

**ESTUDIO MINERALÓGICO-PETROGRÁFICO DE LAS ALTERACIONES
HIDROTERMALES PRESENTES EN LAS ROCAS ÍGNEAS AFLORANTES A LO
LARGO DE LA TRANSECTA MOGOTES - SAN JOAQUÍN (MACIZO DE
SANTANDER, COLOMBIA)**

**DIEGO HERNANDO ARDILA MELO
ANDREA CAROLINA AYALA CAICEDO**

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

2017

**ESTUDIO MINERALÓGICO-PETROGRÁFICO DE LAS ALTERACIONES
HIDROTERMALES PRESENTES EN LAS ROCAS ÍGNEAS AFLORANTES A LO
LARGO DE LA TRANSECTA MOGOTES - SAN JOAQUÍN (MACIZO DE
SANTANDER, COLOMBIA)**

**DIEGO HERNANDO ARDILA MELO
ANDREA CAROLINA AYALA CAICEDO**

TRABAJO DE GRADO PARA OPTAR POR EL TITULO DE GEÓLOGO

**DIRECTOR:
LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA
GEOLOGO PhD**

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

2017

DEDICADO

A Dios y al universo por brindarme tan solo un poco de su infinita sabiduría.

A mis padres por el amor inextinguible que me brindan, por ser parte fundamental de mi educación y por el desmesurado esfuerzo que realizan a diario por forjar una mejor persona.

A lo más lindo que la vida ha sabido regalarme, mi hermosa hija, por iluminarme con la paz de su sonrisa y colmar mi vida de un inigualable amor.

A todas aquellas personas que de una u otra manera contribuyeron con ideas, pensamientos y discusiones durante el desarrollo de este proyecto.

Diego Hernando Ardila Melo

DEDICADO

A Dios por iluminar mi camino y reglarme la sabiduría necesaria para culminar con éxito este logro.

A los mejores padres del mundo, por su apoyo incondicional, paciencia, comprensión, y amor infinito.

A Mateo y María José, por ser el motor de mi vida, en especial a mi hijo por darme más fuerza de la que tenía para continuar por este corto pero sustancioso camino de aprendizaje y experiencias inolvidables.

A mis amigas que hicieron parte esencial durante todo este proceso brindándome una amistad sincera y de la cual me quedan los mejores recuerdos.

A Diego por el aprendizaje personal y profesional durante el desarrollo del este proyecto.

Andrea Carolina Ayala Caicedo

AGRADECIMIENTOS

Al profesor Luis Carlos Mantilla Figueroa por su acompañamiento en todas las fases de este proyecto, sus valiosas enseñanzas y asesorías.

Al profesor Jesús Hernando Mendoza Forero por el tiempo y la dedicación que dispuso para con nosotros en el desarrollo de este trabajo, así como las innumerables consideraciones y enseñanzas dadas a lo largo de este efímero paso por la universidad.

Al Laboratorio de Microscopía de la Universidad Industrial de Santander – Parque Tecnológico de Guatigará y su personal, en especial a su director el profesor Carlos Alberto Ríos Reyes.

A todos los profesores de la Escuela de Geología que hicieron parte de este proceso de formación personal.

Al Laboratorio de corte y preparación de secciones delgadas de la Universidad industrial de Santander, en especial a su técnico encargado, Luis Eduardo Garrido por su colaboración.

A Jorge Gamboa por contribuir con sus ideas y discusiones en el desarrollo de este trabajo.

A las personas del municipio de Mogotes, por su amabilidad y disposición para colaborar con la fase de campo de este proyecto en especial a don Leonel por su acompañamiento.

A todas las personas que contribuyeron de una u otra forma con este proyecto.

CONTENIDO

INTRODUCCION.....	17
1. OBJETIVOS.....	18
1.1. OBJETIVO GENERAL	18
1.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS	18
2. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO	19
2.1. LOCALIZACIÓN.....	19
2.2. VÍAS DE ACCESO	20
2.3. FISIOGRAFÍA Y CLIMA	21
3. MÉTODOS ANALÍTICOS.....	22
4. ANTECEDENTES Y CONTEXTO GEOLÓGICO	24
5. RESULTADOS	28
5.1. FASE DE CAMPO	28
5.1.1. Litologías aflorantes en la zona de estudio	28
5.1.2. Bandas de alteración hidrotermal.....	32
5.2. MICROSCOPIA ÓPTICA.....	35
5.2.1. Evento ígneo.	36
5.2.2. Metasomatismo álcali	38
5.2.3. Evento de cloritización	41
5.2.4. Evento de alteración MSC + QZ + RUT	43
5.2.5. Evento de alteración QZ + SER.....	46
5.2.6. Evento de alteración supergena	48
5.3. MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM + EDS).....	49
5.4. MICROSONDA ELECTRÓNICA	53
5.5. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL	60
5.6. GEOCRONOLOGÍA	64
6. MODELO EVOLUTIVO DE LAS ALTERACIONES HIDROTERMALES RECONOCIDAS.....	66
7. CONCLUSIONES.....	68
8. RECOMENDACIONES.....	70
BIBLIOGRAFIA.....	71

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Esquema geológico del Macizo de Santander, en el cual se resalta el área estudiada.....	19
Figura 2. Marco tectónico del noroeste de Sur América.....	24
Figura 3. Mapa generalizado de los cuerpos ígneos aflorantes en el Macizo de Santander.....	27
Figura 4. Mapa geológico simplificado del área de estudio, indicando la localización de las muestras recolectadas.....	29
Figura 5. Fotografías de las diferentes fases ígneas aflorantes en el Batolito de Mogotes.....	30
Figura 6. Fotografías de la alteración localizada en bandas.	33
Figura 7. Fotografías de las bandas de alteración hidrotermal que afectan la cuarzomonzonita biotítica aflorante en inmediaciones de la vereda el Gaital	34
Figura 8. Fotografías de las bandas de alteración hidrotermal que afectan las rocas graníticas del Batolito de Mogotes aflorantes en las inmediaciones de San Joaquín.	35
Figura 9. Microfotografías de los principales constituyentes de la Cuarzomonzonita, en nicoles cruzados	37
Figura 10. Microfotografías del Metasomatismo Na-Ca en nicoles cruzados.	39
Figura 11. Microfotografías del Metasomatismo K observado sobre las plagioclasas.	40
Figura 12. Microfotografías que evidencian la cloritización parcial que presentan los cristales de biotita	42
Figura 13. Microfotografías en nicoles cruzados y paralelos; donde se observa la morfología y distribución del rutilo presentes en esta alteración.....	43
Figura 14. Microfotografías en nicoles cruzados y nicoles paralelos, donde se evidencia la asociación mineralógica característica de esta alteración $Ms+Qz+Rt$..	44
Figura 15. Microfotografías en nicoles cruzados, donde se observa la asociación cuarzo-sericita característica de esta alteración hidrotermal.	46
Figura 16. Microfotografías tomadas en nicoles cruzados, donde se evidencia los diferentes grados de intensidad de la alteración hidrotermal.....	46

Figura 17. Microfotografías tomadas en nicoles paralelos y cruzados de la alteración supergena	48
Figura 18. Resultados (SEM+EDS) obtenidos de la muestra NEDD-10-4.....	50
Figura 19. Resultados (SEM+EDS) obtenidos de la muestra NEDD-10-4.....	51
Figura 20. Resultados (SEM+EDS) obtenidos de la muestra NEDD-10-4.....	53
Figura 21. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y espectrómetros (EDS), donde se reconocen tres micas asociadas a eventos de alteración diferentes.....	55
Figura 22. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y espectrómetros (EDS), donde se identifica el rutilo.....	57
Figura 23. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y espectrómetros (EDS), donde reconoce la presencia de minerales con contenidos de REE.....	59
Figura 24. Análisis Litogeoquímicos realizados a partir de los datos obtenidos	60
Figura 25. Diagramas de elementos de REE normalizados a condrito.....	63
Figura 26. Gráficas obtenidas a partir de análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizado a una muestra de sericita hidrotermal.	65

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Composición química de los cristales analizados de las diferentes micas, expresada en % de óxidos.....	56
Tabla 2. Composición química de los cristales analizados de los diferentes rutilos expresada en % de óxidos.	58

ANEXOS

ANEXO A. MICROSCOPIA ELECTRONICA DE BARRIDO

ANEXO B. GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL

ANEXO C. GEOCRONOLOGIA

NOTA: VER ANEXOS EN LA CARPETA ADJUNTA AL CD

RESUMEN

TÍTULO: ESTUDIO MINERALÓGICO-PETROGRÁFICO DE LAS ALTERACIONES HIDROTERMALES PRESENTES EN LAS ROCAS ÍGNEAS AFLORANTES A LO LARGO DE LA TRANSECTA MOGOTES-SAN JOAQUÍN (MACIZO DE SANTANDER, COLOMBIA) *.

