Norte de Santander).

1.1.2. Objetivos Específicos

- Estudiar la mineralogía y la petrografía de las venas de cuarzo con cianita y de su roca encajante.
- Caracterizar composicional y texturalmente el material de relleno de las venas hidrotermales.
- Realizar un estudio microtermométrico de IF en los materiales de relleno de las venas de cuarzo con cianita.
- Postular la historia de nucleación y crecimiento de la cianita u otro polimorfo de Al_2SiO_5 en las venas hidrotermales y su relación con la mineralogía de la roca encajante.
- Establecer las condiciones fisicoquímicas del atrapamiento de los fluidos hidrotermales en las venas de cuarzo con cianita.
- Establecer a la luz de los nuevos datos un modelo de génesis de las venas de cuarzo con cianita.

2. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO

2.1. LOCALIZACIÓN

El área de estudio se encuentra localizada en la región central del Macizo de Santander, flanco Este de la Cordillera Oriental de Colombia, al Oeste del municipio de Mutiscua, y esta comprendida entre las coordenadas geográficas: $X=1'298.000-1'304.000$ y $Y=1'144.000-1'148.000$ de las planchas topográficas 110-I-D y 110-III-B del Instituto Geográfico Agustín Codazzi según proyección Gauss con origen $X=1.000.000$ y $Y=1.000.000$ en Santafé de Bogotá (Figura 1).

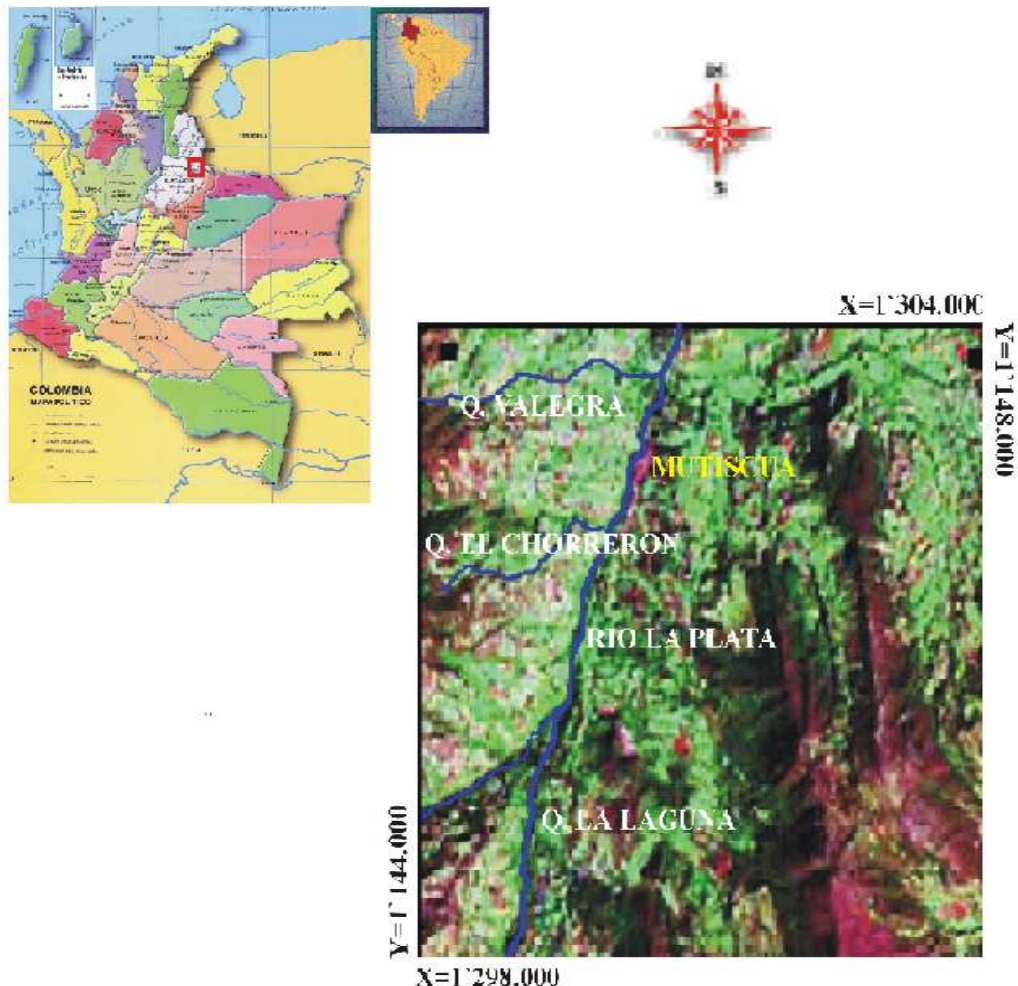


Figura 1. Localización geográfica del área de estudio, imagen satelital de la Región Central del Macizo de Santander, donde se observan las principales vertientes hídricas (tomado de www.google/maps.com – www.gobernación/nortedesantander.com.co)

2.2. GEOMORFOLOGÍA

La región central del Macizo de Santander se caracteriza por presentar una topografía abrupta, con alturas de 2500 a 4000 msnm, con valles profundos, donde la meteorización ha sido intensa como ocurre en el cerro Ventanas. Hacia las partes topográficamente más bajas se observan colinas suaves y terrenos ondulados con presencia de suelos arenosos ricos en componentes orgánicos, muy húmedos, por lo cual es muy frecuente la ocurrencia de deslizamientos presentándose continuamente el cierre y la exposición de nuevos afloramientos.

2.1.1. Drenaje

Los afluentes hídricos principales de la región de interés son el Río La Plata, el cual tiene una dirección Sur-Norte y limita el área de estudio con el municipio de Mutiscua, y las quebradas La Negra en la parte Norte del área así como la quebrada El Chorrerón en la parte Sur del área de estudio, las cuales se disponen casi paralelas y tienen dirección Oeste-Este, desembocando en el Río La Plata. Los afluentes de la quebrada La Plata están asociados a fallas satélites de la Falla de Mutiscua.

2.1.2. Clima y Vegetación

El clima principal en el área de estudio es templado a frío con temperaturas que van desde los 3 hasta los 19°C aproximadamente en la mayor parte del año. La vegetación nativa se caracteriza principalmente por plantas de zona de páramo o bosque de niebla en donde se destacan las acacias rojas por ser especies endémicas y plantas epífitas como los quiches.

A nivel de bosque secundario se observa la introducción de pinos y abetos de origen canadiense y a nivel de agricultura abundan sembrados de hortalizas y legumbres base de la economía regional.

3. METODOLOGÍA

La metodología desarrollada en este trabajo, comprendió dos etapas: (a) Fase de compilación y análisis de la información existente, así como de reconocimiento de la litología aflorante en el área de estudio mediante observación directa y estudio de las muestras existentes, las cuales fueron recolectadas durante el desarrollo del Curso de Campo II adelantado por la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander; (b) Fase de laboratorio, donde se realizó la preparación de muestras para su análisis petrográfico y microtermométrico; para la interpretación de los resultados obtenidos y la edición del informe final.

Para la descripción mineralógica de las muestras se utiliza las abreviaturas propuestas por Kretz (1983) con el fin de hacer de esta una descripción práctica para el lector.

3.1. FASE DE COMPILACIÓN Y ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN EXISTENTE

El estudio de la litología aflorante en el área de estudio consistió en un trabajo de campo que se ejecuto en dos fases. La primera fase comprende la labor realizada durante el desarrollo del Curso de Campo II, el cual tuvo una duración de 20 días, entre el 23 de Abril y el 12 de Mayo de 2003 y contó con la dirección del geólogo Carlos Alberto Ríos R., y la que participaron 16 compañeros del curso con la asesoría de los geólogos Luís Carlos Mantilla F. y Oscar Mauricio Castellanos A.

La segunda fase correspondió a dos salidas de campo realizadas del 15 al 20 de Diciembre de 2005 y del 7 al 11 de Abril de 2006, con el fin de llevar a cabo una documentación detallada de afloramientos de interés en los cuales ocurren las venas de cuarzo con cianita. La documentación incluyo la toma de datos estructurales, la fotografía de los afloramientos con presencia de venas de cuarzo con cianita, así como la recolección sistemática de muestras de las venas de cuarzo con cianita y su roca encajante para su posterior descripción

petrográfica. La recolección y documentación de materiales geológicos, son aspectos fundamentales que se tomaron en cuenta durante el desarrollo del trabajo de campo, proporcionando una objetividad a la información obtenida, con el fin de llevar cabo su inventario, catalogación y sistematización.

Para la realización de las fases de campo se tomo como referencia los cuadrángulos a escala 1:10000 110-I-D y 110-III-B del Instituto Geográfico Agustín Codazzi, así como el mapa geológico del cuadrángulo H-13 publicado por INGEOMINAS (Ward et al., 1973).

La metodología de muestreo que se utilizo en este trabajo consistió básicamente en la recolección de muestras de tal manera que se cruzara de forma perpendicular a la esquistocidad principal propia para la Formación Silgará en la región central del Macizo de Santander. Teniendo en cuenta únicamente las muestras de venas de cuarzo que presentaran claramente a nivel macroscópico la presencia de cianita.

3.2. FASE DE LABORATORIO

La fase de laboratorio, la cual se adelanto en los laboratorios de docencia e investigación con los cuales cuenta la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander, comprendió el desarrollo de las siguientes actividades: (1) preparación de secciones delgadas doblemente pulidas; (2) petrografía convencional; (3) petrografía y microtermometría de las inclusiones fluidas (IF).

Estereomicroscopía: Se utilizó básicamente para determinar la mineralogía de las muestras analizadas y establecer los rasgos texturales no solo de la vena hidrotermal sino también de la roca encajante. El equipo utilizado fue un estereoscopio tipo Carl Zeiss Jena del laboratorio de estereomicroscopía de la Escuela de Geología.

Preparación de secciones delgadas: La elaboración de las secciones delgadas se realizó en el Laboratorio de Preparación de Materiales Geológicos de la Escuela de Geología, en dos etapas. En la primera etapa, se elaboraron secciones delgadas convencionales para estudios mineralógicos petrográficos, mientras que en la segunda fase, las secciones se redujeron a espesores de

aproximadamente 100 μm . La particularidad durante su elaboración fue que estas secciones no se sometieron a temperaturas superiores a 80°C. Esto debido a que por encima de esta temperatura puede llegar a ocurrir la decrepitación de las IF (Inclusiones Fluidas) con Th (Temperaturas de Homogenización) mas bajas.

Este tipo de secciones, referidas en la bibliografía anglosajona como laminas doblemente pulidas, durante su preparación, se adhirieron al porta muestra, con un pegante (Pegadit) de fácil disolución ante componentes orgánicos.

Las muestras para su partición y posterior estudio en la platina refrigeradora-calentadora, se sumergieron en acetona pura, durante más de 12 horas, con el fin de lograr la separación de la sección delgada doblemente pulida del porta muestra.

Microscopía de luz transmitida: El estudio mineralógico y petrográfico (Fases Minerales e Inclusiones Fluidas) de las secciones delgadas y delgadas doblemente pulida se llevo a cabo en un microscopio binocular de luz transmitida marca NIKON, modelo Labophot-pol del laboratorio de Petrografía de la Escuela de Geología, así como un microscopio triocular de luz transmitida del Laboratorio de Petrografía del Grupo de investigación en Mineralogía, Petrografía y Geoquímica "MINPETGEO", en la sede de la Universidad Industrial de Santander en Guatiguará (Piedecuesta).

Microtermometría: Las mediciones microtermométricas se realizaron en una platina de enfriamiento - calentamiento (con un rango de temperaturas entre - 170°C y +450°C), tipo THMS 600 marca LINKAM, del Laboratorio de Microtermometría del Grupo de investigación en Mineralogía, Petrografía y Geoquímica "MINPETGEO", en la sede de la Universidad Industrial de Santander en Guatiguará (Piedecuesta).

El equipo de microtermometría se calibro con patrones de IF sintéticas suministradas por SYN FLINC, Inc., y se utilizaron algunos líquidos orgánicos con propiedades fisicoquímicas definidas, lo cual se describe en la Tabla 1.

Para la interpretación de datos microtermométricos se calcularon las propiedades composicionales de las IF mediante la utilización de los programas

Bulk e Isoc, software desarrollado por el profesor Ronald J. Bakker del Instituto of Ciencias Geológicas de la Universidad de Leoben (Austria).

La proyección de las isocoras es descrita con más detalle en el Apartado 10 (Proyección de isocoras), lo cual se realizó a partir de los datos obtenidos por los programas anteriormente mencionados.

Tabla 1. Propiedades fisicoquímicas de los patrones para la calibración del equipo Microtermométrico. Te = Temperatura eutéctica; Th = Temperatura de homogenización.

COMPOSICIÓN DEL PATRÓN	Te (°C)	Th (°C)
75% mole H ₂ O + 25% mole CO ₂	-56,6	31.3
H ₂ O + NaCl composición eutéctica (23.2 % en peso de NaCl)	-21,2	-
H ₂ O + KCl composición eutéctica (19.6 % en peso de KCl)	-10,7	-
Tolueno	-95	-
Clorobenceno	-45.6	-
H ₂ O	0,0	374,1

Fuente. (Syn flinc, Inc).

4. ANTECEDENTES

En otros lugares del mundo se han desarrollado trabajos de investigación en contextos muy similares a aquel dentro del cual se enmarca el área del presente estudio, relacionados con procesos metamórficos en presencia de venas hidrotermales. Las venas de cuarzo que contienen polimorfos de Al_2SiO_5 han sido reportadas en terrenos metamórficos regionales (e.g., Read, 1932; Yardley et al., 1980; Stout et al., 1986; Lang & Dunn, 1990; Nabelek, 1997; Whitney & Dilek, 2000; Widmer & Thompson, 2001; McLelland et al., 2002) y aureolas de contacto (Spear, 1982; Cesare, 1994; Okuyama-Kusunose, 1994; Larson & Sharp, 2003; Sepah et al., 2004).

La presencia de estas fases minerales nos brinda información acerca de las condiciones de presión y temperatura de formación de las venas hidrotermales, y posiblemente también de las condiciones de metamorfismo, la(s) fuente(s) de materiales que dieron origen a estas venas y sus mecanismos de formación.

A nivel local se han venido desarrollado estudios como parte de una línea de investigación en fluidos hidrotermales posibles generadores de yacimientos minerales por medio de inclusiones fluidas del grupo MINPETGEO, utilizando como herramienta de investigación las inclusiones fluidas presentes en fluidos hidrotermales (Calderón et al., 2004; Prada et al., 2004; Saavedra 2005) y específicamente en el Macizo de Santander región occidental (Ordóñez et al., 2001) y a nivel de diversos estudios de la mineralogía y petrografía relacionada con las venas hidrotermales específicamente en el Macizo de Santander se encuentran los trabajos de (Campos., 1998; Castellanos., 1999; García et al., 2000; Castellanos., 2001; Mantilla et al., 2001a; Mantilla et al., 2001b; Ríos., 2001; Ríos et al 2001; Mantilla et al., 2002; Mantilla et al., 2003; Ríos et al., 2003; Castellanos, 2004; Castellanos et al ., 2004; García et al., 2004; García et al., 2005; Ríos, 2005.)

Estos aspectos de la petrogénesis de venas hidrotermales y la cristalización de polimorfos de Al_2SiO_5 (andalusita, cianita y silimanita) son de gran interés debido a que suministran datos importantes con relación a las interacciones

fluido-roca durante los procesos de metamorfismo, magmatismo y deformación, así como información con relación a la influencia de los factores fisicoquímicos y cinéticos sobre la nucleación y el crecimiento de polimorfos de Al_2SiO_5 para determinar la asociación de estos aluminosilicatos con la roca encajante, estableciendo si su origen es hidrotermal o producto de segregación metamórfica.

Las rocas metapelíticas de la Formación Silgará en la región central del Macizo de Santander han sido afectadas por un metamorfismo de tipo Barrowiense, el cual ha ocurrido en condiciones de alta temperatura y media presión (García et al., 2005). Los polimorfos de Al_2SiO_5 , cianita, andalusita, y silimanita, son estables en un rango característico de presión y temperatura y suministran un medio útil para estimar las condiciones de metamorfismo registradas por estas rocas.

Diferentes combinaciones de dos polimorfos de Al_2SiO_5 han sido reportadas previamente por (García et al., 2005) en esquistos pelíticos y cuarcitas micáceas. La estaurolita comúnmente aparece al mismo grado que la cianita. En la zona de la estaurolita-cianita, en algunos casos los polimorfos de Al_2SiO_5 , cianita y andalusita, ocurren como porfidoblastos, los últimos generalmente exhiben un carácter poiquiloblástico a esqueletal. Estos autores igualmente mencionan que existe evidencia textural, la cual indica la formación de cianita después de andalusita. La silimanita aparece por primera vez como agregados de fibrolita después de cianita, en moscovita adyacente al granate, reemplazando biotita o granate, y algunas veces penetrando granos de cuarzo. La reacción estaurolita + moscovita + cuarzo podría producir la primera aparición de la silimanita, así como también la desaparición de la estaurolita del sistema químico.

La cianita con frecuencia crece como cristales tabulares elongados de color azul liláceo en el contacto entre las venas de cuarzo y rocas pelíticas de la Formación Silgará. La ocurrencia de cianita en las venas de cuarzo ha sido igualmente reportada en otros terrenos metamórficos y es de gran ayuda para detectar la isograda de la cianita. La cianita también ocurre dentro de las venas

de cuarzo o como granos milimétricos diseminados dentro de las rocas pelíticas de la Formación Silgará.

No obstante, en estudios anteriores realizados en esta región del Macizo de Santander no se ha realizado un control exhaustivo con relación a los casos en donde las venas de cuarzo y la roca encajante contienen cianita, siendo igualmente necesario establecer si algunas de las venas se formaron en condiciones de P-T similares a las de la roca encajante y si la formación de las venas ha involucrado una interacción química y física con la roca encajante, es decir si existió transporte de componentes de la roca encajante a la vena o incorporación mecánica de fases minerales de la roca encajante en la vena. En los casos opuestos quizás sería más difícil de interpretar ya que la presencia de diferentes polimorfos en la vena con relación a la roca encajante no necesariamente implica la falta de una interacción vena - roca encajante durante la cristalización de la vena ni una fuente completamente externa de materiales formadores de vena. La variación de la mineralogía vena vs. roca encajante podría indicar que diferentes factores cinéticos o químicos afectaron un ambiente de una manera distinta con relación al otro, tales como la variación de la abundancia de fluido o la naturaleza de la deformación.

En estudios recientes (e.g., Campos, 1998; García & Ríos, 1999; Castellanos., 2001; Castellanos, 2004; Castellanos et al. , 2004; García et al., 2004; García et al., 2005), se han examinado las paragénesis minerales, las reacciones metamórficas y las condiciones de P-T de las rocas metamórficas en la región central del Macizo de Santander. El metamorfismo ha ocurrido bajo condiciones de alta temperatura y media-presión (metamorfismo tipo Barrowiense), y se han desarrollado tres zonas metamórficas: estaurolita-cianita, silimanita y migmatita. Aquí enfocamos nuestra atención sobre el significado de la cianita en la región central del Macizo de Santander.

Todos los polimorfos de Al_2SiO_5 con frecuencia pueden observarse en una localidad dada, como se reporta aquí, aunque no necesariamente significa que el metamorfismo de las rocas donde ocurren estos aluminosilicatos haya ocurrido bajo condiciones cercanas al punto triple de los aluminosilicatos. El granate y la estaurolita coexisten con estos polimorfos en el área de estudio.

Los polimorfos pueden encontrarse solos, dos de ellos (andalusita y cianita o cianita y silimanita) y excepcionalmente los tres.

No obstante, sobre las características de la fase acuosa, ya sea aquella presente durante las reacciones minerales más importantes o aquella presente durante las etapas más tardías de la evolución tectono-termal de la Formación Silgará, no se dispone de ninguna información.

Por esta razón, a la luz de la bibliografía actualmente disponible, existen escasos trabajos de referencia con relación a la historia hidrotermal en contextos metamórficos como el Macizo de Santander.

5. MARCO GEOLOGICO REGIONAL

El Macizo de Santander forma parte de la Cordillera Oriental de los Andes colombianos, y está situado en donde esta cordillera cambia de rumbo de Noreste a Norte dividiéndose en dos ramales, la Serranía de Perijá de dirección NE-SW y la Cordillera de Mérida en Venezuela de dirección ENE-WSW. El basamento metamórfico del Macizo de Santander esta constituido por tres unidades litoestratigráficas en orden ascendente de nivel tectono-estratigráfico: Complejo Neis de Bucaramanga, Formación Silgará, y Ortoneis, las cuales son cortadas por cuerpos intrusivos principalmente de edad Paleozoica a Jurásica (e.g., Goldsmith et al., 1971). Sin embargo, algunos intrusivos, principalmente diques, son de edad Cretácea.

Según Ward et al., (1973), el Complejo Neis de Bucaramanga de edad Precámbrica, es la unidad mas antigua en el Macizo de Santander, y consiste de paraneis pelítico, semipelítico y arenáceo, esquistos y cantidades subordinadas de neis calcáreo, mármol, neis hornbléndico y anfibolita los cuales han alcanzado un alto grado de metamorfismo, localmente se presenta migmatita.

Con una edad Precámbrico superior a Ordovícico suprayaciendo esta unidad se encuentra la Formación Silgará, la cual esta constituida por una secuencia de rocas clásticas metamorfoseadas, típicamente delgada y cíclicamente estratificada, la cual consta de pizarras, filita, metalimolita, metarenisca impura y metawaca guijarrosa con pequeña cantidad de pizarra y filita calcárea. El contacto con el Complejo Neis de Bucaramanga no ha sido bien determinada pero al parecer la Formación Silgará suprayace inconformemente las rocas metamórficas mas antiguas del macizo.

El Ortoneis con una edad posiblemente del Ordovícico al Devónico inferior, el cual alcanzo un metamorfismo de grado medio a alto; composicionalmente cambia desde granítica a tonalítica, con cantidades menores de neis hornbléndico y anfibolita.

La Formación Floresta del Devónico Inferior se encuentran unos estratos fosilíferos los cuales suprayacen discordantemente las rocas de edad Predevónico. Sedimentos clásticos a calcáreos del Carbonífero y Pérmico

suprayacen inconformemente esta unidad. Debido a eventos erosivos pre-Cretáceos, estas secuencias Paleozoicas ocurren en forma restringida.

Goldsmith et al. (1971) reportan edades K-Ar y Rb-Sr indicando un evento magmático Paleozoico (350-465 Ma) en el Macizo de Santander, el cual sin embargo es poco conocido. Un extenso magmatismo calco-alcalino ocurrió después del evento orogénico del Paleozoico tardío y su edad ha sido establecida como Triásico-Jurásico en varios estudios (e.g., Goldsmith et al., 1971; Dörr et al., 1995). Las edades para los plutones y stocks individuales como lo reportan los autores arriba mencionados varían de 176 a 210 Ma. Estas rocas plutónicas fueron denominadas por Ward et al., (1973) como Grupo Plutónico de Santander (GPS). La actividad magmática del Cretáceo temprano esta representada en el macizo por diques de composición riolítica y textura porfírica (Goldsmith et al., 1971), y posiblemente por diques de diabasa.

Sedimentos post-Paleozoicos, los cuales suprayacen sedimentos marinos del Paleozoico Superior, incluyen las formaciones Bocas, Jordán y Girón.

Rocas sedimentarias de edad Cretácica afloran alrededor del Macizo de Santander, siendo preservadas como relictos erosionales.

6. GEOLOGIA DEL AREA DE ESTUDIO

El área de interés forma parte de la franja central del Macizo de Santander, la cual se extiende desde Berlín hacia el Norte, y desde California hasta la Falla de Mutiscua. Dentro de los estudios de geología y la evolución del Macizo de Santander han sido realizados inicialmente por Julivert (1958, 1959, y 1961) y posteriormente descritos por Ward et al. (1973). Quien realiza los primeros estudios del macizo.

Para dichos estudios se han utilizado la geología estructural, datos paleontológicos y la geología isotópica.

El basamento del Macizo de Santander esta sobre puesto de manera inconforme por rocas no metamorfoseadas de la Formación Floresta. A esta unidad se sobreponen de manera inconforme sedimentos Carboníferos y Pérmicos de clásticos a calcáreos sobre esta unidad. Sin embargo, debido a eventos erosivos pre-Cretácicos, la ocurrencia de estas secuencia es restringida (García et al., 2005). La geología regional del área esta conformada por un complejo de rocas metamórficas pre-Devónicas de las cuales afloran a) la Formación Silgará (FS): Secuencia metamórfica de grado medio a alto conformada por esquistos pelíticos con intercalaciones de mármoles, cuarcitas y rocas cuarzo feldespáticas ubicadas hacia el Oeste de la Falla de Mutiscua. De base a techo disminuye en forma transicional el contenido de cuarcitas, aumentando el de esquistos pelíticos. b) Ortoneis (O): Rocas plutónicas metamorfoseadas de composición que varía entre granito y tonalita. Esta forma parte de una secuencia metamórfica de grado medio a alto conformada principalmente de neis cuarzo-feldespáticos y biotíticos de edades entre Precámbrico y Ordovícico a Devoniano inferior.

El contacto entre la Formación Silgará y el Ortoneis es intrusivo, el cual se evidencia por el emplazamiento de masas de ortoneis (García et al., 2005). Rocas ígneas Mesozoicas de tipo intrusivo, del Triásico al Cretácico (e.g. Goldsmith, 1971), flanqueado por rocas sedimentarias Mesozoicas de la formaciones Tiburón, Bocas, Jordán y Girón. Finalmente los depósitos fluvio-glaciares de edad Cuaternaria se distribuyen en los valles de las principales corrientes superficiales de la zona de estudio, los cuales están

constituidos por morrenas laterales y terminales, algunas de estas presentan un buen estado de preservación mientras que otras han sido afectadas por eventos fluvioglaciares y de evolución de laderas.

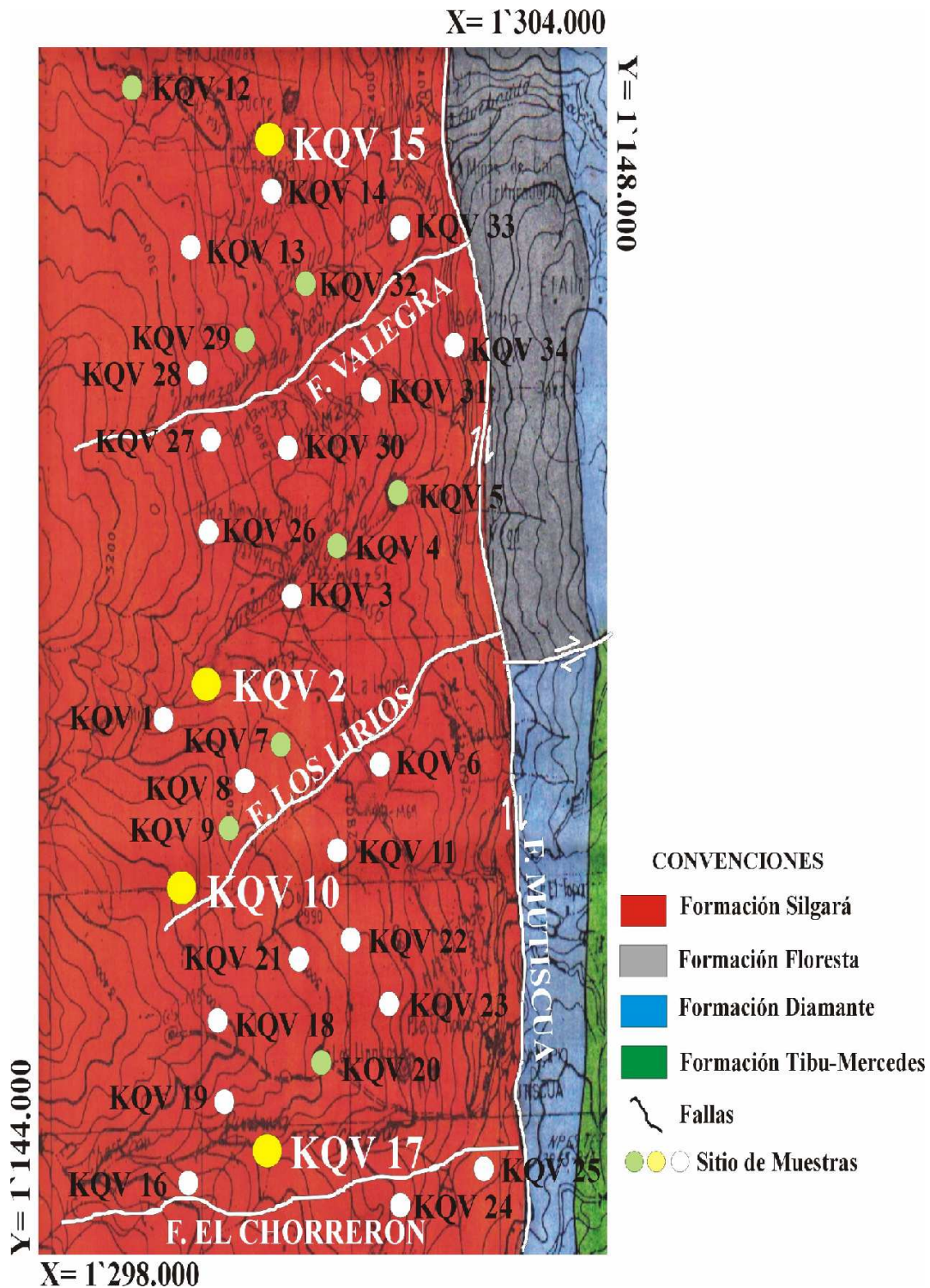


Figura 2. Mapa geológico estructural del área, donde se indica los sitios de muestreo.

6.1. ESTRATIGRAFIA

6.1.1. Formación Silgará.

Unidad formada por dos franjas de dirección Norte - Sur, las cuales se prolongan fuera del área de estudio y se encuentran separadas entre sí por la unidad de Ortoneis; la franja Oriental se encuentra limitada al Oeste por el Ortoneis en contacto ondulado o irregular y hacia el Este por la falla de Mutiscua que la pone en contacto con Formaciones de tipo sedimentario con edades de Paleozoico tardío, Mesozoicas a Cenozoicas (Campos, 1998).

Hacia la base de esta Formación se encuentra una secuencia de cuarcitas, intercalaciones de esquistos de menor proporción, que forma un escarpe pronunciado. La más obvia estructura en estas rocas es una dominante esquistosidad o slaty cleavage, el cual puede ser desarrollado al mismo tiempo que la primera generación de pliegues y cabalgamientos o sobreponiendo arriba antiguas estructuras. (García et al., 2005). De base a techo esta secuencia consta de cuarcitas de color blanco a crema claro, de estructuras masivas a esquistocidad grosera, compuestas principalmente de cuarzo, moscovita y granate. Ascendiendo estratigráficamente, los niveles de cuarcita se encuentran intercalados con niveles delgados de esquisto con grafito y esquisto con moscovita, biotita, granate y estaurolita en porfidoblastos que alcanzan hasta 3 cm. de largo. Suprayaciendo esta secuencia, las cuarcitas son de color gris claro a crema claro, con estructura ojosa o esquistocidad grosera, en niveles de hasta 10 metros de espesor y compuestas principalmente de cuarzo, moscovita, plagioclasa y granate; macroscópicamente se pueden observar un ligero aumento en el tamaño y contenido del granate y el cuarzo forma lentes de hasta 10 cm. de longitud concordantes con la dirección de foliación. Siguiendo hacia el techo de la unidad, los niveles de cuarcita vuelven a ser de menor potencia, variando entre 30 cm. y 3 metros, con esquistocidad grosera y compuestos principalmente de cuarzo, plagioclasa la cual puede estar algo sericitizada y ocasionalmente con algo de horblenda aquí se observan intercalaciones de esquistos con cuarzo,

moscovita y biotita como minerales principales y estaurolita, granate, cianita y silimanita de segundo orden o como accesorios.

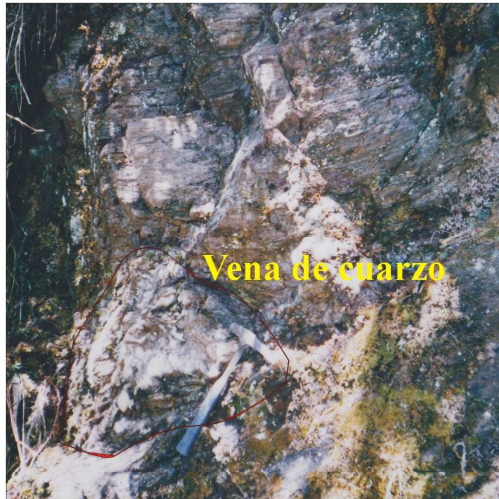
Continuando hacia el techo, transicionalmente va disminuyendo el contenido de cuarcitas y aumenta el contenido de esquistos siendo esta última la variedad litológica dominante, conteniendo además intercalaciones de mármol.

Los esquistos son rocas de color gris a gris verdoso, con tonalidades pardo rojizas a pardo amarillentas por la meteorización, presentan una estructura esquistosa bien desarrollada o slaty cleavage, están compuestas principalmente por cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita y estaurolita y granate en cantidades variables así como silimanita en algunas ocasiones.

Las intercalaciones de cuarcitas se presentan como bandas de poco espesor, de color gris verdoso, con estructura bandeada o slaty cleavage grosero, compuestas principalmente de cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasa y granate. El mármol se encuentra intercalado, con esquistos de color gris verdoso y ocasionalmente con niveles de cuarcita; son de color gris, rosado o blanco, compuestos principalmente de calcita, con cuarzo, epidota, zoicita y ocasionalmente piritita y calcopiritita como accesorios.

Los afloramientos de mármol más representativos se localizan en la mina de la vereda Sucre y en la intersección de la quebrada Valegra con la carretera que conduce de Mutiscua a las Tiendas. Este se presenta como niveles que varían desde 50 cm a 5 metros de espesor, presentándose en algunas veces secuencias de aproximadamente 20 m de potencia, como en la esquina Nororiental del área en cercanías del sitio las Adjuntas. Ocasionalmente el mármol se puede encontrar como lentes concordantes con la dirección de foliación de las rocas encajantes, además aunque este por lo general tiene un color definido a veces puede presentar una variación en el color con las tonalidades anteriormente mencionadas.

En algunos sectores, algunos cuerpos pegmatíticos de afinidad granítica, se encuentran emplazados ya sea en forma concordante o discordante con la dirección de la foliación; además suele estar atravesada por venas de cuarzo lechoso generalmente concordantes con la foliación y con un espesor que varía entre 5 cm y 25 cm.



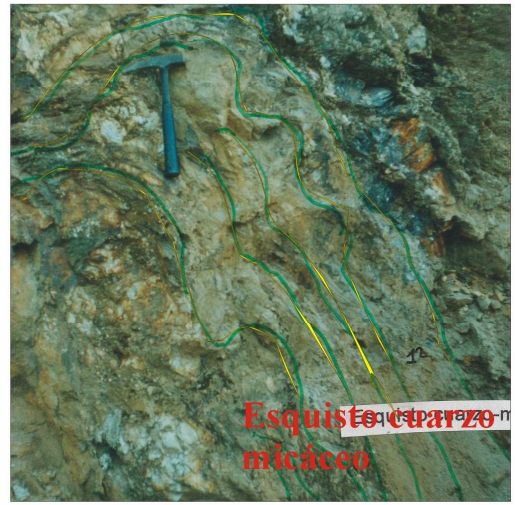
A.



B.



C.



D.

Figura 3. Ocurrencia en campo de rocas metapelíticas de la Formación Silgará. A) Esquisto moscovítico, en la base se observa una vena de cuarzo diaclasado de 30cm. de espesor asociado a grandes cristales de cianita. B) Afloramiento en el cual la vena pegmatítica aparece y se encuentra concordante con el esquisto cuarzo micáceo. C) Se observan esquistos cuarzo micáceos, alterados hacia la base y replegamientos de bandas biotíticas hacia el techo del afloramiento paralelos a la esquistosidad regional S_2 . D) Se observa un replegamiento importante en el esquisto cuarzo micáceo hacia el techo donde se visualizan las cuarcitas. En los esquistos a se observan porfidoblástos de andalucita. (Flecha azul).

6.1.2. Ortoneis.

Se presenta como una franja que atraviesa el área en dirección Norte - Sur, esta se encuentra limitada por las dos franjas de la Formación Silgará, hacia la margen Oriental en contacto irregular u ondulado y hacia el margen Occidental en contacto fallado por medio de la falla de Ventanas; siguiendo el límite Occidental de la zona, se encuentran dos cuerpos de menores dimensiones los cuales están en contacto irregular o en contacto fallado con la Formación Silgará y hacen parte de un cuerpo de mayor tamaño que se prolonga fuera del área de estudio; hacia el límite noroccidental hay una pequeña cuña que se encuentra limitada hacia el Este por la falla de Peñoncito que la pone en contacto fallado con la Formación Silgará y hacia su margen Oeste en contacto irregular con la Formación Silgará. Los mejores afloramientos se encuentran a lo largo de la vía que conduce de Mutiscua a Suaque a partir de la quebrada la Isadora, por el camino de herradura que lleva de Suaque a los Salados aunque en este trayecto se encuentra muy meteorizado, al Norte de la vía que conduce de Bucaramanga a Pamplona en los alrededores de la reforma, en cercanías del pico de Relumbrante y hacia el noroccidente del Morro Ventanas. La unidad corresponde a un neis cuarzo feldespático, generalmente con alto grado de meteorización, de color blanco, gris claro o blanco ligeramente amarillento, con estructura néisica y ocasionalmente ojosa o masiva.

Comúnmente el neis cuarzo feldespático presenta lentes o bandas de neis biotítico hornblendico concordantes con la dirección general de foliación y además pueden presentar un contacto neto o irregular con el neis cuarzo feldespático encajante.

Algunos afloramientos de esta variedad se localizan en cercanías de la quebrada Hoya Oscura al Noroeste del área de estudio, en cercanías del pico de relumbrante, en la carretera de Mutiscua a Suaque a unos 500 metros de la quebrada la Isadora y al noroccidente de Morro Ventanas aunque fuera del área de estudio.

Localmente esta unidad se encuentra cortada por diques y venas pegmatíticas y venas de cuarzo lechoso que pueden ser concordantes o discordantes con la dirección de foliación; cabe resaltar que en la quebrada Potreritos, ocasionalmente se encuentran grandes bloques rodados de rocas néisicas cuarzo feldespáticas con venas de pegmatita concordantes con la dirección de la foliación.

6.1.3. Pegmatitas.

Este tipo de rocas se encuentra emplazado en las unidades metamórficas que afloran en numerosos afloramientos de menores dimensiones dispersos por toda el área.

En general, las pegmatitas se encuentran como diques o venas concordantes o discordantes con la dirección de la foliación (Figura 3) tanto en la Formación Silgará como en el Ortoneis; son rocas de afinidad granítica, de color blanco a blanco amarillento, holocristalinas, faneríticas;

Las pegmatitas tienen en general estructura masiva; localmente pueden presentar variación en el tamaño de grano y en algunos casos este disminuye hacia el contacto con la roca encajante el cual es de carácter irregular. Ocasionalmente los cuerpos de mayores dimensiones forman apófisis con terminaciones redondeadas que se proyectan hacia la roca encajante sin orientación preferencial. (Campos, N. 1998).

6.1.4. Formación Floresta.

Geográficamente se localiza en la esquina Nororiental de la zona de estudio, en contacto fallado con la Formación Silgará a lo largo de la falla de Mutiscua. Esta unidad esta conformada por una secuencia de calizas fosilíferas micríticas con menores intercalaciones de areniscas cuarzosas blancas de grano fino y niveles de shales; donde las calizas y las areniscas están algo recristalizadas.

6.1.5. Formación Diamante.

Subrayase la Formación Floresta en contacto discordante. Ubicada al Oriente de la falla de Mutiscua, conformada principalmente de limolitas y arcillolitas de color oscuro a gris púrpura de dureza variable. En esta región algunas areniscas son feldespáticas o micáceas con intercalaciones de calizas algo recristalizadas en algunos niveles hacia la falla de Mutiscua.