AUTORES: ARDILA MELO, Diego Hernando**; AYALA CAICEDO, Andrea Carolina**.

PALABRAS CLAVES: Bandas de alteración hidrotermal, Batolito de Mogotes, Macizo de Santander, Metasomatismo álcali.

DESCRIPCIÓN:

Rocas ígneas aflorantes a lo largo de la transecta Mogotes-San Joaquín constituyen el denominado Batolito de Mogotes. Estas rocas graníticas muestran diferentes alteraciones hidrotermales que por su extensión e intensidad pueden diferenciarse en: alteración regional y alteración localizada en bandas, siendo esta última la que constituye el objeto de este estudio. La principal dirección reconocida para estas bandas de alteración hidrotermal (200-240°) está estrechamente relacionada con fallas de dirección NE-SW presentes en el área de estudio, por lo que se presume un posible control estructural en el desarrollo de dichas bandas.

Las observaciones petrográficas, así como los análisis realizados en microscopía electrónica de barrido (SEM+EDS) y microsonda electrónica permitieron reconocer 5 eventos de alteración hidrotermal, que en función de sus asociaciones minerales pudieron definirse como: metasomatismo álcali, evento de cloritización, evento de alteración Ms+Qz+Rt, evento de alteración Qz+Ser y evento de alteración supergeno.

Análisis geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, realizados en sericita hidrotermal, arrojan una edad isocrónica de 184 ± 1 Ma, para el evento principal de alteración Qz-Ser. La edad de este evento hidrotermal seguramente corresponde al inicio del colapso del arco magmático, desarrollado durante el Triásico tardío-Jurásico temprano, donde un régimen extensivo comienza a predominar, generando fallamiento normal y permitiendo el escape de fluidos a través de estos conductos.

* Trabajo de Grado.

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa Geólogo, PhD.

ABSTRACT

TITLE: MINERALOGICAL-PETROGRAPHIC STUDY OF THE HYDROTHERMAL ALTERATIONS PRESENT IN THE IGNANT ROCKS AFLORANTS ALONG THE TRANSECT MOGOTES-SAN JOAQUÍN (MASSIF OF SANTANDER, COLOMBIA)

*

AUTHORS: ARDILA MELO, Diego Hernando **; AYALA CAICEDO, Andrea Carolina **.

KEYWORDS: Bands of hydrothermal alteration, Mogotes Batholith, Massif of Santander, Alkali Metasomatism.

DESCRIPTION:

Outstanding igneous rocks along the Mogotes - San Joaquin transect constitute the so-called Mogotes Batholith. These granite rocks show different hydrothermal alterations that, due to their extent and intensity, can be differentiated into: regional alteration and localized alteration in bands, being this the object of this study. The main recognized direction for these hydrothermal alteration bands (200-240 °) is closely related to NE-SW direction faults present in the study area, so a possible structural control in the development of these bands is presumed.

The petrographic observations, as well as the analyzes carried out in scanning electron microscopy (SEM + EDS) and electron microsound allowed to recognize 5 events of hydrothermal alteration, which according to their mineral associations could be defined as: alkali metasomatism, chloritization event, Alteration Ms + Qz + Rt, alteration event Qz + Ser and supergene alteration event.

Geochronological analyzes $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$, performed in hydrothermal sericite, yield an isochronic age of 184 ± 1 Ma, for the main event of Qz-Ser alteration. The age of this hydrothermal event probably corresponds to the beginning of the collapse of the magmatic arc, developed during the early Late Jurassic Triassic, where an extensive regime begins to predominate, generating normal failure and allowing the escape of fluids through these ducts.

* *Research project.*

** *Faculty of Physical-Chemical Engineering. School of Geology. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa Geologist, PhD.*

INTRODUCCION

La circulación de fluidos a altas temperaturas a través de las rocas graníticas genera cambios texturales y químicos, provocando diferentes tipos de alteraciones en la mineralogía de estas rocas, en función de las propiedades físico-químicas del fluido. La percolación del fluido hidrotermal se ve favorecido por planos de debilidad (fallas y fracturas), de diversa escala, que presenta la roca que se ve afectada.

Las rocas ígneas aflorantes a lo largo de la transecta Mogotes - San Joaquín constituyen el llamado Batolito de Mogotes, estas rocas han sido objeto de pocos estudios que describan, desde el punto de vista mineralógico y petrográfico, sus características composicionales, texturales y de alteración. En cuanto a las alteraciones presentes en estas rocas, aparentemente de origen hidrotermal hipógeno, no existen trabajos reportados sobre el tipo de alteración, las asociaciones minerales de cada una de estas y la temporalidad relativa entre pulsos magmáticos de formación de las rocas ígneas plutónicas y los procesos hidrotermales que las afectan.

Por lo tanto, el presente estudio tiene como finalidad realizar una caracterización mineralógica-petrográfica de las rocas ígneas del Batolito de Mogotes, afectadas por alteración hidrotermal, mediante la implementación de diferentes técnicas, como microscopía óptica, microscopía de barrido (SEM+EDS), microsonda electrónica, geoquímica de roca total y geocronología, generando así un modelo genético preliminar que refleje las condiciones de cristalización de las rocas ígneas y de la alteración, aportando de esta manera nuevos datos a la evolución geológica de la zona.

1. OBJETIVOS

1.1. OBJETIVO GENERAL

Realizar un estudio mineralógico-petrográfico de las alteraciones hidrotermales presentes en las rocas ígneas aflorantes a lo largo de la transecta Mogotes-San Joaquín (Departamento de Santander), con el propósito de avanzar en el conocimiento de su génesis y ambiente de formación.

1.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS

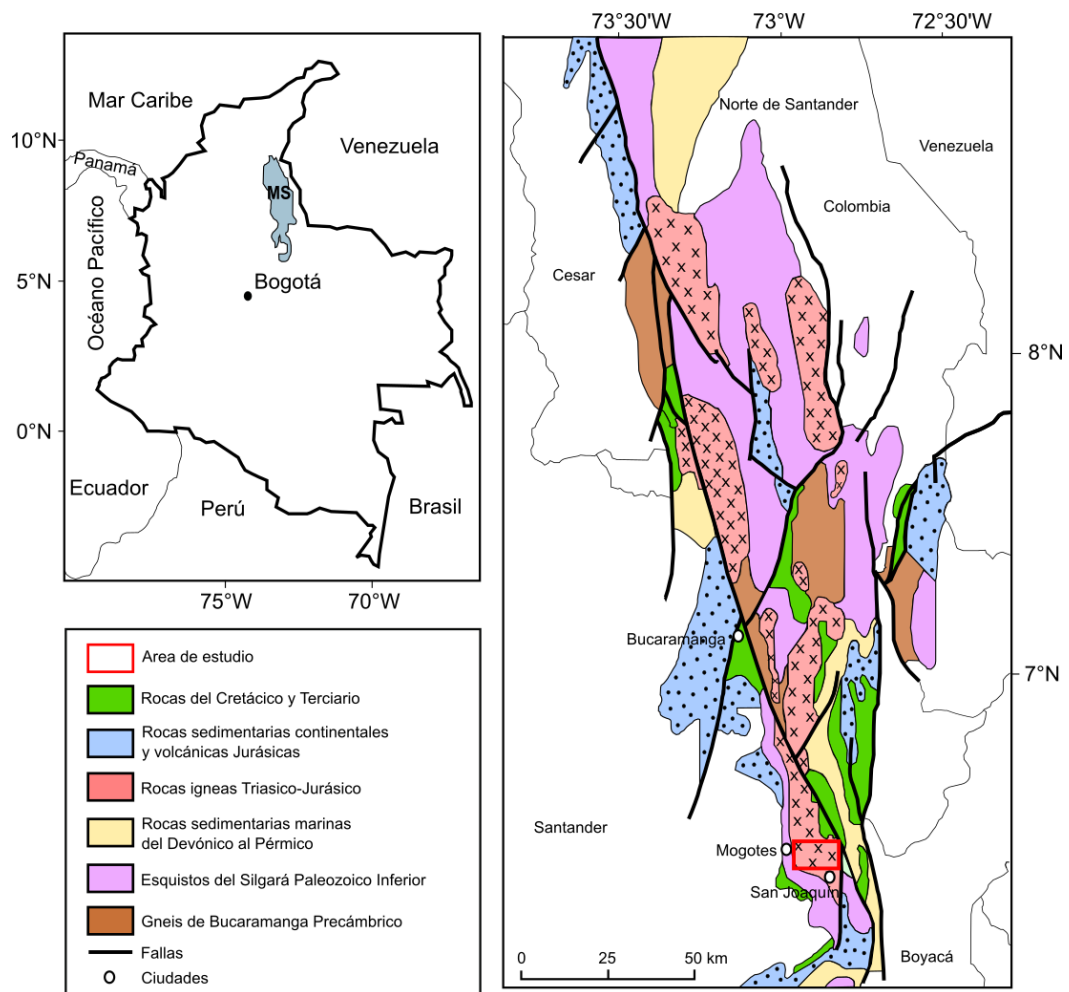
- Reconocer las evidencias a escala macroscópica y establecer la temporalidad relativa entre pulsos magmáticos de formación de las rocas ígneas plutónicas y los procesos hidrotermales que pudieron afectarlas.
- Mediante el análisis mineralógico-petrográfico, utilizando microscopía óptica de luz transmitida en las zonas con alteración hidrotermal, reconocer las posibles asociaciones de minerales de alteración hidrotermal desarrolladas en el transcurso de los eventos hidrotermales.
- Analizar la geoquímica de elementos mayores, menores y trazas, de las rocas objeto de estudio, para fines de reconocer variaciones químicas relacionadas con los eventos de alteración.
- Realizar análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM+EDS) y de microsonda electrónica con el fin de caracterizar la mineralogía e identificar las diferentes texturas producto de procesos hidrotermales.
- A partir de muestras de sericita hidrotermal, determinar la edad del evento principal de alteración, mediante análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.
- Presentar un modelo evolutivo preliminar que refleje las condiciones de cristalización de las rocas ígneas y de la alteración.

2. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1. LOCALIZACIÓN

El área que fue seleccionada como objeto de esta investigación se encuentra localizada en la región sur del denominado Macizo de Santander, el cual constituye la porción Nororiental de la Cordillera Oriental de Colombia, específicamente en los alrededores de los municipios de Mogotes y San Joaquín (Figura 1).

Figura 1. Esquema geológico del Macizo de Santander, en el cual se resalta el área estudiada.



Modificado de Goldsmith *et al.* (1971).

El área se encuentra comprendida en la plancha 136-III-C del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) y tiene por coordenadas planas con origen Bogotá: X: 1'200.000 m – X: 1'210.000 m y coordenadas Y: 1'120.000 m – Y: 1'135.000 m.

2.2. VÍAS DE ACCESO

El área designada para este trabajo se localiza entre los municipios de Mogotes y San Joaquín en el departamento de Santander. Por lo tanto la principal vía de acceso se logra a través de la red vial del municipio de Mogotes. Este municipio cuenta con una red vial urbana que corresponde aproximadamente a 9.193 metros lineales, cuyo trazado permite un fácil acceso a la cabecera urbana. Cuenta con el 41.17% de la malla vial pavimentada en losas de concreto, el 17.7% empedrada en lajas labradas y las restantes equivalentes al 41.13% poseen la superficie de rodadura en tierra y carecen de andenes y sardineles.

Por otra parte el municipio cuenta con 201 Km. de red vial rural, de los cuales 30,4 Km. corresponden a la vía primaria, 17,6 Km. a una vía de carácter secundario y 153 Km. de vías terciarias de conexión interveredal de las cuales la mayor parte se encuentran en mal estado debido al escaso mantenimiento periódico y rutinario realizado a las mismas, las condiciones climatológicas de las regiones en época de invierno, y la topografía de fuertes pendientes.

La vía primaria denominada “Transversal” que comunica los municipios de San Gil, Mogotes, San Joaquín, Onzaga (departamento de Santander) con los departamentos de Boyacá y Cundinamarca es de gran importancia ya que constituye la principal alternativa de comunicación vial para los trayectos realizados durante la fase de campo de este trabajo

2.3. FISIOGRAFÍA Y CLIMA

La región estudiada se caracteriza por presentar paisajes con colinas de alta pendiente y laderas de montaña, configurando un paisaje de valles, las zonas con mayor altitud conservan reservas de flora nativa que configuran el bosque andino. Sin embargo, en contraste a este paisaje, se presentan llanuras aluviales y conos coluviales que constituyen las zonas más bajas de la región, en donde se encuentra ubicados los cascos urbanos de los municipios de Mogotes y San Joaquín. Por lo tanto con excepción de las zonas bajas donde se asientan los cascos urbanos y de algunas riberas de ríos y quebradas, el relieve de la zona se caracteriza por ser escarpado, emergiendo altos como la cuchilla de San José, el alto de los Cacaos, el alto de las Flores, el alto del Gaital, el alto del canelo, el alto de los chicharrones entre otros.

Esta región posee un clima cálido y templado y cuenta con diferentes pisos térmicos a lo largo de su territorio. Se distingue una alta tasa de erosión debido principalmente al efecto que causan los afluentes, generando así algunas estructuras de surcos y cárcavas.

3. MÉTODOS ANALÍTICOS

A fin de reconocer y muestrear las diferentes litologías presentes en el área de estudio, se recorrieron varios trayectos por las principales vías y carreteables de los municipios de Mogotes y San Joaquín en parte de la plancha topográfica 136-III-C, a escala 1:25.000 (según divisiones del Instituto Cartográfico Agustín Codazzi), especialmente en los carreteables que del casco urbano de Mogotes conducen a la vereda el Gaital y sobre el km 54-55 de la vía Mogotes – San Joaquín. Con el fin de reconocer las alteraciones hidrotermales, objeto principal de este estudio, se utilizó como guía y a la vez, evidencia de alteración, la presencia de bandas centimétricas de dirección NE-SW, de tonalidad verdosa presentes en las diferentes fases ígneas del Batolito de Mogotes.

Durante estos recorridos se realizó la colección de muestras, tanto de rocas ígneas aparentemente sin alterar así como de las que presentaban diferentes estados de alteración, y su correspondiente documentación en campo. Posteriormente se seleccionaron muestras de los dos sectores recorridos, con el fin de analizarlas por diferentes métodos que aportaran información a ésta investigación.

Las siguientes fueron las técnicas analíticas utilizadas en este trabajo: (a) Microscopía Óptica de Luz Transmitida; (b) Microscopía Electrónica de Barrido (SEM+EDS); (c) Microsonda Electrónica; (d) Geoquímica de Roca Total; y (e) Geocronología.

En microscopía óptica se utilizaron 16 secciones delgadas las cuales fueron analizadas mediante un microscopio de luz transmitida LEICA DM750P con cámara incorporada. Estos equipos hacen parte del laboratorio de microscopía del grupo de investigación en geología básica y aplicada (GIGBA), ubicado en el Parque Tecnológico Guatimar de la Universidad industrial de Santander (UIS).

Los análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM+EDS) se realizaron en un equipo Quanta FEG 650 (FEI™) en el laboratorio de microscopía del grupo de investigación GIGBA. Los espectros EDS obtenidos durante los análisis fueron

comparados con los patrones presentes en Energy Dispersive Spectrometry of Common Rock Forming Minerals (Severin, 2004).

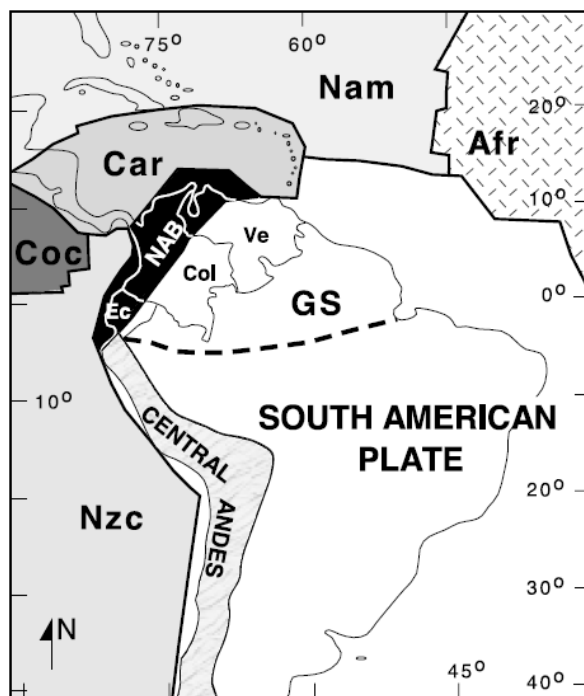
Para el análisis de química mineral se utilizó la microsonda Superprobe JEOL JXA-8230 con tres espectrómetros WDS aceleración de voltaje de 15 kv; 20 nA de corriente del haz; diámetro del haz entre 5 μm - 10 μm ; tiempo de medida de cada elemento de 20 s para el pico, y de 10 s para el fondo. Las correcciones se realizaron a partir del método ZAF. Los elementos analizados fueron: Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, y Cr, expresados como óxidos. La microsonda se calibró con patrones naturales de concentraciones conocidas. Todos estos análisis fueron desarrollados en el Laboratorio de Caracterización Litológica, del Departamento de Geociencias, de la Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá.