6.1.6. Formación Tibú-Mercedes.

Ubicada al Oriente del área de estudio. Compuesta de caliza, arenisca y shales calcáreo micáceo con pocas intercalaciones de arenisca blanca amarillenta micácea de baja dureza. El contacto entre los shales de esta formación y de las areniscas de la Formación Aguardiente esta bien definido.

6.1.7. Formación Aguardiente.

Subyace a la Formación Mercedes. Compuesta de arenisca blanca amarillenta a gris amarillenta de grano fino a medio, feldespática, micácea y glauconítica; con intercalaciones de shales negro quebradizo a fícil, micáceo.

6.1.8. Depósitos aluviales.

Los depósitos aluviales son escasos y están restringidos a las márgenes de los drenajes principales. El principal es el encontrado en las márgenes del Río La Plata al Norte de Mutiscua y esta compuesto por bloques y cantos de rocas metamórficas sedimentarias y pegmatíticas, de forma subdredondeada y dispuestos en una matriz areno lodosa.

6.2. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Las características estructurales del área de estudio se definen básicamente por la foliación de las unidades metamórficas y las fallas presentes como resultado de los eventos tectónicos que afectaron las unidades en mención.

Las fallas de la región central del Macizo de Santander presentan una distribución y orientación estrechamente relacionada con el sistema de fallas principales que surgieron como producto del levantamiento del Macizo de Santander (Figura 2). En su caracterización se tuvo en cuenta criterios litológicos estructurales, geomorfológicos y fotogeológicos.

Las fallas mayores y más próximas a la zona del presente estudio, se localizan hacia el lado Oriental de la falla de Bucaramanga, en la parte centro Oriental del macizo y en general tienen un rumbo Nor - noreste .

La Falla de Mutiscua, accidente tectónico más importante del área, se extiende desde la parte Norte de la zona de estudio, pasando cerca del municipio de Mutiscua y continúa hacia el Sur a lo largo del Río La Plata terminando al noroeste de Silos. Esta estructura geológica presenta una dirección general N-S y corre aproximadamente paralela y nos representa el límite Oriental de la región central del Macizo de Santander para este estudio. El trazo de la falla se evidencia por cambios bruscos en la dirección de la foliación (con rumbo fluctuante entre E-W), en el bloque Occidental así como un evidente lineamiento del Río La Plata. En la parte Occidental se observa una litología más antigua que la vista en la parte Oriental de la misma formación, un intenso fracturamiento, y el avistamiento de litologías de la Formación Silgará hacia el Oeste y de la Formación Floresta hacia el Este además de la presencia de brechas de falla a ambos lados de la misma.

Con base en estos criterios se puede definir que el movimiento de esta falla es inverso; hacia el Sur a lo largo del Río de La Plata se encuentra cortando la Formación Silgará. La falla de La Laguna, se extiende desde el Oriente de Mutiscua hacia el Sur hasta el Municipio de la Laguna donde termina. Tiene una dirección aproximada N 20°E y se localiza hacia la esquina suroriental del área de estudio. Su evidencia principal se basa en criterios fotogeológicos y en el enfrentamiento de litologías de edad más antigua en el bloque Occidental y litologías mas recientes en el bloque Oriental observadas en la fase de campo. Con base en estas evidencias se puede clasificar como una falla del tipo inverso, satélite de la falla de Mutiscua.

Las fallas descritas brevemente a continuación no alcanzan a estar dentro de los límites de la zona de estudio pero es importante tenerlas en cuenta para lograr una idea más global del contexto tectono-estructural y estratigráfico de las rocas en estudio.

Falla de Morro Negro, hacia el Norte tiene, en general un rumbo Norte - Sur, pero en los alrededores de Mutiscua cambia su rumbo repentinamente siguiendo hacia el Sureste. Falla de Pamplona, tiene un rumbo Norte - Sur que varía hacia el Sur, y al Occidente de Pamplona y continua hasta interceptarse con la falla de Morro Negro; esto coloca en contacto las rocas de la Formación Silgará hacia el Oeste con el granito de Durania hacia el Este. Falla de Ventanas, esta falla tiene en general una dirección Norte - Sur y se evidencia principalmente hacia el Noroeste de la Reforma, por enfrentamiento de litologías de la Formación Silgará en el bloque Occidental y del Ortoneis en el bloque Oriental, generando cambios en la dirección de la foliación de las dos unidades e intenso diaclasamiento perpendicular a la dirección de la foliación. Teniendo en cuenta las evidencias encontradas en los alrededores de la Reforma se puede definir que el bloque Oriental se levanta ya que en este lado aflora un cuerpo cuyo protolito fue de origen más profundo (Ortoneis). Falla del Río Cucutilla que se localiza en la parte central del macizo, con una dirección Noreste, y se intercepta con la falla de Charta hacia el Sur. Falla del Río Charta, localizada en la parte central del macizo con rumbo general Noroeste a Oeste siendo su desplazamiento principal de rumbo sinistral con menor componente en la vertical.

En la zona centro-Oriental del área se encuentra una pequeña falla anastomosada a la de Mutiscua y que para el presente trabajo se llamó Falla de la quebrada Valegra con rumbo aproximado Este-Oeste por ser evidente el lineamiento con la quebrada del mismo nombre y por el fuerte escarpe de falla que se presenta hacia el bloque Norte.

7. OCURRENCIA EN CAMPO DE LAS VENAS DE CUARZO CON CIANITA

Las venas hidrotermales de cuarzo con cianita ocurren en las rocas metapelíticas (esquistos micáceos y cuarcitas moscovíticas) en la subfacie de la estaurolita-cianita de la Formación Silgará que afloran en la región central del Macizo de Santander. Estas venas varían de espesor desde pocos milímetros hasta 40 centímetros, pueden ser lateralmente continuas por centímetros hasta kilómetros. La mayoría de venas son conformadas principalmente de cuarzo (algunas de ellas con cianita), aunque también es común la ocurrencia de venas de calcita especialmente en niveles de mármol y rocas calcosilicatadas.

Las venas de cuarzo a escala de afloramiento se clasifican estructuralmente en dos grupos de familias; aquellas paralelas a la esquistocidad regional de la roca encajante S2; (nomenclatura utilizada en textos especializados p. Ej. Kornprobst, 1996); que denominaremos familia de venas tipo 1. Las venas de cuarzo que estructuralmente cortan a la esquistocidad regional S2 se clasifican como familia de venas tipo 2.

La ocurrencia de venas con cianita detectadas a nivel de campo específicamente fueron las venas de la familia tipo 1; paralelas a S2. No obstante en las venas de la familia tipo 2 es reportada la presencia de cianita por Castellanos (2004).

La familia de venas tipo 1 se orientan subparalelas a las isogradas y a las estructuras regionales siendo las orientaciones preferenciales de rumbo entre N15°E a N40°E a N35°W y con buzamientos entre 22°SE a 31°SE y 25°NE a 55°NE en promedio.

Estas venas se caracterizan por presentar estructuras de contextos dúctiles como plegamientos o estar preservadas como boundins. Estas venas a nivel de afloramiento se observan generalmente aisladas; algunas pueden seguirse por varios metros, mientras que las otras han sido boundinadas y son por tal motivo discontinuas. Estos rasgos estructurales se explican debido a eventos

tectónicos posteriores a la consolidación de las venas, prueba de ello es la presencia de estructuras de contextos frágiles representados por diaclasamiento, fracturamiento, plegamiento, la presencia de brechas de falla, dominios de cizallamiento en los esquistos además de la ocurrencia de la familia de venas tipo 2.

Las venas de la familia tipo 1 presentan espesores que varían entre 4 milímetros y 40 centímetros en contacto neto con la roca encajante básicamente entre el cuarzo y la cianita de la vena con los esquistos, igualmente en ocasiones las venas contienen moscovita o biotita hacia el contacto se observa un enriquecimiento de moscovita o biotita dependiendo de la matriz micácea presente en las rocas pelíticas. (Figura 4)

En la evolución metamórfica es probable que la clorita y la estaurolita hayan sido sustituidas por biotita. La clorita es relativamente rara en la zona de la estaurolita, excepto en una fase retrograda (García et al., 2005).

Es muy probable que la clorita y parcialmente la estaurolita sean consumidas produciendo una nueva generación de biotitas y la primera aparición de cianita por la reacción: estaurolita + clorita + moscovita = cianita + biotita + H₂O. (Según Spear, 1993) tomado de García et al., 2005. En algunos casos, este mineral parece haber nucleado hacia el contacto con la roca encajante, en donde la cianita ha crecido paralelo a las paredes de las venas.

La cianita está presente en venas de cuarzo en agregados de cristales de color azul claro ligeramente verdosos. Localmente, la secuencia metamórfica, marcada por la ocurrencia de reacciones químicas de deshidratación progradas, es interrumpida por la presencia de áreas de intensa circulación de fluidos caracterizadas por una alta densidad de venas de cuarzo, importancia modal de minerales hidratados, y metasomatismo potásico. La cianita es una fase mineral común en rocas metapelíticas fuertemente hidratadas.

Las venas de cuarzo con cianita que se encuentran en la Formación Silgará de la región central del Macizo de Santander se han clasificado en dos familias.

Para este trabajo se ha tenido en cuenta las venas paralelas a la esquistocidad; estas presentan espesores entre milímetros hasta de 40 centímetros. (Figura4).

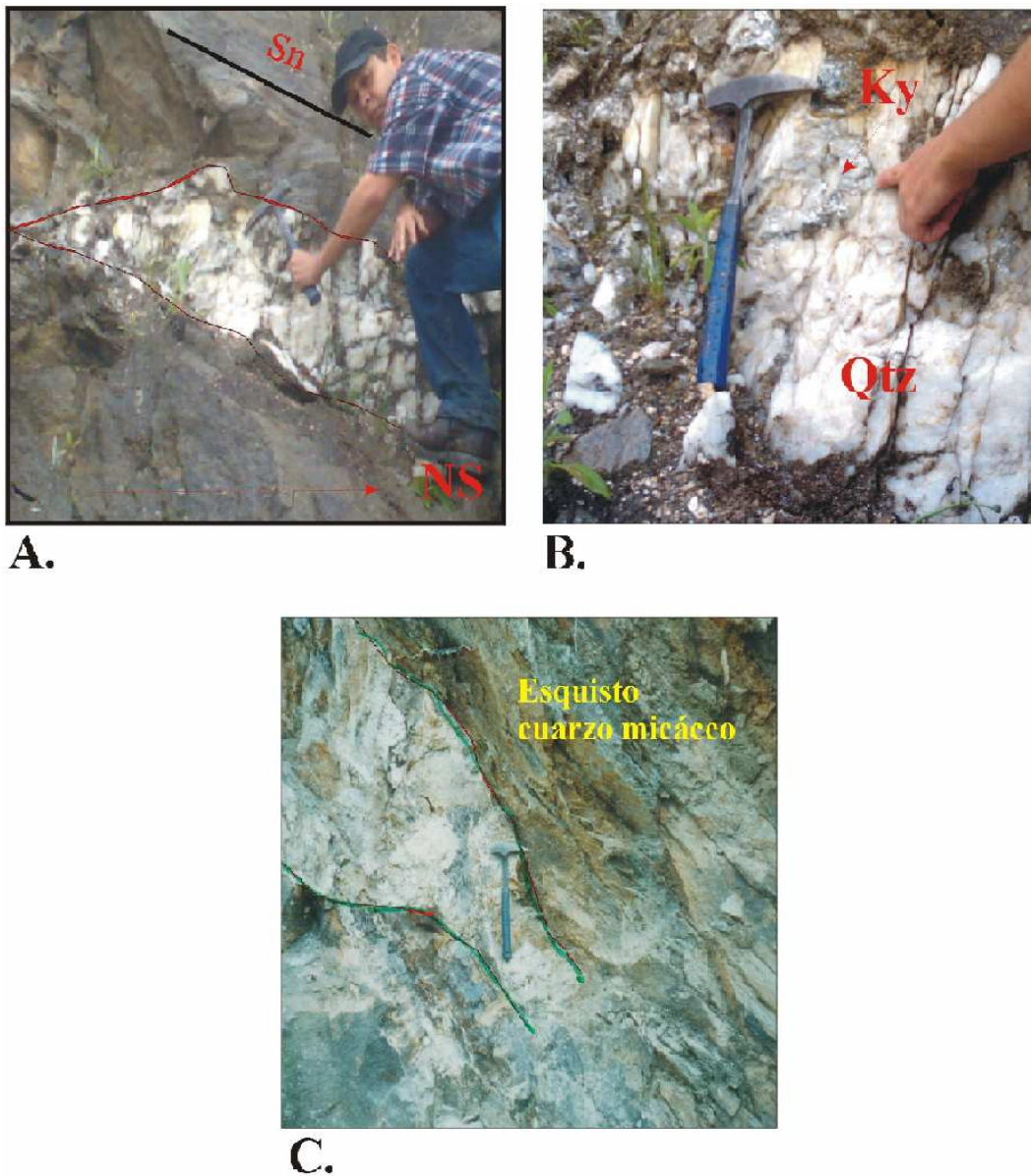


Figura 4. Ocurrencia en campo de venas hidrotermales. A) Dique pegmatítico bastante alterado en contacto con el esquisto cuarzo micáceo, paralelo a la esquistosidad regional S2. B) Afloramiento de esquistos moscovíticos mostrando la ocurrencia de una vena de cuarzo con cianita laminar de espesor de 40 cm paralela a la esquistosidad regional. C) Afloramiento en el cual se observa un dique pegmatítico bastante alterado en contacto con el esquisto cuarzo micáceo.

A continuación se hace una descripción mineralógica y petrográfica de la vena, de la roca encajante y del contacto entre ellas con el propósito de caracterizar

composicional y texturalmente el material de relleno de las venas hidrotermales.

La roca encajante es un esquisto metapelítico, los tres polimorfos de Al_2SiO_5 son minerales importantes en esquistos pelíticos y sirven como indicadores de presión y temperatura en rocas metamórficas (Tibor, 1984).

La roca encajante esta conformada principalmente por esquisto biotítico de color amarillo dorado a rojizo, compactación de media a baja, con su estructura esquistosa bien desarrollada y se observa claramente su exfoliación. En sus poros hasta de 2 mm. Se encuentra alojada Andalucita, también se observan granates de tamaños de 2 a 3mm de diámetro la presencia de cianita en la roca como tal no es evidente a nivel macroscópico, sin embargo la silimanita si ha sido reportada para los esquistos del Silgará del Macizo de Santander (Campos., 1998; Castellanos., 2001; Ríos et al 2001; Castellanos, 2004; García et al 2005).

Existe una presencia importante de granates de distintos tamaños que van desde 2mm hasta 2cm. de forma subidioblástica de color rojizo a negro orientados según los planos de la esquistocidad regional S_n y distribuidos de forma relativamente aleatoria en los esquistos que fueron observados en los afloramientos; algunos de ellos presentan deformación rotacional al igual de estaurolita porfidoblástica, heteroblástica que se encuentra asociada a la biotita y al cuarzo en contacto neto. La roca encajante presenta un diaclasamiento importante asociado a movimientos posteriores a la formación de las rocas metapelíticas la cual se evidencia por un relleno de fluido hidrotermal que corta la esquistocidad regional S_n y el cual tiene un rumbo $N75^\circ E$ y buzamiento $35^\circ SE$.

La presencia de granate y estaurolita en rocas de grado bajo a medio se puede interpretar como evidencia que la Formación Silgará metamorfoseo a presiones altas. La paragénesis general de la Formación Silgará sugiere una historia metamórfica compleja; la andalucita, estaurolita y el granate se establecen en el plano de exfoliación del esquisto y dichos minerales (Figura 5).

La reacción estaurolita + granate + biotita + moscovita + cuarzo produce silimanita y/o cianita desapareciendo la estaurolita. + H₂O (Miyashiro, 1994)

La cianita se presenta de forma laminar de color azul-verdoso y aparece en cristales de tamaños milimétricos en la roca encajante aumentado de tamaño hacia el contacto con la vena de cuarzo con cianita..

Las venas de cuarzo paralelas a la esquistocidad de los esquistos de la Formación Silgará y que intruyen al mismo presentan espesores desde milímetros hasta 40 centímetros. Un rasgo importante a resaltar es un alto nivel de fracturamiento en dirección paralela al diaclasamiento con rumbo N75°E. Lo que permite corroborar que las venas hidrotermales perpendiculares a la esquistocidad forman parte de un evento tectónico posterior.

La vena mineralógicamente esta conformada básicamente por: cuarzo 90% de textura masiva con cristales heteroblásticos subhedrales de hasta 5mm de color blanco lechoso muy compacto y fractura concoidea, cianita 9% de textura fibrosa con habito laminar, de color azul a violeta, su presencia en la vena es heterogénea observándose mayormente hacia el contacto de la vena con la roca encajante. El contacto esta conformado por esquistos biotítico en ocasiones muy alterado de color ocre, en algunas ocasiones con moscovita y porfidoblastos de estaurolita de aproximadamente 5mm de largo y con cianita porfidoblástica de color azul claro a intenso con exfoliación perfecta y brillo perlado en contacto neto con el cuarzo. (Figura 5).

Minerales Opacos 1% individuos subidiomorfos a idiomorfos de habito tabular asociados a la biotita y como inclusiones en los porfidoblastos de estaurolita posiblemente de hierro en mayor proporción lo cual es evidenciada por los óxidos de color rojizo; en algunas ocasiones presenta intercalaciones de bandas difusas de anfíboles y plagioclasas.

Para la Formación Silgará en la región central del Macizo de Santander se ha determinado a partir de su mineralogía que se encuentra entre las facies metamórficas de esquistos verdes y anfibolita; específicamente en el área del

presente estudio en la subfacie estaurolita-cianita (Castellanos., 2001; Ríos et al 2001; Castellanos, 2004; Castellanos et al., 2004; García et al 2004; García et al 2005).

La relación entre la vena y la roca encajante y su mineralogía nos presenta andalucita de bajo grado, a cianita que nos determina un incremento en la presión como en la temperatura siendo la paragénesis mas común cuarzo + moscovita + granate + estaurolita + biotita de la facie esquistos verdes y subfacie estaurolita-cianita.

8. MINERALOGIA Y PETROGRAFIA

El estudio petrográfico se dividió en dos fases. La primera fase se refiere a la petrografía macroscópica realizada a partir de una descripción general de 34 muestras de mano recolectadas en el área de estudio, de las cuales 12 fueron seleccionadas para realizar el análisis mineralógico y petrográfico a escalas microscópicas. La segunda fase incluyó la selección de 5 de las muestras para la descripción mineralógica de secciones delgadas convencionales antes de ser reducidas, doblemente pulidas, y adecuadas para su posterior análisis petrográfico y microtermométrico de IF (Tabla 2).

Para el estudio de las muestras analizadas creamos una nueva nomenclatura diferente a la utilizada en los trabajos de campo realizados por la Escuela de Geología con el fin de mejorar la eficiencia en el manejo de las muestras, así como de la información correspondiente a las mismas. Las muestras se identificaron con el prefijo KQV, que significa venas de cuarzo con cianita, seguido de un número consecutivo del 1 al 34.

El catalogo de muestras corresponde a un total de 34 muestras de mano cuya característica principal es que fueran venas en lo posible con material de la roca encajante.

Por su cantidad y diversidad para el estudio microscópico en este trabajo describimos 5 muestras de las cuales KQV10 y KQV15 (Tabla 2), son las muestras de vena y roca encajante que se utilizaron para la descripción de la petrografía microscópica descrita a continuación.

A nivel petrográfico la Formación Silgará (roca encajante) es una secuencia metamórfica caracterizada por esquistos pelíticos que muestran un buen desarrollo de esquistocidad o slaty cleavage (García et al ., 2005). Sus constituyentes principales son moscovita, biotita, cuarzo y plagioclasa como minerales principales. En algunos casos la estauroлита puede ocurrir como mineral principal pero en la mayoría de las veces es un mineral accesorio. El granate, los minerales opacos son minerales menores; la cianita, el grafito, el apatito y la andalucita son minerales accesorios. La cianita y la andalucita en

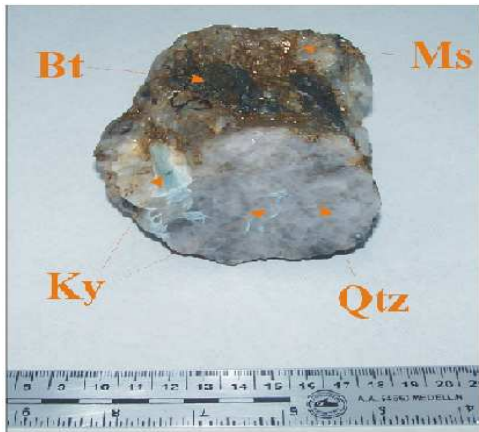
ocasiones en que las rocas metapelíticas se encuentran intruidas por venas hidrotermales de cuarzo alcanzan un mayor porcentaje de ocurrencia principalmente hacia el contacto entre la roca encajante y el intrusivo de cuarzo alcanzan un mayor porcentaje de ocurrencia como porfidoblastos en laminas intercaladas concordantes con la foliación de la roca.

Algunos de estos porfidoblastos muestran deformación y a nivel microscópico de observan microestructuras propias de eventos geodinámicos contemporáneos o posteriores a la formación de los minerales.

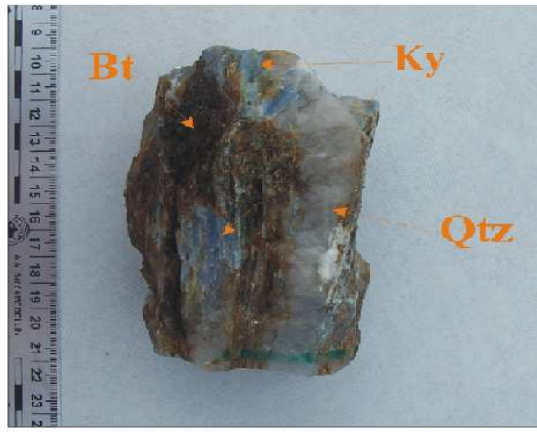
Tabla 2. Catalogo de muestras de venas de cuarzo con o sin cianita en la región central del Macizo de Santander.

NOMENCLATURA DE CAMPO	CONSTITUYENTES PRINCIPALES DE LAS MUESTRAS MACROSCOPICAS	NOMENCLATURA TESIS	COORDENADAS X/Y
C2G6Δ10M11 (2003-1)	VENA CON CIANITA	KQV1	
C2G4Δ22M45 (2003-1)	VENA CON CIANITA	KQV2	1301230/1145720
C2G1Δ85M50 (2003-1)	VENA CON CIANITA	KQV 3	
C2G4Δ56M84 (2003-1)	VENA DE CUARZO CON CIANITA EN CONTACTO NETO CON ESQUISTO BIOTITICO	KQV 4	
C2G4Δ61M89 (2003-1)	VENA DE CUARZO CON CIANITA EN CONTACTO NETO CON ESQUISTO MOSCOVITICO	KQV 5	
C2G1Δ49M37 (2003-1)	VENA CON CIANITA	KQV 6	
C2G3Δ51M62 (2003-1)	VENA DE CUARZO CON CIANITA Y BIOTITA	KQV 7	
C2G4Δ17M34 (2003-1)	VENA CON CIANITA	KQV8	
C2G4Δ22M43 (2003-1)	VENA DE CUARZO CON CIANITA Y BIOTITA	KQV9	
C2G4Δ17M35 (2003-1)	VENA DE CUARZO CON CIANITA EN CONTACTO NETO CON ESQUISTO BIOTITICO	KQV10	1300880/1145170
C2G4Δ22M46 (2003-1)	VENA DE CUARZO	KQV11	
C2G3Δ54M64 (2003-1)	VENA DE CUARZO CON CIANITA EN CONTACTO CON ESQUISTO ANDALUCITICO	KQV12	
C2G2Δ80M2 (2003-1)	VENA DE CUARZO	KQV13	
C2G1Δ4M7 (2003-1)	VENA DE CUARZO	KQV14	
C2G2Δ12M26 (2003-1)	VENA DE CUARZO CON CIANITA EN CONTACTO NETO CON ESQUISTO BIOTITICO	KQV15	1304800/11143500
C2G1Δ115M77(2003-1)	VENA DE CUARZO	KQV16	
C2G5Δ9M23 (2003-1)	VENA CON CIANITA	KQV17	1299400/1146200
C2G1Δ49M38 (2003-1)	VENA CON CIANITA	KQV18	
C2G5Δ1M17 (2003-1)	VENA CON CIANITA	KQV19	
C2G1Δ4M7 (2003-1)	VENA DE CUARZO CON CIANITA EN CONTACTO NETO CON ESQUISTO	KQV20	

	GRANATIFERO		
C2G5Δ19M43 (2003-1)	VENA CON CIANITA	KQV21	
C2G5Δ14M8 (2003-1)	VENA CON CIANITA	KQV22	
C2G5Δ5M14 (2003-1)	VENA DE CUARZO	KQV23	
C2G5Δ6M11 (2003-1)	VENA DE CUARZO CON CIANITA EN CONTACTO NETO CON ESQUISTO MOSCOVITICO	KQV24	
C2G3Δ37M43 (2003-1)	VENA DE CUARZO	KQV25	
C2G3Δ76M93 (2003-1)	VENA DE CUARZO	KQV26	
C2G3Δ37M42 (2003-1)	VENA DE CUARZO	KQV27	
C2G3Δ176M93(2003-1)	VENA DE CUARZO	KQV28	
C2G3Δ86M10 (2003-1)	VENA DE CUARZO CON CIANITA EN CONTACTO NETO CON ESQUISTO BIOTITICO	KQV29	
C2G6Δ10M11 (2003-1)	VENA CON CIANITA	KQV30	
C2G3ΔM126 (2003-1)	VENA DE CUARZO	KQV31	
C2G4ΔM60 (2003-1)	VENA DE CUARZO CON CIANITA EN CONTACTO NETO CON ESQUISTO BIOTITICO	KQV32	
C2G4Δ6M9 (2003-1)	VENA DE CUARZO	KQV33	
C2G4Δ41M72 (2003-1)	VENA DE CUARZO	KQV34	
Las muestras en verde fueron las seleccionadas para la descripción macroscópica principal. Las muestras en amarillo fueron las utilizadas además para análisis de microscopía óptica y análisis de IF.			



A.



B.



C.



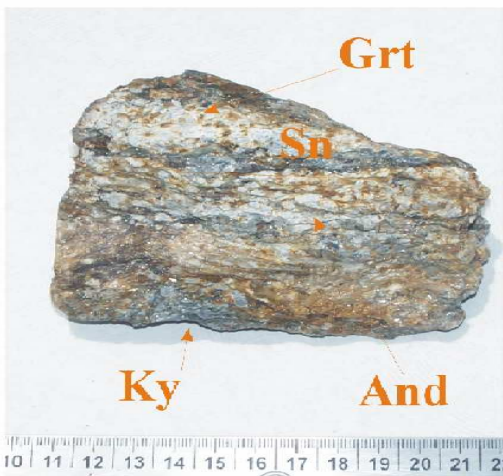
D.



E.



F.



G.



H.

Figura 5. Muestras de mano del esquistos metapelítico y venas con cianita de la zona de la estaurolita-cianita de la Formación Silgará, el cual corresponde a la roca encajante dentro de la cual ocurren las venas de cuarzo con cianita. A) Vena de cuarzo con cianita hojosa en contacto neto con esquistos biotítico; B) Vena de cuarzo con porfidoblastos de cianita en contacto con esquistos biotítico; C) Esquistos moscovítico en contacto neto con porfidoblastos de cianita, en donde se observa claramente la dirección de la esquistocidad; D) Vena de cuarzo lechoso donde se observa cianita de textura masiva dentro del cuarzo, en contacto neto con esquistos granatífero; E-F-G) Esquistos granatífero con presencia de andalucita porfidoblástica E; se observan porfidoblastos de granate G; se observa la disposición laminar de los granates y la andalucita en dirección de la esquistocidad y en contacto neto con la cianita; H) corte transversal de una muestra de cuarzo con cianita en contacto neto entre los minerales principales, para sección delgada.

8.1. PETROGRAFIA DE SECCIONES DELGADAS

A continuación se hace la descripción mineralógica de las características generales de las principales muestras estudiadas.

Descripción petrográfica de la roca encajante:

La roca encajante esta representada por esquistos pelíticos de la Formación Silgará los cuales presentan una estructura esquistosa bien definida con orientación preferencial de los constituyentes micáceos (biotita y moscovita). Las texturas que presentan básicamente son granolepidoblásticas y porfidoblásticas cuya matriz es principalmente granolepidoblástica.

Los esquistos de la Formación Silgará contienen evidencia de metamorfismo retrogrado que envuelven procesos de hidratación, incluyendo un reemplazamiento parcial del granate, biotita y estaurolita por clorita, estaurolita por mica blanca y plagioclasa y estaurolita por cericita. (Castellanos, 2003).

Minerales principales: cuarzo, moscovita, biotita, plagioclasa.

.

Minerales secundarios: cianita, estaurolita, andalucita, granate.

Minerales accesorios: minerales opacos clorita, cericita.

Cuarzo (15%)

Se presenta como granos subredondeados a subrectangulares cuanto se observa sobrecrecimiento durante una recristalización. De tamaños (menores a 4mm) de diámetro, algunos de estos presentan deformación hacia los bordes por estar en contacto con minerales de cianita, andalucita estaurolita y granate. Es común que la cuarzos se presento como agregados que siguen las alineaciones de la esquistocidad de la roca, de igual forma es lagunas muestras es observable un estiramiento propio de eventos de deformación comunes para los minerales de las rocas. (Figura 6 A', B', C'y D')

Moscovita (30%)

Agregados incoloros, hojosos de tamaño (0.2mm a 6mm en promedio) de longitud. Conformado por individuos homeoblásticos y subidioblásticos de hábito laminar, con bordes terminados en filos. Se presentan en contacto neto con las venas de cuarzo, cianita, andalucita y biotita de forma concordante con la dirección de la esquistocidad, tiene colores altos de birrefringencia. Presenta inclusiones de relictos de estaurólita, cuarzo y minerales opacos. En ocasiones se presenta deformación tomando la forma de los porfidoblastos de granate, estaurólita o la cianita a andalucita. (Figura 6 C')

Biotita (25%)

Individuos heteroblásticos a subideoblásticos, de tamaño (0.2mm a 6mm) de longitud. De forma astillosa y hábito laminar. Es concordante con la dirección de orientación de los cristales de moscovita y se encuentran en contacto neto con la cianita, su exfoliación basal perfecta paralela a los bordes más largos. Los cristales de biotita se observan alterados (cloritización de forma total o parcial) hacia los bordes preferencialmente provocando un ligero cambio en el pleocroismo (colores marrones oscuros a verdosos claros) pero no en la forma de los cristales. Presenta inclusiones de cuarzos, minerales opacos, andalucita y granates concordantes con la equistocidad de la roca y en contacto neto con la los cristales de biotita y moscovita. (Figura 6B)

Plagioclasa (7%)

Se presenta como individuos con textura xenoblástica a subidioblástica con tamaños variables (de 0.1mm a 2mm o porfidoblastos de 3mm a 4mm) usualmente concordantes con le esquistocidad de la roca. Algunas veces en estos minerales se observan estructuras de deformación como alargamientos o cristales rotados y muestras de seritización. Los de menor tamaño aparecen como inclusiones en granates básicamente o entre cristales de biotitas o moscovita El contacto con estos minerales y el cuarzo es neto generalmente.

Minerales secundarios:

Granate (4%)

Individuos idioblásticos a xenoblásticos (de menos de 0.5mm) de tamaño con algunos bordes irregulares. De color rosado pálido y relieve alto. Están asociados en contacto neto con el cuarzo, biotita y moscovita que en algunas ocasiones se encuentran bordeando el mineral. Algunos de ellos se presentan como inclusiones relicticas de granate en porfidoblastos de estaurolita. Los porfidos de granate muestra un carácter poiquilablástico y esqueletal debido al crecimiento rápido entre bordes de cuarzo y plagioclasa lo cual genera un patrón de esquistocidad interna diferente a la esquistocidad general de la roca que hace pensar que estos minerales pueden haber crecido en un evento post-tectónico. En algunas ocasiones desarrollando sombras de presión. La forma principal son cristales redondeados a subredondeados. En algunos casos presentan deformación rotacional en sentido antihorario, lo que induce a pensar que la nucleación y crecimiento de estos porfidoblastos se efectuó en zona de acortamiento progresivo lo cual ayudo a la presencia de microfracturamiento y permitió el rápido acceso de fluidos portadores de nutrientes necesarios para la nucleación y posterior crecimiento (Ríos et al., 2003). Es común que se observe reemplazamiento por clorita.(Figura 6B, B')

Estaurolita (4%)

Individuos xenoblásticos en forma hexagonal alargada con tamaños (menores 3mm), con inclusiones de cuarzo asociados con la biotita, cuarzo, cianita y andalucita en contacto neto. En algunos casos la estaurolita se encuentra deformada debida a la presencia de cuarzo, granates y minerales opacos observándose una esquistocidad interna similar a la presentada en los granates. Su color es amarillo mostrando un ligero pleocroismo y baja birrefringencia y posee relieve alto. Para los cristales alargados la extinción es paralela al borde mas alargado del cristal. La estaurolita es remplazada por clorita y sericita hacia los bordes de las fracturas irregulares.

Cianita (7%)

Cristales de apariencia subideoblástico a xenoblástico. De tamaños (0.01mm a 1mm) de longitud hacia el interior del esquistos y de (1mm a 6mm) de longitud hacia el contacto con la vena. Aparece en cristales de hábito laminar, alargados en agregados hojosos, presenta un relieve alto y exfoliación bien desarrollada además se observa un aspecto fragmentado debido a una partición basal perpendicular al clivaje paralela a la longitud de los cristales. Presenta birrefringencia baja. Se presenta en contacto neto con la biotita asociado a estaurolita, en algunos casos penetrando a los cristales de este mineral, granate, biotita y cuarzo. Desde los bordes del mineral hacia el centro se observa seritización que podría involucrar al cuarzo como producto de la reacción. El grado de alteración de la cianita es variable. En la zona estaurolita-cianita es muy probable que toda la clorita y parcialmente la estaurolita fueran consumidas en este tipo de roca produciendo una nueva generación de biotita y la primera aparición de cianita por la reacción $St + Chl + Ms = Ky + Bt + H_2O$ según (Spears 1993), tomado García et al., (2005).

Andalucita (5%)

Cristales prismáticos de carácter subideoblástico a xenoblástico, de tamaño variable (0.5mm a 4mm) de longitud. Presentando formas irregulares hacia los bordes. Este mineral es asociado a la cianita y al granate; con la estaurolita se relaciona algunas veces rodeando a este mineral y en ocasiones ocurre inversamente la reacción. También se observa hacia los bordes de la andalucita eventos de seritización.

Su relieve es moderado y sus colores de interferencia varían desde grises amarillentos de primer orden hasta negro grisáceo en su extinción. Su birrefringencia es baja y su extinción es paralela respecto a las direcciones de exfoliación. Se asociada al cuarzo, moscovita, biotita en contacto neto.

Minerales accesorios

Sericita (1%)

Se presenta como producto de alteración principalmente de cianita y andalucita. Agregados de color café con relieve medio. En nícoles cruzados presenta colores de interferencia altos de segundo orden su birrefringencia es alta y su extinción ondulante. Su relieve varía de bajo a moderado, se haya asociado a moscovita en contacto irregular.

Clorita (1%)

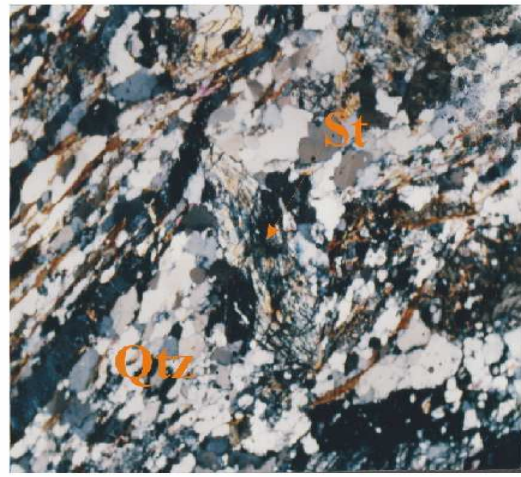
Aparece como la alteración de la biotita, granate y estaurolita. Presenta pleocroísmo leve (variación de verde oliva a incoloro). No se observa con claridad la exfoliación de este mineral. Tiene relieve moderado y posee extinción casi paralela de hábito acicular de tamaño microcristalino (entre 0.01 y 0.1mm). Comúnmente se presenta con la forma del mineral que reemplaza y su textura principal es laminar.

Opacos (1%)

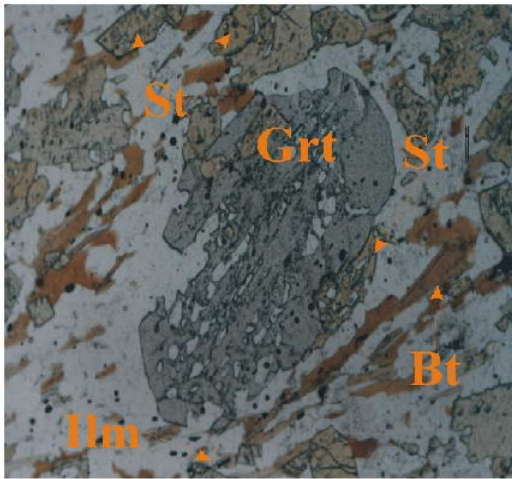
Individuos subidiomorfos de hábito prismático, de distintas formas. Asociados principalmente a la biotita, moscovita, estaurolita y granate en contacto irregular o como inclusiones en porfidoblastos de dichos minerales se encuentran diseminados de manera irregularmente en la roca. Los minerales opacos principalmente encontrados son el rutilo, illmenita, óxidos de hierro y el grafito.



A. LPNA 8X



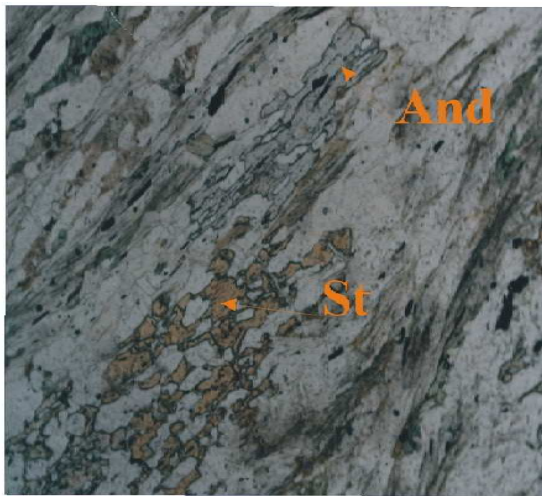
A'. LNA 8X



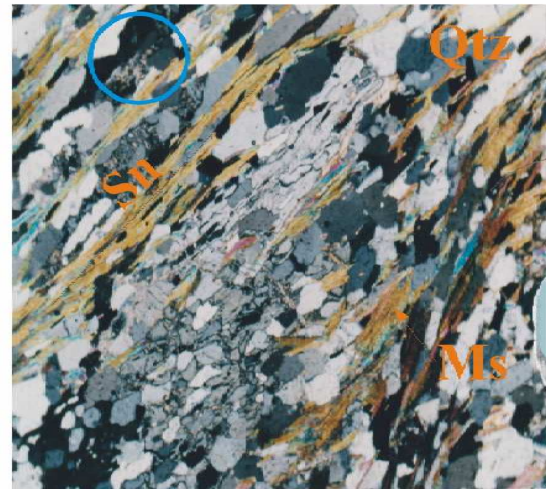
B. LPNA 20X



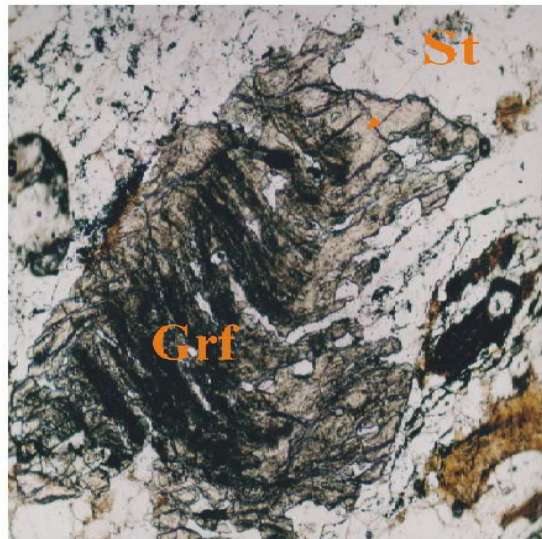
B'. LNA 20X



C. LPNA 8X



C'. LNA 8X



D. LPNA 20X



D'. LNA 20X

Figura 6. Microfotografía de secciones delgadas. A A´) Porfidoblastos de estaurólita xenoblástica presente en un esquistu cuarzo micáceo. El cristal ha sido rotado durante la deformación, quedando perpendicular a la esquistocidad principal de la roca. B) Textura de reacción, la estaurólita se encuentra incluida total o parcialmente en un porfidoblastos de granate de carácter poiquidoblástico. Presenta inclusiones de ilmenita. B´) Obsérvese la biotita paralela a la esquistocidad principal de la roca. C) Cristal elongado de andalucita poiquiloblástica cerca de un cristal de estaurólita esqueletal, presentes en un esquistu cuarzo micáceo. C´) Presencia de seritización (círculo azul), la moscovita tiende a seguir la dirección de esquistocidad de la roca. D D´) Ocurrencia de estaurólita en un esquistu cuarzo micáceo, presenta inclusiones sigmoidales de grafito y cuarzo.