Los análisis de geoquímica en roca total, se realizaron en los laboratorios ALS Colombia Ltda (ALS Geochemistry), se aplicó el método PREP-31 para la preparación de muestras y el método CCP-PKG03 para el análisis de elementos mayores, menores y trazas. Los datos obtenidos en estos análisis fueron procesados utilizando el software ioGAS.

4. ANTECEDENTES Y CONTEXTO GEOLÓGICO

El contexto geológico en el que se enmarca el área de estudio, corresponde de manera regional a la parte más septentrional del sistema orogénico andino, también llamado bloque norandino (Pennington, 1981 y; Cediel, *et al.*, 2003) o Andes del Norte (Gansser, 1973 y; Aleman y Ramos, 2000), del cual hacen parte los Andes Venezolanos (Andes de Mérida), los Andes Colombianos y Ecuatorianos (Figura 2).

Figura 2. Marco tectónico del noroeste de Sur América. NAB: Bloque Norte Andino; Car: Placa Caribe; NCZ: Placa Nazca; Coc: Placa Cocos; Nam: Placa de Norte América; Afr: Placa Africana; GS: Escudo Guyana.



Tomado de Cediel, et al., (2003).

Por su parte los Andes Colombianos son el resultado de una compleja amalgamación de distintos terrenos aloctonos desde el Paleozoico hasta el Mioceno medio (Aleman y Ramos, 2000). Uno de estos terrenos es el denominado terreno Chibcha (Toussaint y Restrepo, 1976), en el cual se localiza el Macizo de Santander. Sin embargo, la aloctonía del terreno Chibcha no es compartida en estudios

recientes, debido a la ausencia de evidencias que corroboren este hecho (Van Der Lelij, *et al.*, 2015).

El área aquí estudiada se localiza dentro del llamado Macizo de Santander, extensa región de la Cordillera Oriental, con una historia geológica compleja y en la que se han diferenciado, entre otras, las siguientes unidades estratigráficas: Neis Bucaramanga, Esquistos del Silgará, Ortoneis, Metasedimentitas de Guaca, Metasedimentitas La Virgen, Floresta Metamorfoseada y Formación Mogotes (Ward *et al.*, 1973; Clavijo, 1994; Restrepo-Pace, 1995; García y Ríos, 1999; Royero y Clavijo, 2001; Moreno-Sánchez *et al.*, 2005; entre otros). Sin embargo, Mantilla *et al.*, (2016a; 2016b) estudian la Unidad Esquistos de Silgará, y proponen subdividirla en los siguientes conjuntos: Esquistos del Silgará s.s., Esquistos del Chicamocha y Filitas de San Pedro. En algunas áreas del macizo también afloran unidades de rocas ígneas que presentan edades del Paleozoico, compuestas principalmente por granitoides y gabros (Ulloa y Rodríguez, 1982; Boinet *et al.*, 1985; Ujueta, 1991; Royero y Vargas, 1999; Royero y Clavijo, 2001; Mantilla *et al.*, 2012; Botello *et al.*, 2014; Galvis y Pinzón, 2016). Todas estas unidades se consideran pre-devonianas, debido a que las rocas sedimentarias más antiguas del Macizo de Santander (del Devónico medio y superior, Carbonífero y Pérmico) se encuentran suprayaciendo las unidades mencionadas anteriormente.

También se reconocen rocas ígneas de edad Triásico-Jurásico, distribuidas ampliamente sobre el Macizo de Santander (Figura 3), con edades de emplazamiento que varían de 210,6 - 196,7 Ma, y que están representadas principalmente por batolitos, stocks y diques. La Tonalita y Granodiorita del Plutón de Paramo Rico, Cuarzomonzonita de la Corcova, Cuarzomonzonita de Santa Bárbara, Granito de Pescadero, Batolito de Mogotes, Batolito de Rionegro, entre otras, son algunas de las unidades que conforman el grupo plutónico de Santander (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973; Dörr *et al.*, 1995; Royero y Clavijo, 2001; Mantilla *et al.*, 2013; Van Der Lelij, 2013, Spikings *et al.*, 2015).

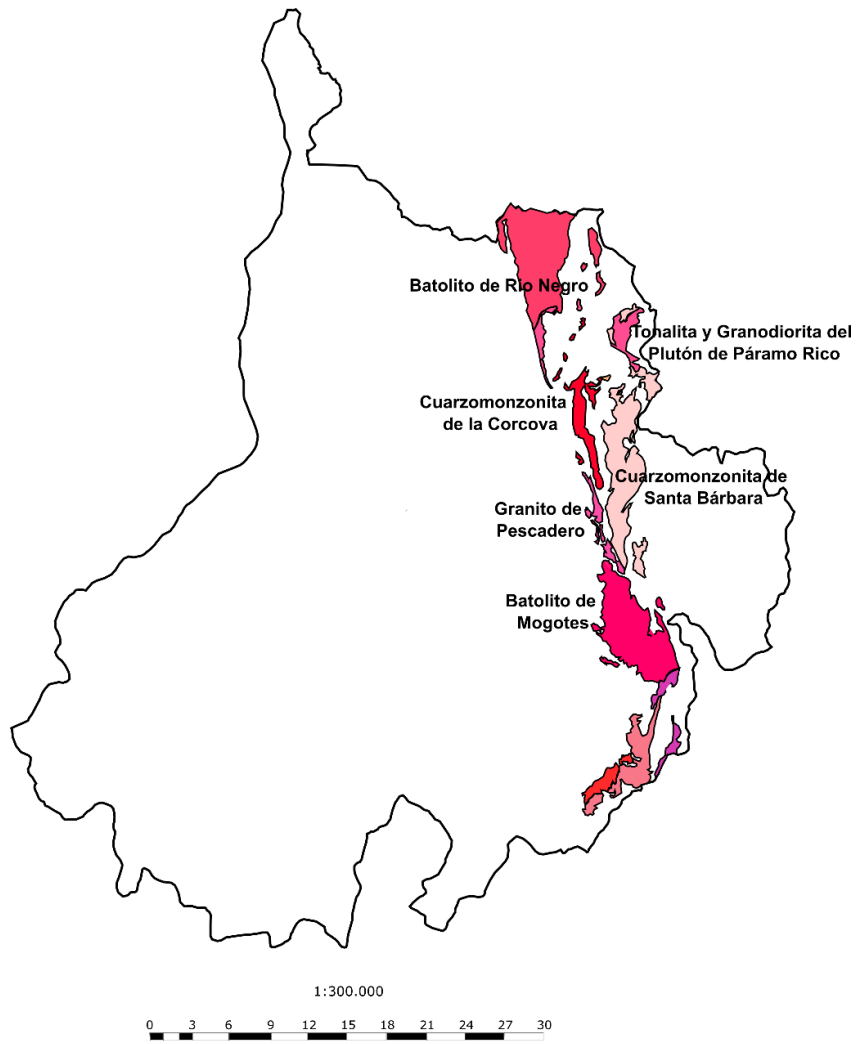
El área estudiada en el marco del presente trabajo se localiza dentro de la unidad ígnea definida por Ward *et al.*, (1973), como Batolito de Mogotes. Este batolito es uno de los más grandes del Grupo Plutónico de Santander, está ubicado al suroeste de la falla de Bucaramanga y tiene cerca de 40 km de largo y 15 km de ancho, con un promedio aproximado de 10 Km. Goldsmith *et al.*, (1971), reportó una edad de 196 ± 6 Ma. Esta edad fue estimada de una muestra del Granito de Pescadero, el cual por su semejanza general en la litología, sus facies gradacionales y sus relaciones estratigráficas y estructurales, se considera una fase del mismo batolito.