Descripción petrográfica de las Venas de cuarzo con cianita:

Estas venas se presentan básicamente concordantes con la esquistocidad de la roca encajante y son propias de eventos de circulación hidrotermal dentro de la Formación Silgará (Campos., 1998; Castellanos., 1999; García et al., 2000; Castellanos., 2001; Mantilla et al., 2001a; Mantilla et al., 2001b; Ríos., 2001; Ríos et al 2001; Mantilla et al., 2002; Mantilla et al., 2003; Ríos et al., 2003; Castellanos, 2004; Castellanos et al ., 2004; García et al., 2004; García et al., 2005; Ríos, 2005).

Estas venas son duras, pero algunas se disgregan con facilidad al ser extraídas de su afloramiento debido a que presentan un alto diaclasamiento que es paralelo o común al fracturamiento de la roca encajante.

El mineral principal es el cuarzo (80%) de color blanco lechoso. Cristales heteroblásticos subhedrales en agregados masivos de tamaños entre 2mm y 6mm. En algunas ocasiones presentan deformación que se evidencia a nivel microscopio por observarse extinción ondulante, fracturamiento y sobrecrecimiento de cianita y minerales opacos dentro del mismo. Se encuentra en contacto neto con, biotita, moscovita, estaurolita y cianita.

Cianita: ocurre como cristales de textura la minar de forma prismática de tamaños entre 1y 6mm de longitud, de colores azules a violetas. Generalmente se presenta de manera incipiente dentro del cuarzo en las venas y en tamaños menores a 2mm de longitud y hacia los bordes aumenta en tamaño y en densidad. Hacia el borde de la vena tiende a estar dispuesto en contacto neto con los minerales de biotita, moscovita y estaurolita principalmente y en ocasiones se observan ínter crecidos algunos granates de forma rómbica, principalmente en esquistos granatíferos de la roca encajante.

Según García et al., (2005), Algunas texturas de la estaurolita, cianita y moscovita , indican un crecimiento de este mineral después del principal periodo de desarrollo de la silimanita, lo cual muestra que la recristalización de la silimanita es masiva seguida, de un proceso de metamorfismo retrogrado en condiciones de presión y temperatura de la zona de estaurolita cianita; así como la evidencia de cianita idioblastica o estaurolita aparentemente reemplazando o incluida entre la silimanita.

9. ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS

9.1. CONSIDERACIONES TEORICAS PRELIMINARES

9.1.1. Definición de Inclusiones Fluidas (IF)

Son cuerpos de tamaño microscópico que se forman entre las imperfecciones de los minerales en el momento de su formación o posterior a ella. Estos cuerpos permanecen herméticamente cerrados y químicamente inertes a menos de que ocurran procesos dinamo-térmicos extremos que los afecten en su forma o estado. En el caso de fluidos hidrotermales el crecimiento de cristales puede llegar a atrapar gases o líquidos o sólidos dentro de imperfecciones de la estructura cristalina, que conforman las inclusiones que se cierran y quedan selladas a medida que va aumentando su tamaño. Consecuentemente, las IF ocupan espacios microscópicos dentro de minerales depositados a partir de la solución hidrotermal. Las IF pueden contener distintas fases: líquidos, sólidos y/o gases; su cantidad y calidad depende de las condiciones de formación. Generalmente en la fase inicial de atrapamiento el material constituyente de las IF se encuentra en un estado de fluido homogéneo.

El tamaño de las IF varía entre unos 0,1 μm de diámetro, que todavía son reconocibles por el microscópico óptico y unos milímetros. Las IF de diámetros de centímetros son poco comunes.

Los volúmenes de las inclusiones son diminutos, generalmente la suma de los volúmenes de todas las inclusiones de un mineral abarca menos de 1% del volumen total del mineral.

Se pueden encontrar IF tanto en minerales traslúcidos (Ej. cuarzo, calcita, esfalerita, etc.), como en minerales opacos (Ej. calcopirita, pirita, magnetita, etc.), pero solamente se pueden estudiar ópticamente en los minerales traslúcidos o transparentes.

Por medio de las IF se pueden obtener datos físico-químicos del sistema hidrotermal en el que se formó el mineral:

La temperatura de formación (geotermometría).

La presión de confinamiento (geobarometría).

La composición general del fluido.

La densidad del fluido.

La salinidad del fluido migrante y su relación con el transporté de iones trazas de minerales de interés económico.

9.1.2. Criterios de clasificación de Inclusiones Fluidas.

En la evolución del estudio de IF se han determinado diversos criterios de clasificación según criterios genéticos, morfológicos, tipos de fases presentes, etc. (Roedder, 1962, 1976, 1981 y 1984; Nash y Theodore, 1971; Leeder et al., 1987; Goldstein y Reynolds, 1994). Todos estos criterios por lo general, son utilizados en conjunto para documentar las distintas familias de inclusiones fluidas (IF), durante los estudios petrográficos.

9.1.2.1. Clasificación de las IF por el tipo genético

En este sentido el criterio más ampliamente usado para la clasificación de las IF es el de Roedder, (1976, 1981 y 1984) el cual establece ciertos parámetros geométricos y morfológicos para distinguir la cronología de las IF a partir de las observaciones microscópicas. Según este autor, las IF se pueden clasificar en:

- * Inclusiones primarias
- * Inclusiones secundarias
- * Inclusiones seudosecundarias

Inclusiones primarias:

Las inclusiones primarias también llamadas normales o autógenas se forman simultáneamente con el mineral, que las atrapa. Estas reflejan las condiciones de formación del sistema mineral hospedador y representan las condiciones termodinámicas presentes en el momento del atrapamiento.

Inclusiones secundarias

Las inclusiones secundarias o epigenéticas se forman en condiciones distintas a aquellas en las que se forma el mineral que las hospeda. El estudio de las inclusiones secundarias permite entender sobre los procesos que han afectado a los minerales después de su formación.

Frecuentemente las inclusiones secundarias están relacionadas con estructuras de deformación mecánica como por ejemplo fisuras o fracturas, microvenillas, venas o con procesos químicos como la corrosión y la disolución. Si un cristal se fractura en presencia de un fluido, el fluido penetra en la fractura y comienza una acción de disolución y recristalización del mineral atrapando una familia de inclusiones secundarias (Figura 7).

Se reconocen por su abundancia a lo largo de planos cicatrizados de fisura, fractura o de venillas o por sus formas irregulares ameboidales a cóncavas, que forman planos de inclusiones.

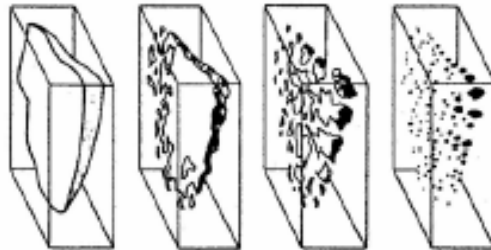


Figura 7. Cicatrización de una fractura en un cristal que da lugar a la formación de IF secundarias (tomado de Roedder, 1962a).

IF Seudosecundarias

Estas IF representan estados intermedios entre inclusiones primarias y secundarias, de aquí que la literatura soviética las denomine primario-secundarias.

Las IF pseudosecundarias son denominadas así por que parecen secundarias pero su mecanismo de captura sucede cuando un cristal se fractura durante su crecimiento y los fluidos y quedan atrapados dentro del mismo.

Las IF pseudosecundarias se presentan en planos al igual que las secundarias, pero a diferencia de estas los planos de inclusiones pseudosecundarias no cortan los bordes del cristal. Para identificar este tipo de inclusiones es necesario que los bordes del cristal y las fracturas sean bien observables (Figura 8).

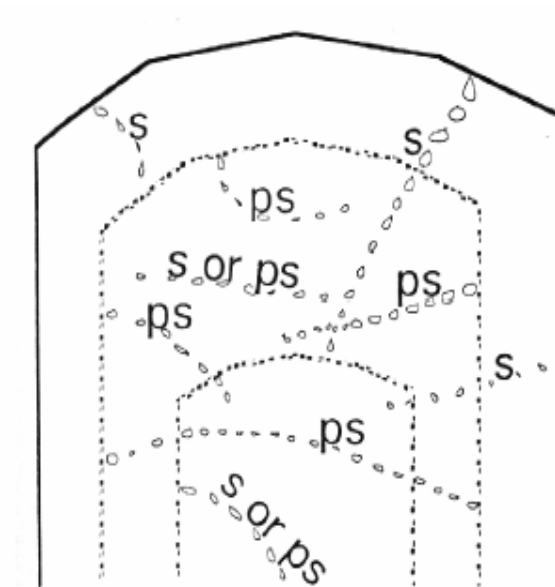


Figura 8. Distribución de IF en un cristal, inclusiones secundarias(s) y la inclusiones pseudosecundarias (ps) (tomado de Roedder, 1984).

9.1.2.2. Criterios morfológicos

Según Nash y Theodore, (1971), se han considerado criterios morfológicos para las IF. Estas se pueden clasificar como:

- a) Irregulares, debido a sus formas isométricas, tubulares alargadas, bordes rectilíneas, cubos, prismas y pirámides. Estas formas pueden ser controladas por la estructura del cristal.
- b) Suaves, debido a sus formas esféricas o elípticas.

- c) Cristal negativo, aquellas que se presentan a manera de huecos que tienen la forma cristalina del mineral hospedador.

9.1.2.3. Criterio de fases presentes

Las IF suelen clasificarse durante los estudios petrográficos, considerando el número y tipo de fases presentes.

Hay que tener presentes que a temperaturas ambientales se puede encontrar inclusiones de todos los estados físicos (sólido, líquido, gaseoso), cuyas características dependen fundamentalmente de las condiciones de formación.

Las fases fluidas suelen ser soluciones acuosas, acuoso-salinas (sales tipo NaCl, KCl, CaCl₂, MgCl₂, NaHCO₃ entre otras), hidrocarburos y gases fluidificados.

Las fases sólidas suelen ser minerales o vidrios (en el caso de rocas volcánicas), los cuales pueden formar inclusiones de uno o más minerales. Estos pueden ser clasificados como minerales hijos (los que cristalizan de las soluciones sobresaturadas durante el enfriamiento de los fluidos) o atrapados.

Las fases gaseosas o gaseiformes, generalmente suelen ser vapor de agua, dióxido de carbono CO₂, nitrógeno, metano, sulfuro de hidrógeno y en menor medida hidrógeno, oxígeno, helio, argón, entre otros.

Leeder, (1987), clasifica las IF según la composición y proporción de fases presentes, proyectándolas en un diagrama triangular sólido – líquido –gas, tal como se muestra en la Figura 9, este autor establece como principio para su clasificación que en una inclusión fluida, pueden presentarse los tres estados físicos o fases (líquido, sólido y gaseoso) en diferentes proporciones. De esta manera, clasifica como tipología neumatolítica a las IF formadas por combinación de sustancias líquidas y gaseosas, su categorización depende de la relación líquido / vapor presente en la inclusión, En el lado izquierdo del triángulo quedan las IF formadas 100% de sustancias líquidas y al lado derecho del triángulo las IF formadas 100% por sustancias gaseosas. Las

inclusiones con tipología hidrotermales serían las IF formadas por las combinaciones de sustancias líquidas, sólidas y gaseosas, su categorización depende de la relación líquido/sólido/vapor, presente en la inclusión.

Las inclusiones con tipología solución fundible, son las IF que contienen dos o más sustancias sólidas.

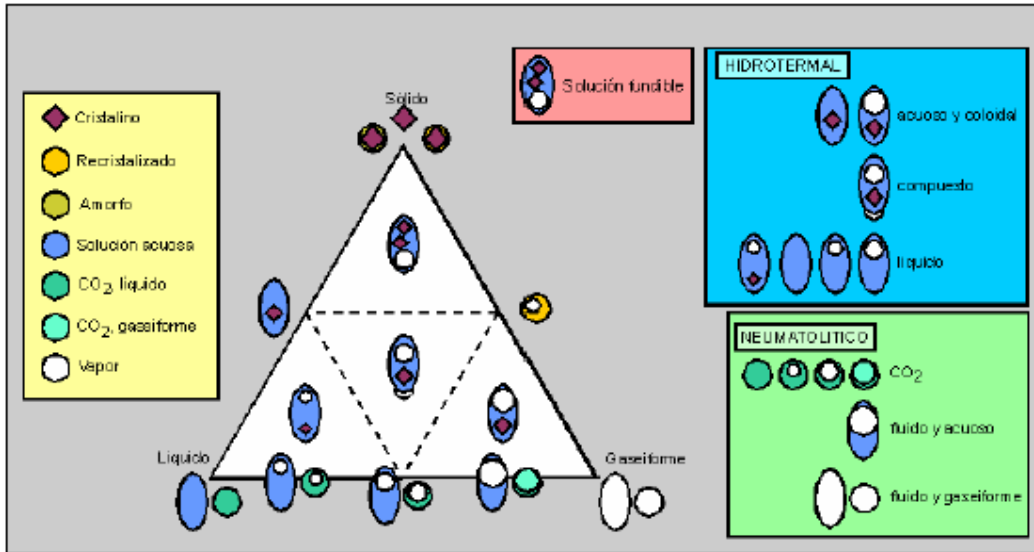


Figura 9. Tipología de las IF según la composición y proporción de fases presentes, proyectadas en un diagrama triangular sólido – líquido – gas. (Tomado de: <http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geología/profluid/ptext/fases001.htm>).

9.2. ESTUDIO MICROTERMOMETRICO DE IF

El estudio microtermométrico consiste en medir las temperaturas a las que se producen los cambios de fases en las IF cuando éstas se someten a progresivo enfriamiento y calentamiento.

Estos métodos de estudios de las IF se basan en la modificación de las relaciones de fases por influencia térmica: la termometría de homogeneización y la criometría. En general las modificaciones son reversibles y repetibles, y permiten controlar, si las inclusiones están herméticamente cerradas desde su formación o no.

En resumen la microtermometría es el método de medir temperaturas correspondientes a transiciones de fases en Inclusiones Fluidas. Con esta técnica se puede determinar su temperatura de homogeneización T_h y su temperatura de fusión T_m .

El diagrama de presión en función de la temperatura Figura 10. Ilustra el proceso de una inclusión salina después de su formación y atrapamiento. Manteniendo un volumen constante de enfriamiento de la inclusión se causa una disminución de la presión del fluido, lo que muestra la sección de la curva desde el punto A al punto B. En el punto B1 se observa la formación de una burbuja de gas. El punto D marca las condiciones de temperatura y presión correspondientes a la inclusión saturada con respecto a uno de sus constituyentes. Al bajar más la temperatura dicho constituyente inicia a cristalizar. Las condiciones de temperatura y presión correspondientes están separadas por el punto D1.

- La temperatura de homogeneización T_h (T_B correspondiente a B1 en la Figura 10) indica cuando una fase gaseiforme perteneciendo a la inclusión fluida aparece la primera vez al enfriar la misma y manteniendo el volumen de la inclusión constante.

En el caso de inclusiones primarias atrapadas durante la cristalización magmática del mineral huésped la temperatura de homogeneización T_h casi coincide con la temperatura de cristalización del mineral (T_A en la Figura 10). Esta provee una estimación mínima de la temperatura genética del mineral y su inclusión.

- La temperatura de fusión T_m (correspondiente a D1 en la Figura 10) se refiere a la temperatura de la primera aparición de una fase sólida en la inclusión. La temperatura de fusión permite la estimación de la salinidad de la IF.

- Para algunos sistemas químicos se puede determinar la presión característica para la formación del mineral e inclusión por método de las "isocoras".

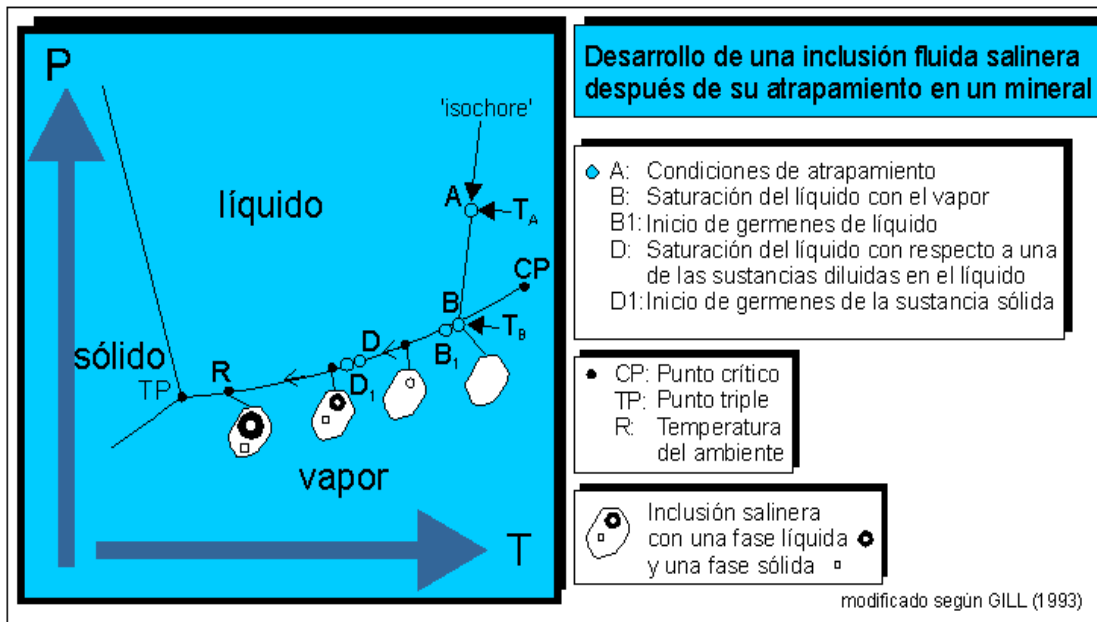


Figura 10. Transición de fases en inclusiones fluidas (tomado de <http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/profluid/ptext/10001intro>).

9.3. PETROGRAFIA DE INCLUSIONES FLUIDAS

Las muestras seleccionadas para el estudio petrográfico de IF corresponden a venas de cuarzo con presencia de cianita las cuales se encajan en esquistos metapelíticos de la Formación Silgará.

El estudio petrográfico de las IF permitió diferenciar dos tipos genéticos de IF en las venas de cuarzo con cianita: IF primarias e IF secundarias.

IF primarias. En el cuarzo las IF primarias se encuentran algunas distribuidas al azar y aisladas, cercanas a los límites de crecimiento del cristal (Figura 11 A y C). Otras se encuentran tomando la forma de los bordes cristalinos y hay otras que están confinadas a una zona de crecimiento, formando pseudo grupos de IF.

Según el criterio de fases presentes, la mayoría de éstas son bifásicas (líquido + vapor), algunas pocas son unifásicas (líquido); en muy poca proporción se encontraron IF trifásicas.

Sus tamaños oscilan entre 2.4 micras y 21.6 micras; presentan morfologías muy irregulares (Figura 11 A). Con base en la clasificación de Nash y Theodore (1971) se identificaron IF tipo I en la muestra KQV10, constituidas por una fase líquida con una pequeña burbuja de vapor y sin minerales hijos.

También se identificaron algunas IF unifásicas (fase gaseosa). En las IF tipo I de la muestra KQV10. En general la movilidad de las burbujas varían de nula a moderada siendo las primeras las que predominan y la relación de fase vapor / fase líquido (V/L) varía entre 1/0.5 y 1/0.2 en promedio (teniendo en cuenta que 1/0 es una IF en fase vapor y 0/1 es una IF en fase líquida).

Morfológicamente hablando encontramos IF que varían entre formas suaves de formas esféricas e irregulares las cuales están dominadas por los efectos de borde de los cristales en donde se encuentran por situarse muy cerca de ellos.

Además se tiene la presencia de IF trifásicas en baja proporción dispuestas de manera aleatoria. Sus tamaños varían entre 7.2 y 9.6 micras, sus morfologías son rectas a irregulares y su movilidad generalmente es nula.

IF secundarias. En las venas de cuarzo con cianita las IF secundarias se encuentran asociadas a micro fracturas o fisuras cicatrizadas y otras aparecen atravesando algunas zonas de crecimiento del cristal, siguiendo una misma dirección (Figura 11 B). Sus tamaños oscilan entre 4.8micras y 12micras presentan morfologías suaves ó alargadas tipo necking down e irregulares (Figura 11 D).

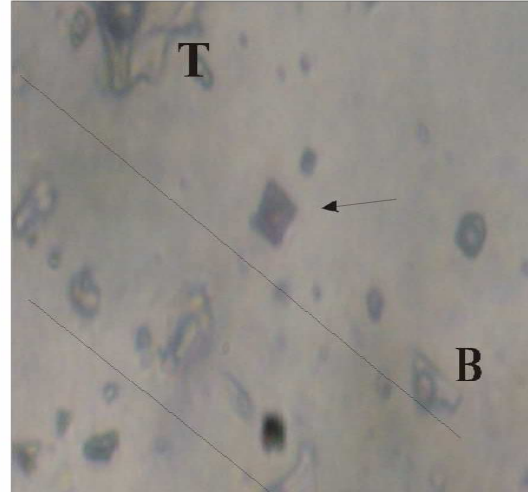
Con base en la clasificación de Nash y Theodore, (1971), estas inclusiones pueden diferenciarse por su relación vapor/ líquido en IF de tipo I, constituidas por una fase líquida con una pequeña burbuja de vapor y sin minerales hijos. En estas inclusiones la movilidad de la burbuja varía entre nula a alta siendo la movilidad moderada la que mas se presenta.

La relación de fase vapor / fase líquido esta entre 1/0.2 a 1/0.8 y sin minerales hijos.

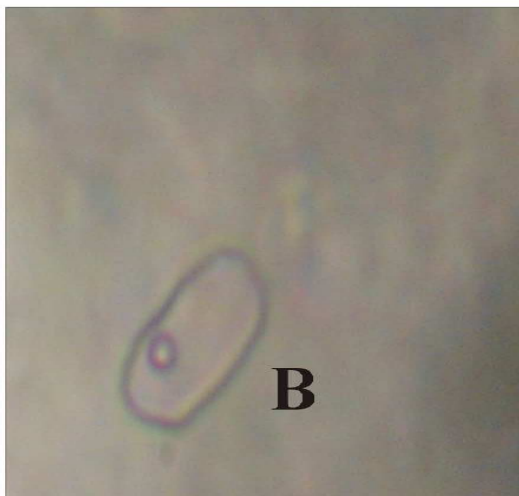
También hay algunas inclusiones fluidas unifásicas (vapor) de formas muy regulares y en muy poca proporción.



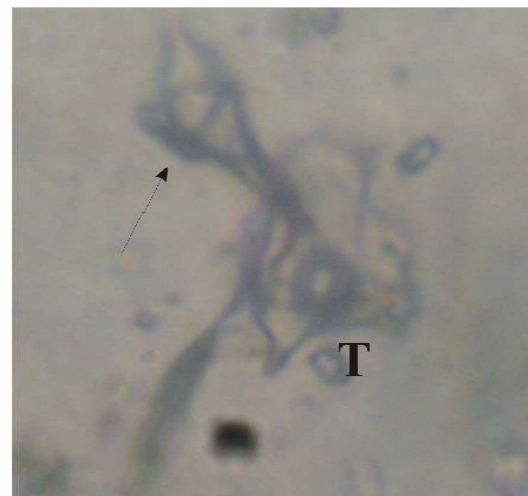
A.



B.



C.



D.

Figura 11. A C) IF primarias: presenta formas rectas y angulares A; De morfología suave A; ambas son bifásicas. B) Familia de IF secundarias tipo I de la muestra KQV2. Distribuidas de manera diagonal en la fotografía. Se observa una IF de forma rómbica. D) Nótese la morfología necking down y la superposición de esta inclusión a otra de morfología dendrítica (flecha). Muestra KQV17.

9.4. RESULTADOS DEL ESTUDIO MICROTHERMOMETRICO

El estudio microtermométrico de Inclusiones Fluidas (IF), se llevo a cabo en muestras tomadas exclusivamente de las venas hidrotermales de la Formación Silgará. Como se mencionó anteriormente, existen dos familias estructurales de

venas: Familia I (paralelas a la esquistocidad regional) y Familia II (aquellas que cortan la esquistocidad regional). La totalidad de las muestras analizadas (ver Tabla 2) mediante microtermometría, corresponden a la parte superior de la zona de la estaurólita-cianita, según la zonalidad metamórfica establecida para dicha área (García et al., 2000; Castellanos., 2001; Castellanos, 2004; Castellanos et al ., 2004; García et al., 2005).

A continuación se hace una descripción de abreviaturas usadas en el estudio microtermométrico de IF:

Te = Temperatura eutéctica

Th = Temperatura de homogenización parcial.

Th t = Temperatura de Homogenización total

V/L = Relación de la fase vapor/ fase líquida

Tmhielo = Temperatura de fusión final del hielo.

F = Grado de relleno, que es el volumen de la fase acuosa / volumen total de la IF.

%WtNaCl = Salinidad en porcentaje en peso.

L = Fase líquida

V = Fase vapor

X= Fracción molar

Th.L = Temperatura de homogenización a fase líquida

Th.V = Temperatura de homogenización a fase vapor

9.5. DATOS MICROTERMOMETRICOS

En el estudio microtermométrico de las venas de cuarzo con cianita se analizaron IF primarias y secundarias, mostrando características similares para las dos familias; teniéndose en cuenta que la mayor cantidad de datos fueron obtenidos para IF secundarias. Las temperaturas de comienzo de fusión (Teut) obtenidas se detectaron en un rango entre -56.5°C y -53.1°C .

Las temperaturas de fusión final de la hidrohalita (Tffhh) a nivel general, se detectaron en torno a los -25.1 y -21.8°C. Las temperaturas de fusión final del hielo (Tffi) cubren un rango de temperatura entre -13°C y -9.7 °C.

Finalmente las temperaturas de homogenización (Th) obtenidas cubren un rango entre 117°C y 283°C (Tabla 3). Estos valores permiten referenciar las familias de inclusiones fluidas de la venas de cuarzo que contienen cianita a los sistemas químicos. A partir de los resultados se obtienen dos familias de tipo genético y dos de tipo composicional; según el diagrama de fases para este sistema propuesto por Goldstein y Reynolds, (1994) (Figura 12).

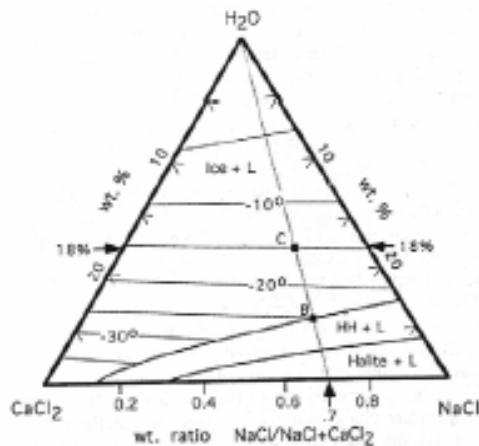


Figura 12. Diagrama de equilibrio de fases para el sistema H₂O + NaCl + CaCl₂ (tomado de Goldstein y Reynolds, 1994).

En resumen, el comportamiento crioscópico y los puntos de homogenización encontrados en las IF analizadas en los minerales cuarzo-cianita permite definir para el cuarzo que las familias de inclusiones fluidas corresponden al sistema acuoso salino H₂O + NaCl + CaCl₂ y para la cianita corresponden al sistema acuoso salino H₂O + NaCl + CaCl₂ (± Mg + Fe + K).

Las propiedades composicionales para estos sistemas fueron calculadas mediante la utilización de los programas Bulk e Isoc (versión 03/02), que hace parte de algunos software desarrollados por el profesor Ronald J. Bakker del Institute of geological sciences de la Universidad de Leoben de Austria (Samson et al., 2003).

9.5.1. Datos Microtermométricos de las IF en Venas Hidrotermales de la zona Estaurolita Cianita.

Para este análisis se tomaron muestras de venas hidrotermales de cuarzo con cianita intruidas en rocas metapelíticas de la Formación Silgará. Esta roca encajante corresponde a la zona metamórfica estaurolita-cianita según (García et al., 2000; Castellanos., 2001; Castellanos, 2004; Castellanos et al., 2004; García et al., 2005). Según el estudio microtermométrico de las IF en esta zona metamórfica, fue posible dividir en dos familias químicas de IF (Tabla 3): (a) una familia de IF acuoso-salinas, que a su vez fue subdividida en tres subtipos, principalmente con base en las Th obtenidas; (b) una familia de IF acuoso-salinas carbónicas subdividida en un subtipo.

Tabla 3. Familia de IF en venas de cuarzo con cianita presenten en rocas metapelíticas de la Formación Silgará en la zona de la estaurolita-cianita.

Tipo IF	Subtipo IF	Th	Sistema Químico.
I	I	180 – 220	H ₂ O+NaCl+CaCl ₂
	II	122	H ₂ O+NaCl+CaCl ₂
	III	117	H ₂ O + NaCl
II	I	240 – 283	H ₂ O+NaCl+ O ₂ (+/-CH ₄ +N ₂ ?)

9.5.1.1. IF Tipo I (acuoso-salinas): Según la Th y el carácter de las IF, se subdividen los siguientes subtipos:

- Subtipo I: IF secundarias con H₂O + NaCl, + CaCl₂, con Th que varían entre 180 y 220°C.

Son IF bifásicas, con una fase acuosa salina y una fase de vapor de agua que no presenta movilidad. Varían en tamaño desde 7.2 – 21.6 µm. con morfologías redondeadas, ovaladas y alargadas. Se distribuyen en planos.

- Subtipo II: IF secundarias con H₂O + NaCl + CaCl₂, con Th de 122°C. Son IF bifásicas, con una fase acuosa salina y una fase de vapor de agua sin que esta presente movilidad. Varían en tamaño desde 7.2 – 16.8 µm. con morfologías redondeadas a ovaladas. Estas IF se distribuyen principalmente como en presencia de grupos.

- Subtipo III: IF secundarias con $H_2O + NaCl$, con T_h de $117^\circ C$. Son IF bifásicas, con una fase acuosa salina y una fase de vapor de agua que no presenta movilidad. Varían en tamaño desde $4.8 - 16.8 \mu m$. con morfologías redondeadas a ovaladas. Se distribuyen principalmente en familias aunque en ocasiones se observan a manera de grupos.

9.5.1.2. IF Tipo II (acuoso-salinas carbónicas). Según la T_h y el carácter de las IF, se subdivide en el siguiente subtipo:

IF con $H_2O + NaCl + CO_2 (+/- CH_4 + N_2)$? se presentan como primarias y secundarias. Las T_h obtenidas en este tipo de inclusiones, abarcan un amplio rango entre 240 y $283^\circ C$. IF trifásicas a temperatura ambiente. Las dos fases presentes a temperatura ambiente están constituidas por una fase acuosa salina y una fase gaseosa de CO_2 y CH_4 sobre la cual nuclea, con el descenso de la temperatura, un borde líquido de CO_2 . La fase gaseosa no presenta movilidad, aunque con el descenso de la temperatura puede presentarse especialmente cuando ha nucleado el borde líquido de CO_2 . Estas inclusiones son de 7.2 a $12 \mu m$. en tamaño, con morfologías variadas tales como ovaladas y redondeadas de bordes regulares. Se distribuyen en cúmulos o como individuos fuertemente asociadas con IF bifásicas del sistema $H_2O + NaCl$ y IF monofásicas del sistema $CO_2 + CH_4 + (N_2+H_2S)$?, inclusiones que representan las composiciones extremas que originaron por mezcla las IF complejas.

9.6. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS MICROTERMOMÉTRICOS

Para la obtención de las diferentes composiciones químicas de las IF se realizó un proceso de enfriamiento y posterior calentamiento de las IF escogidas a partir de los estudios petrográficos.

9.6.1. IF en venas de cuarzo en la zona de la estaurolita-cianita:

Los datos microtermométricos obtenidos para las IF tipo I de la zona de la estaurolita-cianita son presentados al igual que su composición química. (Tabla 4).

IF tipo I (acuoso-salinas): Dentro de esta familia de IF, predominan dos sistemas químicos $H_2O + NaCl + CaCl_2$ y $H_2O + NaCl$, para el primer sistema la T_e alcanza valores de -53.1 y $-41^\circ C$; para el segundo sistema salino la T_e alcanza un valor no determinado con precisión. Las pequeñas variaciones en la T_e de estos subtipos de IF respecto al punto eutéctico calculado por Roedder y otros autores para este sistema pueden ser explicadas bien sea por errores en la observación exacta del cambio de fase durante los procesos crioscópicos, debido al pequeño tamaño de las IF que dificulta la observación de los mismos, o por la presencia de compuestos menores que pueden provocar estas variaciones.

Tabla 4. Datos Microtermométricos de IF acuoso-salinas de venas hidrotermales intruidas en esquistos pelíticos catalogados en la zona Estaurolita- Cianita.

• H₂O + NaCl + CaCl₂								
	Tipo de I. F.	Fases	Relación L/V	Mto Burbuja	Te	Tfhh	Tffh	Th→L
	Secundaria	L/V		Nulo	-41	- 21.8	- 11.5	190- 220
	Primaria ?	L/V	1/3	Nulo	-	-	-	212
	Secundaria	L/V	1/3	Nulo	-	-	-	228.2
	Secundaria	L/V	1/3	Nulo	-	-	-	193.9
	Secundaria	L/V	1/3	Nulo	-	-	-	167.2
	Secundaria	L/V		Nulo	-	-	-	163
	Secundaria	L/V		Nulo	-	-	-	165
	Secundaria	L/V		Nulo	-	-	-	174.3
• H₂O + NaCl + CaCl₂								
	Tipo de I. F.	Fases	Relación L/V	Mto Burbuja	Te	Tfhh	Tffh	Th→L
	Secundaria	L/V			-53.1	-25.1	-13	122
	Secundaria	L/V	1/3	Bueno	-	-	-	131.2
	Secundaria	L/V	1/3	Nulo	-	-	-	129.7
	Secundaria	L/V	1/3	Nulo	-	-	-	135.6
	Secundaria	L/V	1/3	Nulo	-	-	-	128.6
• H₂O + NaCl								
	Tipo de I. F.	Fases	Relación L/V	Mto Burbuja	Te	Tfhh	Tffh	Th→L
	Secundaria	L/V			-	-23	-9.7	117
	Secundaria	L/V	1/5	Moderado	-	-	-	93.5

IF Tipo II (Acuoso salinas-carbónicas)

Los datos microtermométricos obtenidos para las IF tipo II de la zona de la estauroлита-сianita son presentados al igual que su composición química.(Tabla 5).

Tabla 5. Datos Microtermométricos de IF acuoso salinas-carbónicas de venas hidrotermales intruidas en esquistos pelíticos catalogados en la zona Estauroлита- Cianita.

H₂O + NaCl + CO₂ (+/- CH₄ + N₂ ?)

	Tipo de I. F.	Fases	Relación L1+L2+V	Mto Burbuja	Te	Tfhh	Tffh	Tfchl	ThCO ₂ →L	Th→L
Tri*	Secundaria	L1+L2+V			-56.6	-25	-12.2	7.5	18.5-18.9 (?)	240- 283
Tri	Primaria	L1+L2+V	1/0.5	Nulo	-	-	-	-	-	246
Tri	Primaria	L1+L2+V	1/0.4	Nulo	-	-	-	-	-	283
Tri	Primaria	L1+L2+V	1/0.3	Nulo	-	-	-	-	-	273.1
Tri	Secundaria	L1+L2+V	1/0.4	Nulo	-	-	-	-	-	273.9

*Nota: Se observó una gran cantidad de IF decrepando a los 190°C.

10. PROYECCION DE LAS ISOCORAS

Las isocoras generan la grafica de una línea pendiente que permite determinar el contexto geoquímico a partir de los datos de presión y temperatura, relacionándolos con contextos de ambientes litostáticos e hidrostáticos con lo cual se puede calcular y determinar la presión y temperatura máxima y mínima respectivamente en la cual ocurrió la presencia del fluido mineralizante y el contexto en la cual se formó las IF; elemento principal de estudio para el desarrollo de este proyecto.

La construcción de las proyecciones de isocoras de cada uno de los distintos sistemas químicos fueron calculadas mediante la utilización de los programas Bulk e Isoc (versión 03/02), software desarrollados por el profesor Ronald J. Bakker del Institute of geological sciences de la Universidad de Leoben de Austria (Samson et al., 2003).

En las siguientes tablas se observa los valores del cálculo y la respectiva grafica de proyección de las isocoras para cada una de las familias de IF. Para tal fin se utilizaron datos representativos de cada familia partiendo de la temperatura de Homogenización (Th), teniendo en cuenta que los datos arrojados por el software son extensos y que la pendiente no varía sustancialmente dentro de cada una de las familias.

Para el cálculo de las isocoras es indispensable que las IF tengan valores de salinidad; por esta razón se utilizó las IF tipo I.

Proyección de isocora para el sistema químico H₂O + NaCl

En el sistema químico H₂O + NaCl para el cálculo de la isocora se toma la Th que varía entre los 117 y 400 °C y presiones entre 0.004665 y 6.160 Kbares. Las profundidades encontradas oscilan en un rango de 11.42 y 3.34 Km. Los datos para calcular la pendiente se encuentran en la Tabla 6. La proyección de la isocora se muestra en la Figura 13 en la cual se observa su proyección para

el sistema salino H₂O + NaCl. El cálculo de la temperatura máxima 156.9 °C y la presión máxima 0.952 Kbar, resulta del punto de corte entre la pendiente litostática y la isocora. La temperatura mínima 133.3 °C y la presión mínima 0.381 Kbar resultan del punto de corte entre la presión hidrostática y la isocora.