El Batolito de Mogotes muestra contactos intrusivos con las unidades: Neis Bucaramanga, Ortoneis y Esquistos de Silgara, aunque esta última puede tratarse, por su localización, a los Esquistos del Chicamocha mencionados en Mantilla, *et al.*, (2015); y Mantilla *et al.*, (2016).

También se observa, al oriente del batolito, un contacto tectónico con rocas de bajo grado de metamorfismo de la equivocadamente llamada Formación Floresta Metamorfoseada (Según Ward *et al.*, 1973) y al occidente en contacto intrusivo con la misma unidad, aunque para esta área (en términos de Moreno-Sánchez *et al.*, 2005), sería Formación Mogotes. Igualmente al occidente se reconoce el contacto tectónico con rocas sedimentarias de las formaciones Los santos (antes Fm Tambor), Formaciones Cumbre y Rosablanca, de edad Cretácico temprano.

La masa principal la constituye una Cuarzomonzonita biotítica de color rosado naranja, gris rosáceo o blanco rosáceo, equigranular a subporfirítica. En dirección de Onzaga la roca es una granodiorita gris inequigranular a granular. Diques de riolita, riolita porfirítica, aplita, cuarzo-latita y lamprófiro, son comunes en la parte sur, cerca de Mogotes. En cuanto a alteraciones hidrotermales, presentes en este cuerpo ígneo, no se tiene reporte alguno, salvo Ward *et al.*, 1973, quien menciona la presencia de clorita, epidota y sericita como minerales de alteración, sin embargo no se menciona alguna génesis o ambiente de formación de éstas.

Figura 3. Mapa generalizado de los cuerpos ígneos aflorantes en el Macizo de Santander.



Modificado de Royero y Vargas (1999).

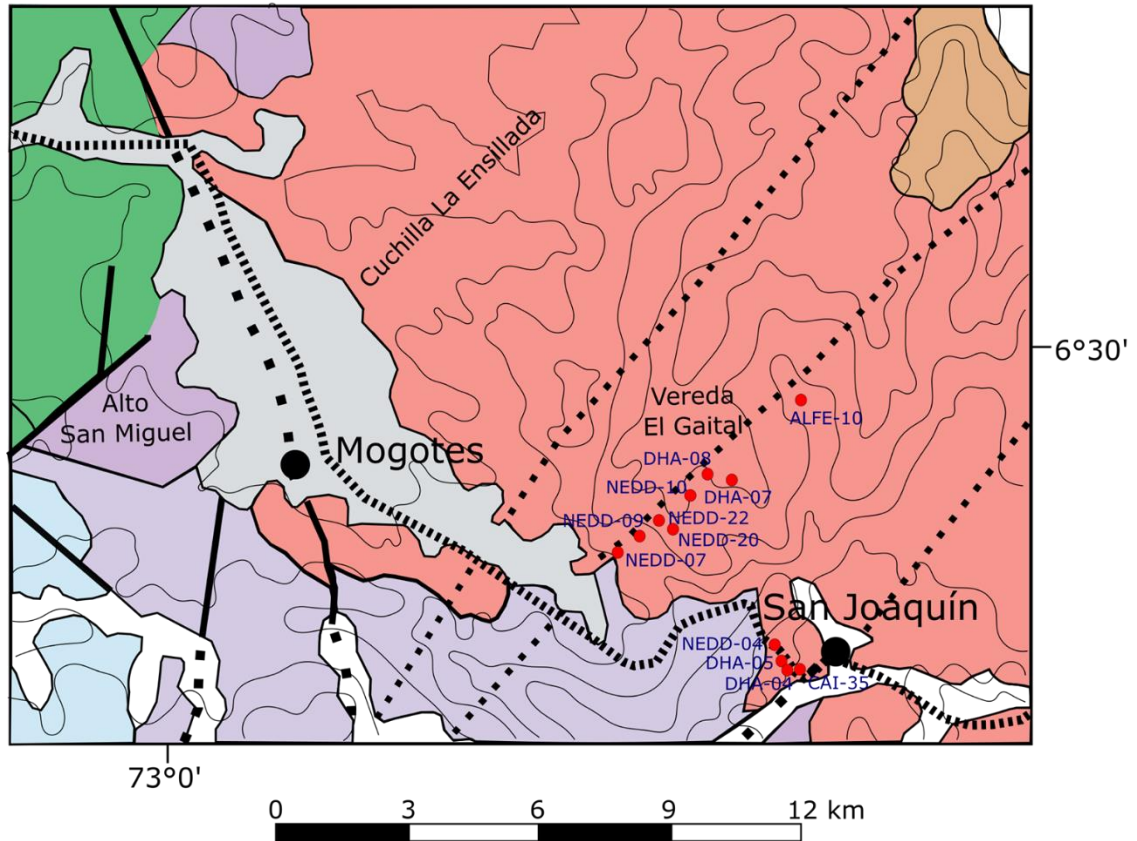
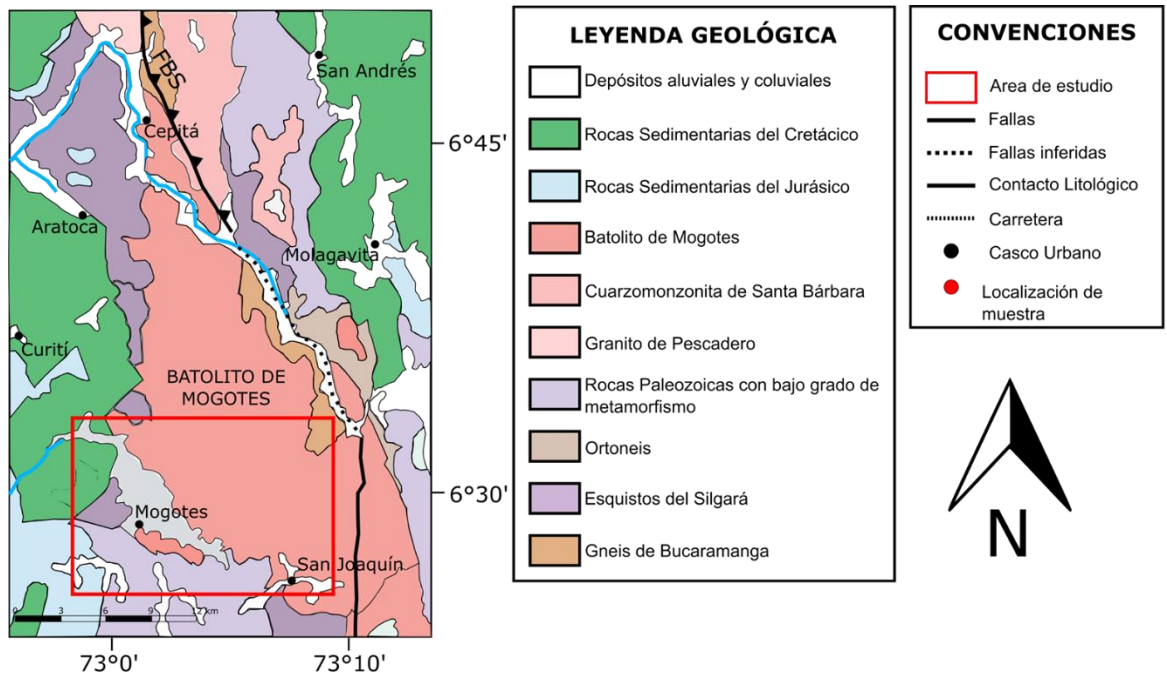
5. RESULTADOS

5.1. FASE DE CAMPO

5.1.1. Litologías aflorantes en la zona de estudio: En el área de estudio en que se enmarca esta investigación, afloran diferentes litologías y unidades, sin embargo la principal litología aflorante corresponde a rocas ígneas de edad Jura-Triásica, que conforman el Batolito de Mogotes. En estas rocas ígneas se localizan las alteraciones hidrotermales que son el objeto de este estudio. Sin embargo, con el propósito de contextualizar, desde el punto de vista geológico, se documentaron las litologías aflorantes adyacentes a estas rocas plutónicas del batolito. Con base en esta documentación y apoyados en los trabajos desarrollados en la asignatura de Campo II, de la Escuela de Geología UIS, y los trabajos de cartografía realizados previamente (Ward et al., 1973; Royero y Vargas, 1999 y; Royero y Clavijo, 2001), se realizó una cartografía general del área (Figura 4).