	TEMPERATURA °C	PRESIÓN Kbar	PROFUNDIDAD Km
ISOCORA	117	0.004665	3.34
	286.8	3.698	8.19
	400	6.160	11.42
PRESIÓN HIDROSTÁTICA	490	1.4	14
PRESIÓN LITOSTÁTICA	490	2.8	14

Tabla 6. Datos para la proyección de isocora del sistema H₂O + NaCl

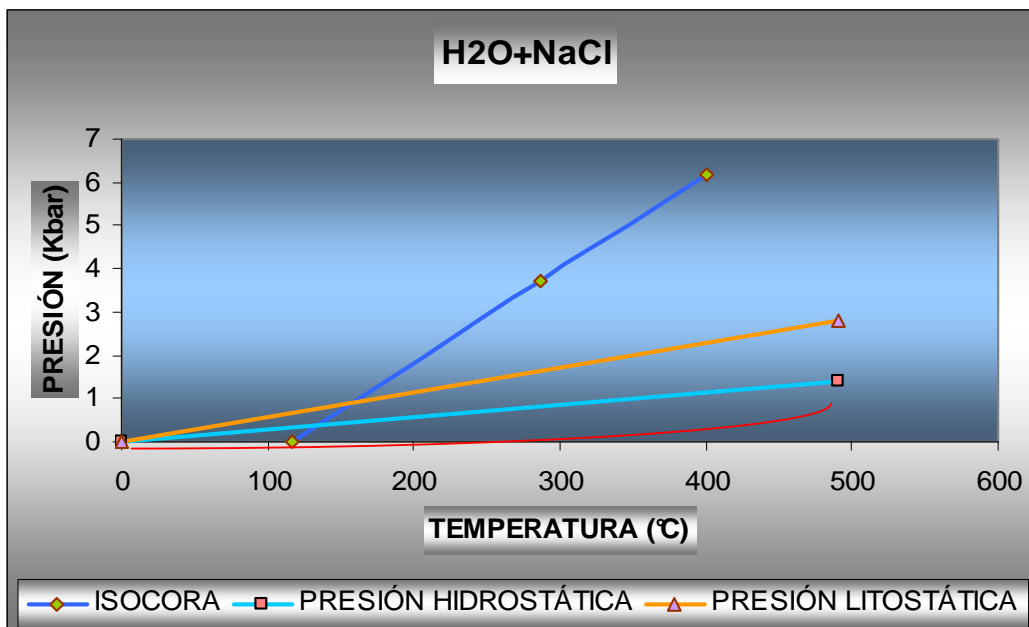


Figura 13. Proyección de la isocora del sistema salino H₂O + NaCl. La curva en rojo representa la línea de equilibrio Líquido-Vapor para el sistema. A partir de esta se proyectan las isocoras según las diferentes Th.

Proyección de isocora para el sistema químico H₂O + NaCl + CaCl₂

En el sistema químico H₂O + NaCl + CaCl₂ para el cálculo de la isocora se toma la Th que varia entre los 122 y 400 °C y presiones entre 0.00456 y 6.018 Kbars. Las profundidades encontradas oscilan en un rango de 11.42 y 3.48 Km. Los datos para calcular la pendiente se encuentra en la Tabla 7. La proyección de la isocora se muestra en la Figura 14 en la cual se observa su proyección para el sistema salino H₂O + NaCl + CaCl₂. El cálculo de la temperatura máxima 166.6 °C y la presión máxima 1 Kbar, resulta del punto de corte entre la pendiente litostática y la isocora. La temperatura mínima 140.3 °C y la presión mínima 0.428 Kbar resultan del punto de corte entre la presión hidrostática y la isocora.

	TEMPERATURA °C	PRESIÓN Kbar	PROFUNDIDAD Km
ISOCORA	122	0.00456	3.48
	299.92	3.8536	8.57
	400	6.018	11.42
PRESIÓN HIDROSTÁTICA	490	1.4	14
	490	2.8	14
PRESIÓN LITOSTÁTICA			

Tabla 7. Datos para la proyección de la Isocora del sistema H₂O + NaCl + CaCl₂

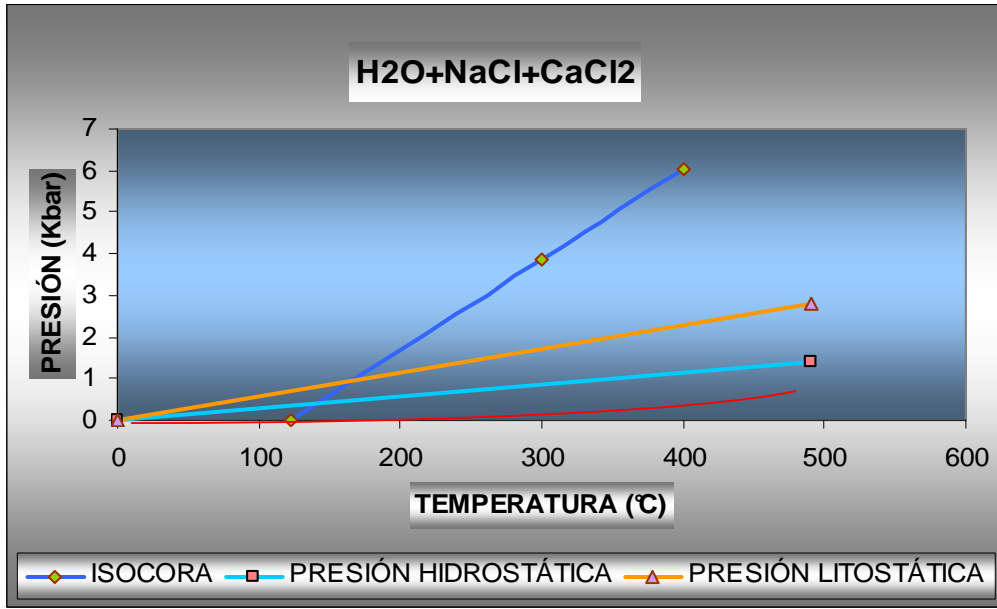


Figura 14. Proyección de la isocora del sistema H₂O + NaCl + CaCl₂. La curva en rojo representa la línea de equilibrio Líquido-Vapor para el sistema. A partir de esta se proyectan las isocoras según las diferentes Th.

Proyección de isocora para el sistema químico H₂O + NaCl + CaCl₂

En el sistema químico H₂O + NaCl + CaCl₂ para el cálculo de la isocora se toma la Th que varía entre los 190 y 400 °C y presiones entre 0.01007 y los 3.8014 Kbars. Las profundidades encontradas oscilan en un rango de 11.42 y 5.42 Km. Los datos para calcular la pendiente se encuentra en la Tabla 8. La proyección de la isocora se muestra en la Figura 15 en la cual se observa su proyección para el sistema salino H₂O + NaCl + CaCl₂. El cálculo de la temperatura máxima 269.4 °C y la presión máxima 1.540 Kbar, resulta del punto de corte entre la pendiente litostática y la isocora. La temperatura mínima 218.05 °C y la presión mínima 0.568 Kbar resultan del punto de corte entre la presión hidrostática y la isocora.

	TEMPERATURA °C	PRESIÓN Kbar	PROFUNDIDAD Km
ISOCORA	190	0.01007	5.42
	290.8	1.8299	8.31
	400	3.8014	11.42
PRESIÓN HIDROSTÁTICA	490	1.4	14
PRESIÓN LITOSTÁTICA	490	2.8	14

Tabla 8. Datos para la proyección de la Isocora del sistema H₂O + NaCl + CaCl₂

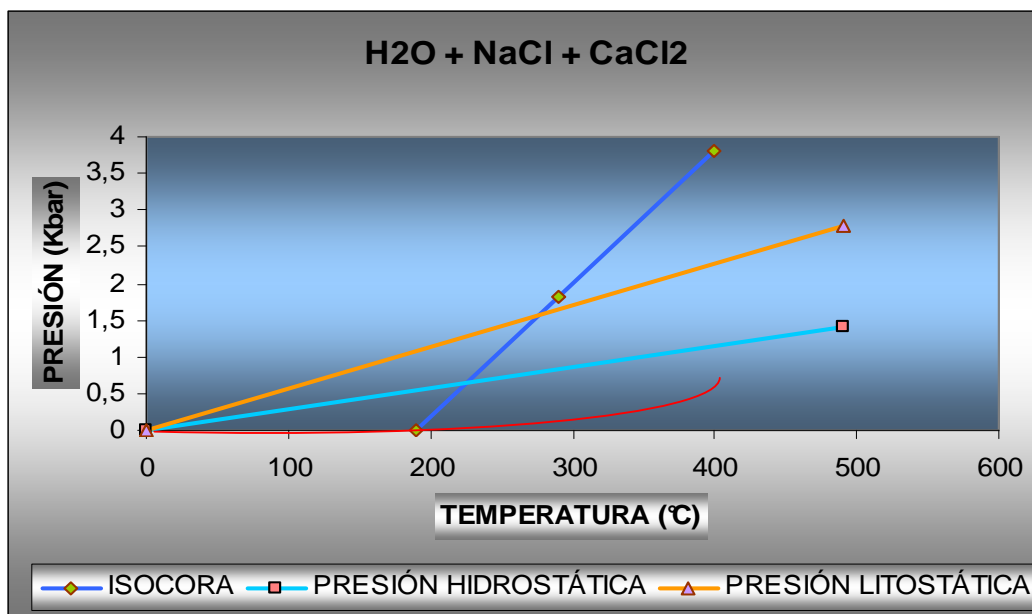


Figura 15. Proyección de la isocora del sistema H₂O + NaCl + CaCl₂

En la Tabla 9 se puede observar la relación entre presión, temperatura y profundidad de atrapamiento de las IF en las venas de cuarzo con cianita paralelas a la esquistocidad regional. Las profundidades de atrapamiento (T_h entre 117 y 190 °C) varía entre 2.8 y 4.62 Km. en relación con la presión litostática y entre 1.14 y 1.70 Km. para la presión hidrostática. Las condiciones de atrapamiento descritas a partir de estas IF reflejan un evento de exhumación

para la Formación Silgará en la zona estaurolita-cianita. Las condiciones de presión-temperatura de atrapamiento descritas a partir de estas IF reflejan que estas son propias de un ambiente propio de un evento de exhumación para la Formación Silgará en la zona estaurolita-cianita. Las condiciones de profundidad permiten inducir que a estas profundidades el evento mineralizante se desarrollo en un contexto frágil.

Tabla 9. Relación de Presiones y Temperaturas corregidas en ambientes Hidrostático y Litostático.

T (°C) Mínima	P (Bar) Mínima	T (°C) Mínima Corregida	P (Bar) Mínima Corregida	T (°C) Máxima Corregida	P (Bar) Máxima Corregida	H (Km.)
190	10.07	218.05	568	269.44	1540	4.62- 1.7
122	4.56	140.3	428	166.66	1000	3-1.28
117	4.6	133.3	381	156.9	952	2.8- 1.14

De la figura 16 se puede observar la circulación de los fluidos hidrotermales que dieron origen a la familia de venas paralelas a la esquistocidad de la Formación Silgará. Se obtuvieron registros a partir de profundidades de 1.7 y 1.14 Km. en un proceso exhumativo con temperaturas de 133.3 y 218 °C que se emplazaron entre los esquistos del Silgará de forma paralela a la esquistocidad. La relación de temperatura y profundidad nos sugiere un ambiente de contexto frágil, sin embargo es importante hacer notar que los registros obtenidos nos presentan datos de eventos contemporáneos al proceso exhumativo no siendo estas medidas las propias de la formación de los fluidos hidrotermales (de un contexto dúctil). Partiendo de la evidencias estructurales y haciendo una relación con trabajos realizados en todo el Macizo de Santander (p.e. Campos., 1998; Castellanos., 1999; García et al., 2000; Castellanos., 2001; Mantilla et al., 2001a; Mantilla et al., Ordóñez et al., 2001; 2001b; Ríos., 2001; Ríos et al 2001; Mantilla et al., 2002; Mantilla et al., 2003; Ríos et al., 2003; Castellanos, 2004; Castellanos et al ., 2004; García et

al., 2004; García et al., 2005; Ríos, 2005.), se interpreta como posible evento generador causante de la formación de dichas venas a una banda de cizallamiento que tuvo lugar en la etapa retrograda de las rocas metapelíticas de la Formación Silgará en condiciones metamórficas de facies altas de esquistos verdes en la región occidental del Macizo de Santander.

Esto pudo derivar en un proceso de rehidratación de las rocas metamórficas de dicha formación (Mantilla et al., 2002), lo cual es concordante por sus características con los resultados obtenidos en el presente estudio para el área central del Macizo de Santander.

Para tal determinación se hizo la descripción mineralogía de la vena y la roca encajante a partir de muestras obtenidas en campo que permitieron comprobar la existencia de cuarzo y cianita principalmente en las venas; cianita, biotita, moscovita y estaurolita en el contacto entre la vena y el encajante y esquistos biotíticos con presencia de granate y andalucita principalmente en la roca encajante. Estos minerales están presentes en la relación de fases metamórficas para la trayectoria descrita en las Figuras 16.

La reacción metamórfica encontrada en la facie estaurolita-cianita se puede explicar a partir de un metamorfismo dinamo-térmico regional en condiciones retrogradadas en la cual se genera silimanita y cianita, a través de una trayectoria que no necesariamente conduce al punto triple de los polimorfos de aluminio. Es importante dar cuenta de los datos correspondientes a fluidos acuosos salinos con CO₂ que se presentan como registros anómalos de presión y temperatura en las IF debido a la mezcla de diversos fluidos que percolaron las rocas en una serie continua de subeventos propios de la orogenia que son registrados por (Mantilla et al., 2003) y que según sus características son idénticos a los encontrados en la región central del Macizo de Santander lo que nos permite sugerir que este evento es de carácter regional por lo menos en lo que al Macizo se refiere.

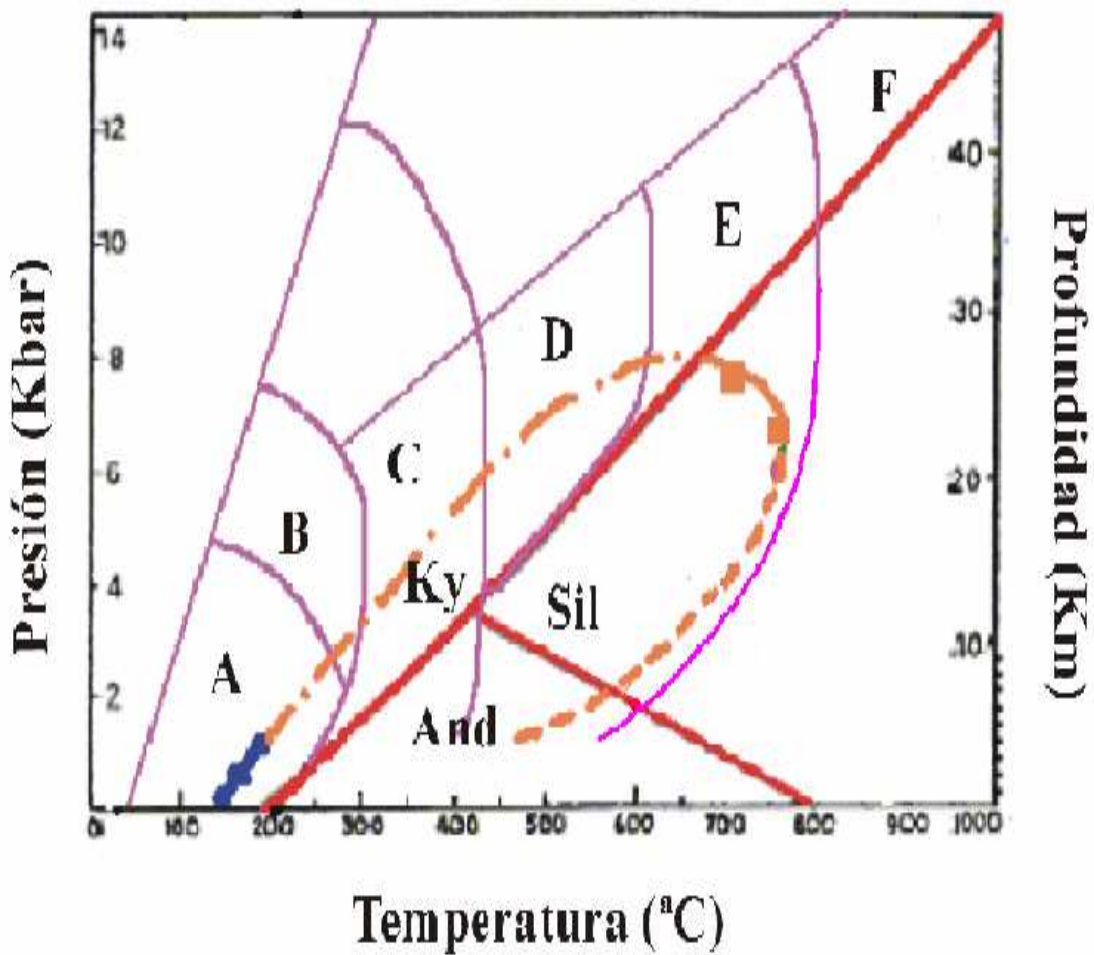


Figura 16. La trayectoria profundidad-temperatura-presión. La línea naranja describe la trayectoria progradada para el metamorfismo Barrowiense para la Formación Silgará, los cuadros de color naranja determinan los puntos de ocurrencia de la silimanita fibrolítica y la silimanita prismática según García et al.,(2005). La línea en azul representa las condiciones progradadas a partir de las isocoras asumiendo un gradiente de 35°C/Km. Se superpone al diagrama P-T el diagrama de las facies metamórficas (A: facie de zeolitas; B: facie prenita- pumpelita; C: facie esquistos verdes; D: facie epidota-anfibolita; E: facie anfibolita y F: facie granulito) y la relación del punto triple para los polimorfos de aluminio. Ky: cianita; And: andalusita; Sil: silimanita según Holdaway, (1971).

11. PETROGENESIS DE LAS VENAS DE CUARZO CON CIANITA

La secuencia de cristalización de los polimorfos de Al_2SiO_5 para las rocas metapelíticas de la Formación Silgará propuesta por García et al., (2005) : $\text{And} = \text{Ky}$; $\text{St} + \text{Chl} + \text{Ms} = \text{Ky} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$; $\text{St} + \text{Ms} + \text{Qtz} = \text{Sil} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$; $\text{Ky} = \text{Sil}$; $\text{Ms} + \text{Pl} + \text{Qtz} = \text{Bt} + \text{Kfs} + \text{Al}_2\text{SiO}_5$ + fundidos indican no solo una compleja historia de crecimiento de aluminosilicatos en estas rocas sino también quizás la ocurrencia de diferentes secuencias de cristalización para dichos polimorfos lo cual podría explicarse para la región central del Macizo de Santander a través de trayectorias de P–T de diferentes rocas que pasarían cerca del punto triple de Al_2SiO_5 .

A partir de las condiciones físico-químicas de las inclusiones fluidas y su relación con las temperaturas de homogenización cuatro eventos hidrotermales para la Formación Silgara en el área de estudio han sido identificadas, los cuales se encuentran clasificados en dos tipos de familias.

El primer evento hidrotermal registrado representa la familia Tipo II acuoso salina carbónica de la zona estaurolita-cianita con una temperatura de homogenización en un rango de 240 y 283 °C. Los datos obtenidos para este tipo de familia e interpretados para la Formación Silgará nos permite inducir que las venas de las cuales pertenecen este tipo de IF se desarrollaron en un contexto dúctil y que para nuestro trabajo corresponden a la formación progradada inicial de cianita por medio de la reacción polimorfica And-Ky que se relacionan con la mayor profundidad registrada por nuestros datos.

Las paragénesis minerales en estas rocas pelíticas son: $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Ms} + \text{St} + \text{Qtz} \pm \text{Ky}$, $\text{Bt} + \text{Ms} + \text{Qtz} \pm \text{Grt} + \text{St}$, $\text{Bt} + \text{Ms} + \text{Ky} + \text{And} \pm \text{Pl} + \text{Qtz}$ y $\text{Ms} + \text{Ky} + \text{Qtz}$.

Los siguientes tres eventos hidrotermales se ubican en la zona estaurolita-cianita y se clasifican como la familia tipo I: un segundo evento relacionado a la familia I acuoso-salina para las IF Sub-tipo III de la zona estaurolita-cianita presentando temperaturas de homogenización entre 190 y 220°C; un tercer

evento relacionado a la familia I acuoso-salina para las IF sub-tipo II de la zona estaurolita-cianita presentando una temperatura de homogenización de 122 °C; un cuarto evento relacionado a la familia I acuoso-salina para las IF sub-tipo I de la zona estaurolita-cianita presentando una temperatura de homogenización de 117 °C. Para estos tres últimos eventos hidrotermales podemos determinar un contexto de exhumación frágil que se presentaron a profundidades entre 2.8 y 4.6 Km, deducidas anteriormente.

Las venas de cuarzo en terrenos metamórficos regionales han sido interpretadas o como trayectorias fosilizadas de circulación de fluidos y transferencia de masa adyectiva a gran escala o como segregaciones producidas por transferencia de masa local. En principio podrían considerarse varias posibilidades para explicar el origen de las venas de cuarzo con cianita en las rocas metapelíticas de la Formación Silgará, de acuerdo a modelos propuestos en otros estudios (e.g., Ague, 1994a; 1994b; Kerrick, 1990; Sibson et al., 1975; Fyfe et al., 1978; Etheridge et al., 1984), los cuales pueden involucrar fuentes externas de fluidos (sistema abierto) a través de procesos de infiltración o fuentes locales de fluidos (sistema cerrado) a través de procesos de difusión.