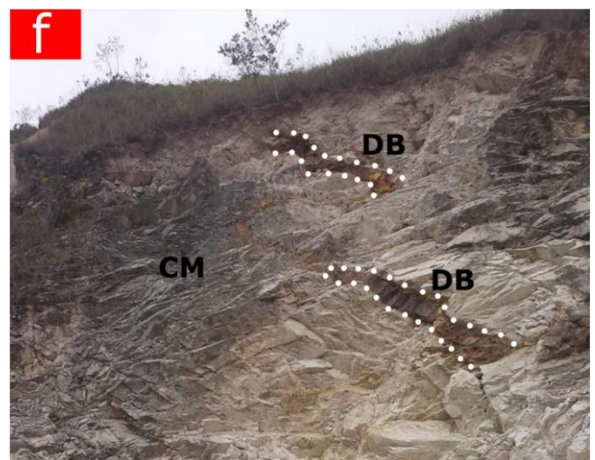
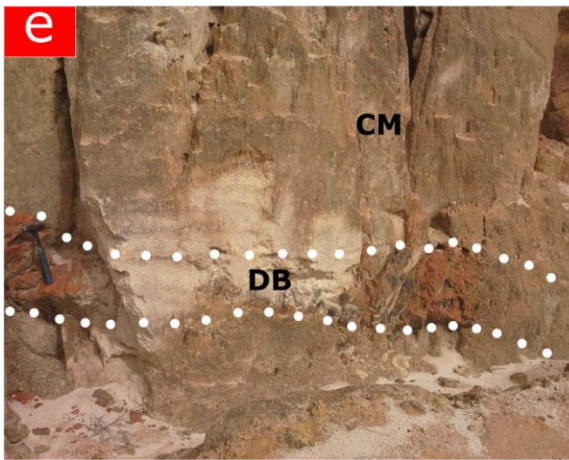
Las rocas metamórficas de edad pre-devónica aflorantes están representadas por algunos neises y esquistos de la unidad Neis Bucaramanga y esquistos moscovíticos de la unidad Esquistos de Silgará (en términos de Ward *et al.*, 1973) o Esquistos del Chicamocha (en términos de Mantilla *et al.*, 2016a). Rocas metamórficas de bajo grado, más jóvenes, se hallan al oeste de la zona y afloran a lo largo del carreteable Mogotes-San Joaquín. Estas rocas incluyen filitas y metareniscas de la equivocadamente llamada Formación Floresta Metamorfoseada (Ward *et al.*, 1973), también denominado Formación Mogotes por Moreno-Sánchez *et al.*, (2005), el cual reporta fósiles de tipo braquiópodos, del genero *Productus* (comunes en el Devónico-Pérmico) lo que supone una edad más joven para esta unidad. Las rocas sedimentarias expuestas corresponden principalmente a unidades del sistema Jura-Triásico y unidades cretáceas.

Figura 4. Mapa geológico simplificado del área de estudio, indicando la localización de las muestras recolectadas.



Las rocas ígneas, como se mencionó anteriormente, conforman el Batolito de Mogotes. Este consiste de varias rocas características de composición diferente, sin embargo se encuentra cartografiado como una sola unidad debido a los escasos estudios realizados, salvo los trabajos desarrollados por Ward *et al.*, (1973), donde se mencionan algunas características de este cuerpo granítico. A partir de las labores realizadas en la fase de campo se logró identificar diferentes fases ígneas dentro de este gran cuerpo plutónico. La masa principal la constituye una roca granítica, de textura fanerítica-equigranular, de color rosado naranja o gris rosácea (Figura 5a). Desde el punto de vista de composición modal se clasifica como una Cuarzomonzonita biotítica, compuesta principalmente por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita en menor cantidad (Figura 5b). Cortando esta masa, se observan pegmatitas graníticas compuestas por cuarzo y feldespato potásico y localmente presencia de epidota. Otras fases fueron identificadas, principalmente diques de riolita porfirítica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita, embebidos en una matriz de feldespato potásico (Figura 5c). Estos diques riolíticos se encuentran expuestos principalmente en la parte sur del batolito, cerca de San Joaquín, cortando la masa principal de Cuarzomonzonita y las litologías metamórficas de bajo grado. Igualmente se reconocieron diques de aplita compuestos principalmente por cuarzo y feldespato potásico (Figura 5d), y diques de composición andesítica con textura porfirítica (Figura 5e y 5f).

Figura 5. Fotografías de las diferentes fases ígneas aflorantes en el Batolito de Mogotes. (a) Fase principal de Cuarzomonzonita (b) Detalle de la Cuarzomonzonita, obsérvese su textura fanerítica-equigranular (c) Diques de riolita aflorantes cerca de San Joaquín, con un alto diaclasamiento producto de la tectónica local (d) Diques de aplita cortando la masa principal de Cuarzomonzonita; su espesor promedio es aproximadamente 10 cm (e) y (f) Diques de composición andesítica; el espesor de estos diques varía entre 50-70 cm. **CM:** Cuarzomonzonita; **DR:** Diques de Riolita; **DA:** Diques de aplita; **DB:** Diques máficos.



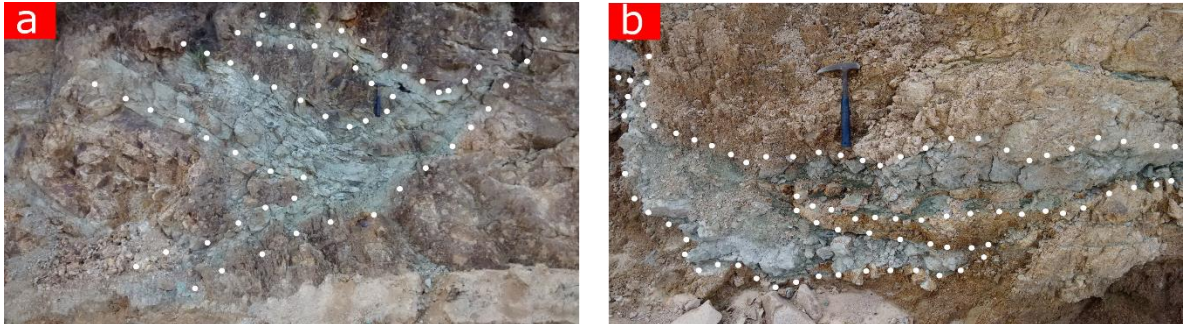
5.1.2. Bandas de alteración hidrotermal: El estudio de las alteraciones hidrotermales que afectan las rocas ígneas aflorantes a lo largo de la transecta Mogotes-San Joaquín constituye la parte primordial de este trabajo, por lo tanto en esta sección se mencionan algunas características macroscópicas observadas en las alteraciones que acá se investigan.

Se ha reconocido que las diferentes fases ígneas que componen el Batolito de Mogotes, se encuentran afectadas por diferentes alteraciones que pueden diferenciarse en función de su extensión e intensidad, en: alteración regional y alteración localizada en bandas, siendo esta última la que constituye el objeto de este estudio.

La alteración regional que se ha reconocido es de intensidad débil y no genera cambios en la tonalidad de la roca, por lo que no se distingue a simple vista. Se caracteriza por la cloritización parcial o total de las biotitas, una ligera sericitización de los feldespatos y plagioclasas y silicificación acompañada de recristalización de cuarzo. La masa principal de Cuarzomonzonita se observa más afectada por la leve sericitización, los cuerpos riolíticos que contienen cantidades considerables de biotita se ven mayormente afectados por la cloritización mencionada, mientras que la silificación es más intensa en los leucogranitos y aplitas.