Fluidos acuosos (portadores de Al_2O_3 y SiO_2 , entre otros componentes químicos disueltos) a altas presiones se sospecha han circulado a través de las rocas metapelíticas como consecuencia de procesos de deshidratación. Reacciones progradadas de deshidratación dentro de esquistos pelíticos en la zona de la estaurolita-cianita han sido quizás el mecanismo que produce las venas de cuarzo, las cuales usualmente presentan cianita. No obstante, esto debería confirmarse con análisis químicos de roca total para establecer si realmente existe una disminución del contenido de Al_2O_3 y SiO_2 cerca a estas venas. Un ambiente frágil debió igualmente favorecer la formación de las venas en estas rocas. Según Kerrick (1990) el origen de estas venas de cuarzo con cianita involucraría la circulación de fluidos con Al y Si disueltos. Sin embargo, Widmer and Thompson (2001), a partir de datos de balance de masa indican que no es necesario involucrar el paso de fluidos de infiltración de fuentes distantes. Reacciones de deshidratación de silicatos, particularmente de la

moscovita, han sido documentadas en el presente estudio. Por otra parte, gradientes de potencial químico, principalmente de Al_2O_3 , habrían favorecido la nucleación y el crecimiento de cianita en mas venas de cuarzo a expensas de la descomposición de la moscovita en las paredes de la roca encajante, en este caso las rocas pelíticas del Silgara, las cuales se caracterizan por una disminución en el contenido de moscovita hacia el contacto con las venas de cuarzo. De esta manera una alternativa reacción química que podríamos proponer para explicar la formación de cianita junto con cuarzo en las venas reportadas en este estudio sería:



La presencia de cianita hacia la zona central de las venas de cuarzo se debe básicamente a la precolación de dicho mineral en eventos de rehidratación en un contexto frágil de fuerte tectónismo como producto de la exhumación del orógeno que provocó un fracturamiento dando origen a las posteriores familias de venas hidrotermales quedando registradas dentro de la familia principal de venas hidrotermales paralelas al S_2 al ser emplazada la cianita en las microfracturas de esta venas.

La cianita ocurre también en contacto neto entre mica-esquistos biotíticos o moscovíticos de la roca encajante y la vena.

Los datos derivados por el estudio de IF, de distribución y microtermometría indican que los fluidos asociados a cianita en venas de cuarzo presentan una baja salinidad con rangos entre 1.37 y 10.5 wt% de NaCl equivalente (salinidades moderadas alrededor 7-8 wt% NaCl equivalente. Estas venas se formaron a temperaturas entre 156.9°C y 269.44°C y presiones entre 0.952 Kbar y 1.5 Kbar que corresponden a emplazamiento entre 1.14 Km a 1.7 Km de profundidad. Los fluidos con cianita en la roca caja tienen una baja salinidad entre 0 y 3 wt% de NaCl equivalente (modelado entre salinidades entre 0 y 3% de NaCl equivalente) y bajas temperaturas.

Los fluidos hidrotermales responsables de mineralizaciones de oro corresponden a los sistemas $\text{CH}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$, Las IF acuoso salinas carbónicas tipo II que contienen CH_4 puro?, o mixtas CH_4 y CO_2 , o CO_2 puro? Son características de fluidos formadores de oro.

Estos arreglos químicos son detectados de manera mixta con los fluidos hidrotermales que cristalizaron en la roca caja en la forma de venas de cuarzo con cianita tipo II? relacionados con una banda de cizallamiento. La salinidad y las temperaturas de homogenización de las IF en las venas de cuarzo con cianita son comparables a las de los fluidos que movilizan minerales de interés económico generados a profundidad propios de este tipo de familia de venas. De estos no se obtuvo un registro favorable a partir de nuestro método de análisis, pero generan un especial interés y pueden ser motivo de posteriores proyectos de investigación.

12. CONCLUSIONES

A partir de los estudios de campo, de petrografía convencional a nivel macroscópico, de mineralogía a nivel microscópico y los estudios microtermométricos de las IF de las venas de cuarzo con cianita que tienen como roca encajante la Formación Silgará en la región central del Macizo de Santander se puede concluir lo siguiente:

- La evolución tectónica del macizo para el momento en que ocurrió la aparición de los fluidos hidrotermales de las venas de cuarzo con cianita en la Formación Silgará, ocurrieron en un evento distensional a profundidades que permiten concluir que ocurrió en un ambiente frágil propio de pulsos posteriores a la génesis de los fluidos hidrotermales los cuales debieron ocurrir en un contexto dúctil.

- A partir de la microtermometría se establece un registro de al menos cuatro eventos hidrotermales; el primer evento de mayor temperatura 240 - 280°C. y profundidades de 6.85 Km. en adelante se interpreta como un pulso hidrotermal desarrollado en un ambiente dúctil relacionado con una mezcla de fluidos acuosos salinos carbónicos de importancia metalogenética. Los tres restantes pulsos de menor temperatura 117 - 220 °C. se desarrollaron en condiciones metamórficas de facies de esquistos verdes atrapados a una profundidad entre 1.14 - 4.62 Km. Estos pulsos hidrotermales se desarrollaron en un contexto frágil.

- En relación con la petrogénesis de la cianita en las venas de cuarzo se determinó que el proceso que favoreció la generación de dicho mineral fue un metamorfismo dinámico térmico generado por la mezcla de minerales constituyentes del fluido hidrotermal con minerales de la roca encajante en condiciones de alta temperatura y presión media.

- La composición mineralógica del esquisto metapelítico jugó un papel fundamental para la formación de los porfidoblastos de cianita. Evidencia de

ello es la disposición y textura de la cianita tanto en la vena como en la roca encajante.

- Las venas de cuarzo con cianita en la zona estauroлита-cianita demuestran mineralógica y morfológicamente características de bandas de cizallamiento que tienen un contexto regional en lo que se refiere al Macizo de Santander por la cual han percolado una mezcla de fluidos de alta complejidad los cuales no son perfectamente registrados con la metodología utilizada para este trabajo. Estos permiten un estudio con mayor detalle con el fin de valorar la potencialidad de dicho fluidos hidrotermales a nivel aurífero o de cualquier otro elemento mineralizante de interés económico, teniendo en cuenta la relación tectónica, de esta banda de cizallamiento y procurándose un trabajo enfocado a estudiar con detalle, con el fin de identificar con certeza su potencial comercial.

- Los procesos mineralizantes que intervinieron en la formación de la cianita se interpretan tectónicamente a partir de un evento de metamorfismo progrado de alta temperatura y presión intermedia y se origina en un ambiente de exhumación del macizo hacia finales del mesozoico en donde hubo un intercambio químico entre la roca encajante y los fluidos hidrotermales que se emplazaron en la misma.

- Las manifestaciones de venas de cuarzo con cianita detectadas por primera vez a nivel macroscópico en el Macizo de Santander se generaron en un desequilibrio térmico entre el fluido hidrotermal que formó la vena y la roca encajante a profundidad, considerando un gradiente geotérmico de 35 °C /Km. Esto se evidencia en la presencia masiva de este aluminosilicato principalmente en el contacto entre la vena y la roca encajante.

- A la luz de los resultados obtenidos en este trabajo se sugiere un estudio complementario de dataciones radiométricas para obtener una mayor certeza de la temporalidad y el origen de los eventos tectónicos causales de la formación de las venas de cuarzo con cianita en la región central del Macizo de Santander para poder ubicarlo en un contexto global mas profundo.

- Es recomendable igualmente llevar a cabo un análisis de las composiciones isotópicas no solo de las venas de cuarzo con cianita sino también de aquellas en las rocas metapelíticas encajantes, lo cual tendría implicaciones para el entendimiento de la historia tectono metamórfica de esta región del Macizo de Santander, así como de los mecanismos de reacción responsables de la nucleación y el crecimiento de polimorfos de Al_2SiO_5 .

13. REFERENCIAS

Ague, J. J. (1994a): Mass transfer during Barrovian metamorphism of pelites, south central Connecticut. I: Evidence for changes in composition and volume: *American Journal of Science*, v. 294, p. 989–1057.

Ague, J. J. (1994b): Mass transfer during Barrovian metamorphism of pelites, south central Connecticut. II: Channelized fluid flow and the growth of staurolite and kyanite: *American Journal of Science*, v. 294, p. 1061–1134.

Calderón, H., Franco, R. (2004): Estudio estructural y petrográfico de inclusiones fluidas y su relación con el flujo de fluidos, en la secuencia sedimentaria del Cretácico y Terciario aflorantes en el sector de la vía Recetor-Aguazul (Departamento de Casanare). Tesis de pre-grado Universidad Industrial de Santander.

Campos, N. (1998): Estudio mineralógico y petrográfico de la Formación Silgará al Oeste de la Falla de Mutiscua, Cordillera Oriental, Colombia. Tesis de Pregrado, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, (Colombia).

Castellanos, O. (1999): Estudio Mineralógico y Petrográfico de la Formación Silgará en la Franja Pescadero-Aratoca (Santander). Tesis de Pregrado, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga (Colombia), p.136.

Castellanos, O (2001): Chemical composition of the rock-forming minerals in the Silgará formation and P-T conditions in the Mutiscua area, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. Master thesis, Shimane University, Matsue (Japan), 146pp.

Castellanos, O (2004): Geothermobarometry for the predevonian pelitic sequence of the Silgará Formation to the West of Mutiscua, Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia Andes. XII Congreso Latinoamericano de Geología, Quito, Ecuador Memorias PDF 1146.

Castellanos, O., Ríos, C., and Takasu, A.(2004): Chemically sector-zoned garnets in the metapelitic rocks of the Silgará Formation in the Central Santander Massif, Colombian andes: occurrence and growth history. *Boletín de Geología*, Vol. 26, No. 42, pp. 9-18.

Cesare, B., (1994): Synmetamorphic veining: origin of andalusite-bearing veins in the Vedrette di Ries contact aureole, Eastern Alps, Italy. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 643-653.

Dörr, W., Grösser, J., Rodriguez, G., and Kramm, U. (1995): Zircon U-Pb age of the Paramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 8(2), pp. 187-194.

Etheridge, M. A., Wall, V. J., Cox, S. F., and Vernon, R. H. (1984): High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 4344–4358.

Ferry, J. (1980): A case study of the amount and distribution of heat and fluid during metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 71, pp. 373-385.

Fyfe, W. S., Price, N. J., and Thompson, A. B. (1978): *Fluids in the Earth's crust*. Elsevier, Amsterdam, 383 pp.

García, C., Ríos, C. (1999): *Metamorfismo y metalogenia asociada del Macizo de Santander, Cordillera Oriental (COLOMBIA)*. Informe final del proyecto de investigación 1102-05-083-95 Colciencias - Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, p. 191.

García, C. A., y Campos, N. O. (2000): Composición química y mineralogía de las biotitas metamórficas del sector central del Macizo de Santander, Colombia. Boletín de Geología, Vol. 22, No. 37, pp. 18-27.

García, C.A., Ríos, C.A. (2004): Occurrence and significance of the polymorphs of Al_2SiO_5 in Metamorphic rocks of the Santander Massif, eastern Cordillera (Colombian Andes). Boletín de Geología, Vol. 26, No 43.

García, C., Ríos, C., Castellanos, O. (2005): MédiuM-pressure metamorphism in the Central Santander Massif, eastern cordillera, Colombian Andes. Boletín de Geología, Vol. 27, No 2, pp.43-68.

Goldsmith, R., Marvin, R.F., and Mehnert, H.H. (1971): Radiometric ages in the Santander Massif, eastern Cordillera, Colombian Andes. U.S. Geological Survey Professional Paper, Vol. 750-D, pp.D41-D49.

Goldstein, R. y Reynolds, J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. Short course v. 31. Tulsa, Oklahoma: SEPM (Society for sedimentary geology). p. 69-121.

Holdaway, M. J. (1971): stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagrams. American journal of science, Vol. 271, pp. 97-131.

Julivert, M. (1958): La morfoestructura de la zona de mesas al SW de Bucaramanga. Boletín de Geología, Vol. 1, pp.7-44.

Julivert, M. (1959): Geologia de la vertiente W del Macizo de Santander en el sector de Bucaramanga. Boletín de Geología, Vol. 3, pp.15-34.

Julivert, M. (1961): Geologia de la vertiente W de la Cordillera Oriental en el sector de Bucaramanga. Boletín de Geología, Vol. 8, pp.39-42.

Kerrick, D. M. (1990): The Al_2SiO_5 polymorphs: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, v. 22, 406 p.

Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Vol. 68, pp. 226-237.

Kornprobst, J. 1996): Manual de petrología metamórfica y su contexto geodinámico. Editorial Masson S.A.

Lang, H. D. & Dunn, G. R., (1990): Sequential porphyroblast growth during deformation in a low pressure metamorphic terrane, Orrs Island, Harpswell Neck, Maine. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 199-216.

Larson, T. E. & Sharp, Z. D., (2003): Stable isotopic constraints on the Al₂SiO₅ triple point rocks from the Proterozoic Priest pluton contact aureole, New Mexico, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 785-798.

Leeder, O., (1987): *Einschlüsse in Mineralen*. Enke Stuttgart..

Mantilla, L. C.; Ordóñez, J. ; Cepeda, S.; Ríos, C.A.(2001a): Estudio de los fluidos hidrotermales asociados a las mineralizaciones de fluorita. sector Cepitá-Pescadero, Macizo de Santander. *Boletín de Geología*, Vol. 23, No. 38.

Mantilla, L. C.; Quintero, C.; Mesa, A.; García, C. A.; Bartels, H.(2001b): Estudio de los paleofluidos en la Formación Silgará y su relación con procesos de deformación. sector Aratoca-Pescadero (sw del Macizo de Santander). *Boletín de Geología*, Vol. 23, No. 38.

Mantilla, L. C., Ríos, C. A., Castellanos, O. M. (2002): Estudio del proceso de rehidratación de las rocas metamórficas de la Formación Silgará a partir del análisis composicional de la clorita, Región suroccidental del Macizo de Santander. *Boletín de Geología*, Vol. 24, No. 39, pp. 7-17.

Mantilla, L. C.; Ríos, C. A.; Gélvez, J. R. ; Márquez (2003): nuevas evidencias acerca de la presencia de una banda de cizallamiento en la secuencia

metapelítica de la formación silgará, sector aratoca-pescadero (región suroccidental del Macizo de Santander). Boletín de Geología, Vol. 25, No. 40.

McLelland, J., Morrison, J., Selleck, B., Cunningham, B., Olson, C. & Schmidt, K., (2002): Hydrothermal alteration of late- to post-tectonic Lyon Mountain granitic gneiss, Adirondack Mountains, New York: origin of quartz-sillimanite segregations, quartz-albite lithologies, and associated Kiruna-type low-Ti Fe-oxide deposits. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 175-190.

Miyashiro, A. (1994): *Metamorphic petrology*. Oxford University Press, U.K., 404p.

Nabelek, P. I., (1997): Quartz-sillimanite leucosomes in high-grade schists, Black Hills, South Dakota: a perspective on the mobility of Al in high-grade metamorphic rocks. *Geology*, 25, 995-998.

Nash, J. T y Theodore, T. (1971): Ore fluids in the porphyry copper deposits at Cooper Canyon, Nevada. En: *Econ. Geology* No.66.

Okuyama-Kusunose, Y., (1994): Phase relations in andalusite-sillimanite type Fe-rich metapelites; Tono contact metamorphic aureole, Northeast Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 153-168.

Ordoñez, J. y Cepeda S. (2001): Historia hidrotermal de la Formación Silgará a partir del estudio de Inclusiones Fluidas en los municipios de Cepita y Aratoca (Departamento de Santander) implicaciones estructurales y metalogenéticas. Tesis de pre-grado Universidad Industrial de Santander.

Prada, D., Quintero, I. (2004): Estudio estructural de fracturas y análisis de inclusiones fluidas en materiales de relleno de venas, en las rocas aflorantes en la transecta Santa María-San Luis de Gaceno (Departamento de Boyacá, borde oriental de la Cordillera Oriental): implicaciones paleohidrogeológicas. Tesis de pre-grado Universidad Industrial de Santander.

Read, H. H., (1932): On quartz-kyanite rocks in Unst, Shetland Islands, and their bearing on metamorphic differentiation. *Mineralogical Magazine*, 23, 317-328.

Ríos, C. A., y García, C. A. (2001): Primera ocurrencia de los tres polimorfos de Al_2SiO_5 en las rocas metapelíticas de la Formación Silgará, Región Suroccidental del Macizo de Santander. *Boletín de Geología*, Vol. 23, No. 38, pp. 51-59.

Rios, C., Gelvez, J., Marquez, R., y Castellanos, O. (2003): Cinética de la nucleación y el crecimiento del granate en las rocas metapelíticas de la Formación Silgará, Región Suroccidental del Macizo de Santander. *Boletín de Geología*, Vol. 25, No. 40, pp. 23-38.

Ríos, C.A.(2005): Cation substitutions governing the chemistry of amphibole in The Silgará formation metabasites at the southwestern Santander Massif. *Boletín de Geología*, Vol. 27, No. 2, pp. 13-30.

Roedder E. (1962): "Studies of fluid inclusions I: Low temperature applications of a dualpurpose freezing and heating stage". *Econ. Geology*. 57, p. 1045-1061.

Roedder E. (1976): "Fluid Inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks". In K.H. Wolf, ed., *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*. 2, p. 67-110.

Roedder E. (1981): "Origen of fluid inclusions and changes that occur after trapping". In L.S.Hollister and M. L. Crawford (eds.) *Short course in fluid inclusions: Applications to Petrology*, Vol. 6, Mineralogical Association of Canada, p. 107-137.

Roedder E. (1984): "Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy. Vol. 12. Mineralogical Society of América.

Saavedra, D. (2005): Génesis de las manifestaciones de barita-calcita y barita-fluorita en los municipios Sucre y Bolívar (Departamento de Santander). Tesis de pre-grado Universidad Industrial de Santander.

Samson, Iain et al., (2003): Fluid inclusión, análisis and interpretation. Mineralogical Association of Canada. Short course series v. 32. Vancouver: British Columbia. p. 175-212.

Sepahi, A.A., Whitney, D.L. and Baharifar, A.A., (2004): Petrogenesis of andalusite-Kyanite-sillimanite veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran. *Journal Metamorphic Geology*, 22, 119-134.

Sibson, R. H., McMoore, J., and Rankin, R. H. (1975): Seismic pumping—a hydrothermal fluid transport mechanism: *Journal of the Geological Society [London]*, v. 131, p. 653–659.

Spear, J. A., (1982): Metamorphism of pelitic rocks of the Snyder Group in the contact aureole of the Kiglapait layered intrusion, Labrador: effect of buffering partial pressures of water. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, 1888-1909.

Stout, M. Z., Crawford, M. L. & Ghent, E. D., (1986): Pressure-temperature and evolution of fluid compositions of Al₂SiO₅-bearing rocks, Mica Creek, B. C., in light of fluid inclusion data and mineral equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 236-247.

Tibor Z. (1984): *Mineralogy concepts and principles*, cap. Minerals and their associations 218-219.

Yardley, B. W. D., Leake, B. E. & Farrow, C. M., (1980): The metamorphism of Fe-rich pelites from Connemara, Ireland. *Journal of Petrology*, 21, 365-399.

Ward, D. et al. (1973): Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. U.S. Geological Survey e INGEOMINAS. *Boletín Geológico*, Vol. XXI, No 1-3.

Whitney, D. L. & Dilek, Y., (2000): Andalusite-sillimanite-quartz veins as indicators of lowpressure-high-temperature deformation during late-stage unroofing of a metamorphic core complex, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 59-66.

Widmer, T. & Thompson, A. B., (2001): Local origin of high pressure vein material in eclogite facies rocks of the Zermatt-Saas Zone, Switzerland. *American Journal of Science*, 301, 627-656.

Disponible en Internet: <<http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/proflu>

<www.mapas.colombia.com.co>

<www.google/maps.com>

<www.gobernación/nortedesantander.com.co>