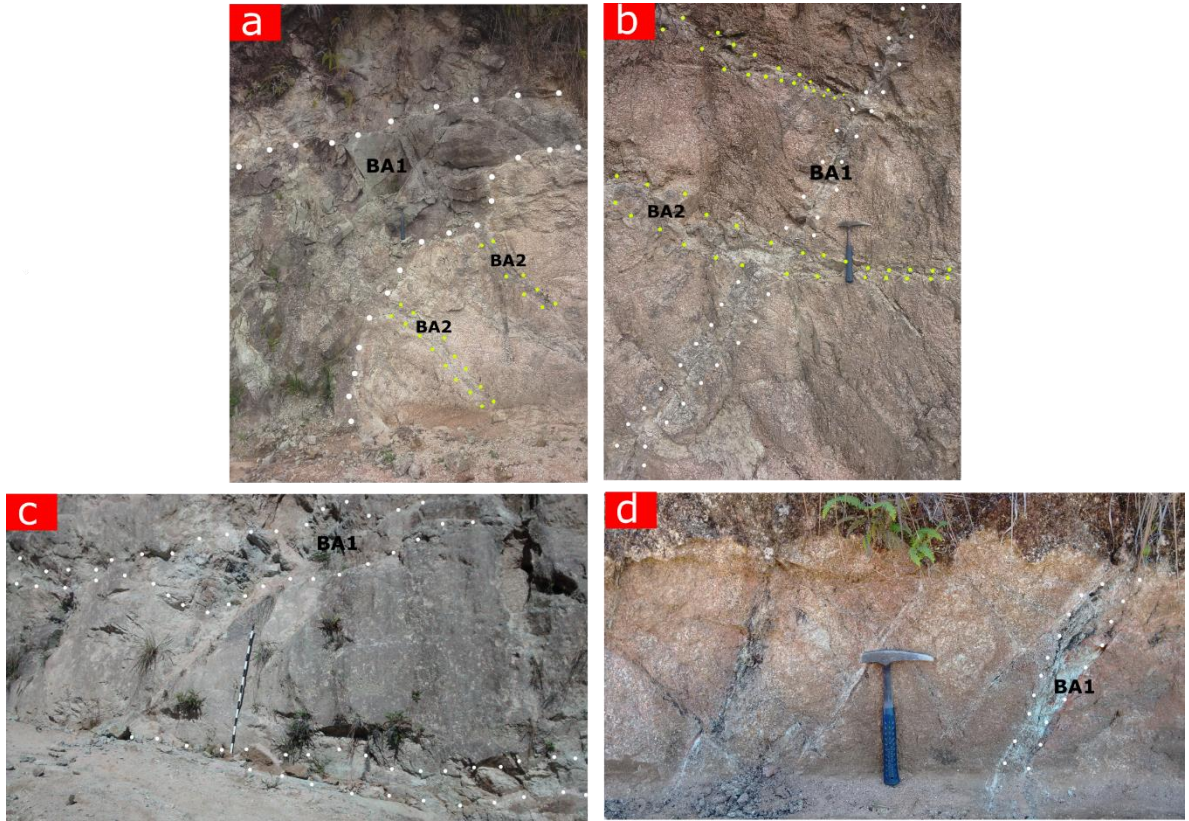
Por su parte las alteraciones localizadas se reconocen fácilmente en campo por su distribución en bandas y su tonalidad “verde manzana”, que contrasta con el color rosado crema, que generalmente presenta la roca hospedante de esta alteración (Figura 6). En muestra de mano puede reconocerse cuarzo, abundante sericita y presencia de mica de tonalidad amarillenta, lo que supone una alteración fílica (también llamada cuarzo-sericita) para este tipo de alteración. No obstante, como se evidencia más adelante en las observaciones realizadas en petrografía, se trata de procesos más complejos que implican alteraciones hidrotermales superpuestas.

Figura 6. Fotografías de la alteración localizada en bandas. Nótese la tonalidad verdosa que estas presentan, lo cual permite una fácil identificación en campo. El espesor que estas bandas presentan puede variar entre 0,1 – 2,0 metros.



Estas bandas de alteración afloran principalmente en dos áreas: la primera en inmediaciones de la vereda el Gaital (a unos 8 Kms al NE del casco urbano de Mogotes) y la segunda sobre el kilómetro 54-55 en la vía que de Mogotes conduce a San Joaquín. Las bandas observadas en la zona del Gaital (Figura 7), poseen un espesor relativamente uniforme que varía entre uno y dos metros y se encuentran afectando la roca en diferentes grados, distinguiéndose así rocas parcialmente alteradas y otras con un grado de alteración mayor. El grado de alteración parcial de algunas rocas es evidenciado por los minerales relictos que aún se conservan de la roca precursor, mientras que en las rocas en donde la alteración ha sido más intensa o pervasiva, únicamente se distingue la mineralogía producto de la alteración. La dirección general reconocida para estas bandas es NE-SW (220-240°) y en menor proporción NW-SE (110-120°), con buzamientos que varían entre 55-75°.

Figura 7. Fotografías de las bandas de alteración hidrotermal que afectan la cuarzomonzonita biotítica aflorante en inmediaciones de la vereda el Gaital. En (a) y (b) se observan las dos direcciones (BA1** y **BA2**) que presentan las bandas de alteración; En (b) se observa como (**BA2**) corta (**BA1**). En (c) y (d) se distinguen los distintos espesores que presentan las bandas, variando de 0,1 – 2,0 metros. **BA1**: bandas de alteración con dirección 220-240°; **BA2**: bandas de alteración con dirección 110-120°.**

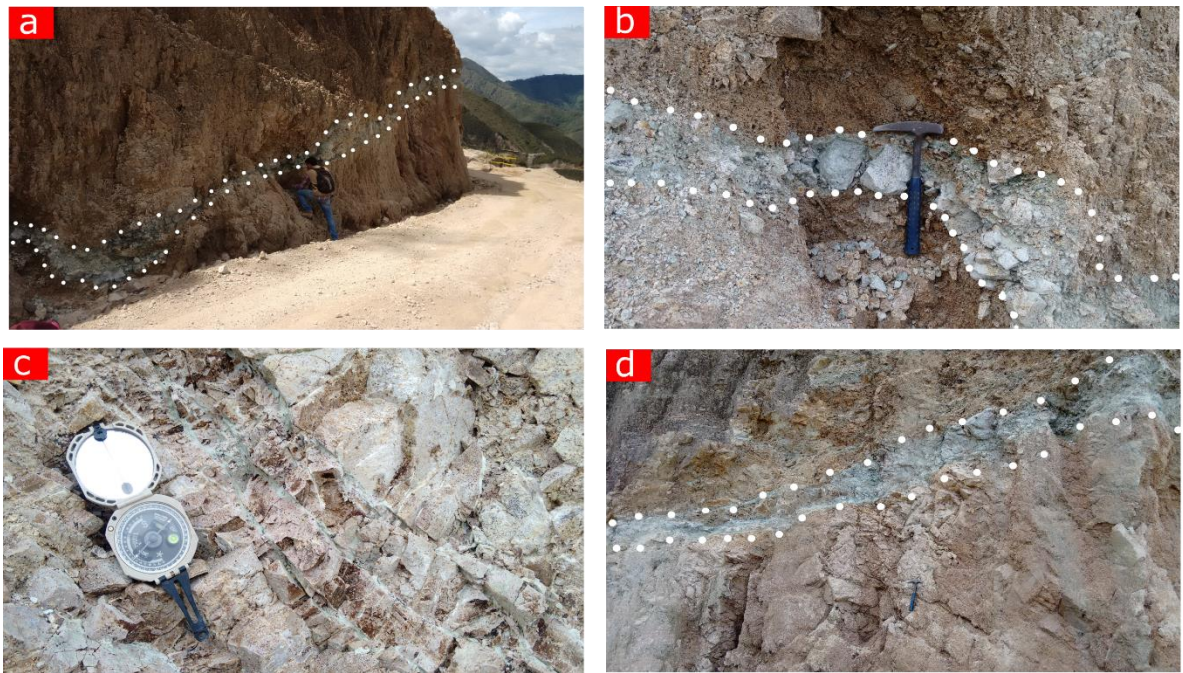


Por su parte, las bandas observadas en la zona cerca de San Joaquín (Figura 8), poseen un espesor menor con respecto a las de la primera zona. Estas poseen espesores que varían entre 10-50 cm, siendo en esta zona menos uniforme el espesor de las bandas. Aquí la alteración es más selectiva ya que ataca, principalmente, a los diques riolíticos que afloran en este sector. La principal dirección reconocida es, como en el caso anterior, NE-SW (200-225°), con buzamientos que varían entre 24-33°.

Estos datos estructurales de las direcciones principales, están estrechamente relacionados con fallas de dirección NE-SW que se reconocen en la zona de estudio y que se muestran en el mapa geológico de la Figura 4. Estas fallas son inferidas y

su cinemática actual se desconoce, pues no existen estudios estructurales detallados realizados en el área. Sin embargo, debido a la estrecha relación entre la dirección de las bandas y la dirección de las fallas, podría asumirse un posible control estructural en el desarrollo de las bandas de alteración hidrotermal y a su vez pensar en que estas fallas sirvieron de conductos o canales para la circulación de los fluidos hidrotermales a través de las rocas graníticas.

Figura 8. Fotografías de las bandas de alteración hidrotermal que afectan las rocas graníticas del Batolito de Mogotes aflorantes en las inmediaciones de San Joaquín. (a) y (b) Muestran la morfología sinuosa producto de la deformación tectónica. En (c) y (d) se observa el carácter penetrativo característico de esta alteración. Los espesores en esta zona, cerca de San Joaquín, no superan los 50 cm.



5.2. MICROSCOPIA ÓPTICA

Las rocas ígneas aflorantes en el área de estudio, como se mencionó anteriormente, presentan diferentes alteraciones que afectan de manera general la roca, así como alteraciones que se concentran en bandas de dirección NW principalmente. El estudio de microscopía óptica aquí realizado pretende caracterizar las asociaciones mineralógicas de cada uno de los eventos que afectaron la roca granítica, además de hacer mención sobre algunas texturas observadas en las secciones delgadas

analizadas y discutir si su origen está ligado a procesos magmáticos o por el contrario a eventos relacionados con metasomatismo.

En base a las relaciones texturales y de corte observadas, los autores proponen a continuación una serie de eventos ordenados cronológicamente. Las abreviaciones utilizadas para distinguir la mineralogía presente fueron tomadas de Whitney y Evans, (2010).

5.2.1. Evento ígneo: Este evento se caracteriza por la formación de diferentes fases ígneas, reconocidas en la fase de campo y, descritas en el capítulo anterior. Sin embargo, como no es de nuestro interés hacer un estudio a detalle de las fases ígneas presentes en el Batolito de Mogotes, se describirán únicamente la fase principal de este evento.

A. Cuarzomonzonita

La clasificación modal se realizó según el diagrama QAPF (Le Bas y Streckeisen, 1991), de la IUGS (*International Union of Geological Sciences*), ubicándose en el campo de la Cuarzomonzonita. La roca presenta una textura hipidiomórfica y ligeramente inequigranular (Figura 9a y 9b). Está compuesta por Plagioclasa (Oligoclasa), Feldespato potásico (Ortoclasa), Cuarzo, Biotita y minerales accesorios de circón, apatito, esfena y óxidos de hierro.

El feldespato potásico (32%): se presenta generalmente como ortoclasa, los cristales son euhedrales a subhedrales y comúnmente se observan lamelas de albita (textura pertítica) (Figura 9d), posiblemente como resultado de una exsolución en estado sólido de la plagioclasa. También es notoria la leve alteración a sericita que presenta este mineral (Figura 9a).

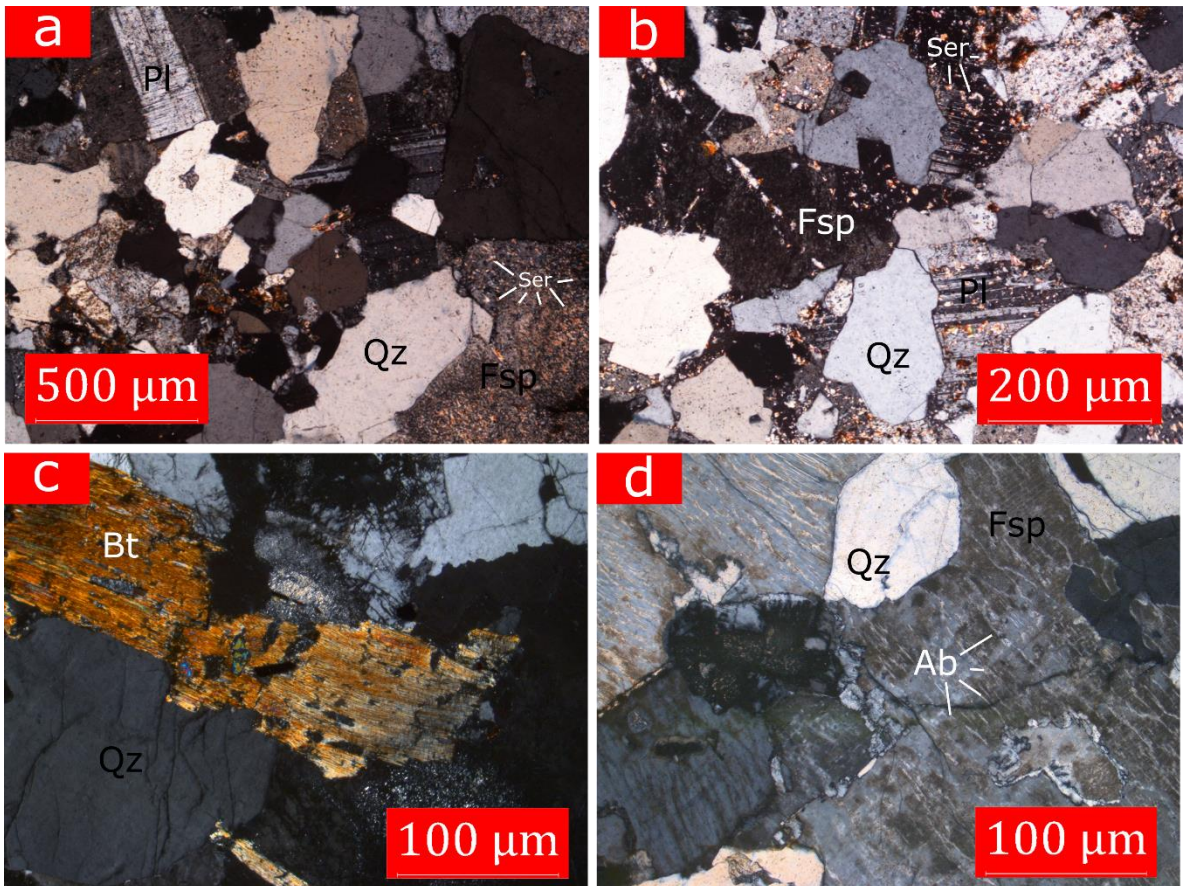
La plagioclasa (45%): es comúnmente oligoclasa tabular (Figura 9a) y en algunas se observa una zonación normal. Los cristales son euhedrales a subhedrales y presentan el típico maclado polisintético. Estos cristales, al igual que el feldespato potásico, presentan una leve sericitización.

El cuarzo (15%): es subhedral y presenta su típica extinción ondulante. Su tamaño de grano es variable y se encuentra en contacto neto con otros minerales.

La biotita (6%): se presentan como cristales euhedrales, tabulares y normalmente se encuentran alterando a clorita (Figura 9c).

Los minerales accesorios (2%): corresponden principalmente a circón, apatito, esfena y rutilo. Se encuentra distribuidos de manera dispersa y en algunas ocasiones como grupos de 2 o 3 cristales.

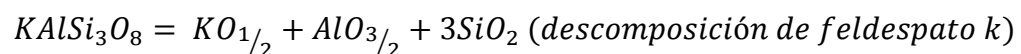
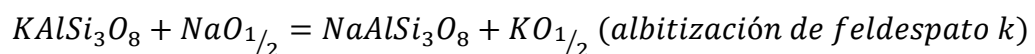
Figura 9. Microfotografías de los principales constituyentes de la Cuarzomonzonita, en nicoles cruzados. En (a) y (b) se observa la leve sericitización que presentan los cristales de feldespato potásico y plagioclasa. En (c) se distingue un cristal de biotita tabular parcialmente alterado a clorita. (d) muestra las típicas lamelas de albita que presentan los feldespatos peritéticos.



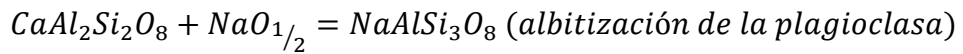
5.2.2. Metasomatismo álcali: Las alteraciones producto del metasomatismo álcali se observan en las rocas “frescas” que no presentan relación con las bandas de alteración, por lo que permite identificar algunas texturas metasomáticas presentes. Se ha reconocido que para estas rocas el metasomatismo álcali involucra tanto metasomatismo sódico-cálcico (albitización-Na), como metasomatismo potásico.

A. Metasomatismo Na-Ca

La albitización o metasomatismo sódico reconocida se presenta de 3 formas diferentes, una caracterizada por un reemplazamiento hetero-orientado de feldespato potásico por plagioclasa (albita) (Figura 10a), otra más simple donde la plagioclasa presenta un sobrecrecimiento de albita en sus bordes, sin la presencia de feldespato adyacente (Figura 10b), lo que sugiere que no es necesario un contacto entre feldespato-plagioclasa para que se dé la albitización, y una última por un reemplazamiento co-orientado de feldespato potásico por plagioclasa (Figura 10c y 10d). Sin embargo, la característica principal en los tres casos es la albitización de la plagioclasa y el feldespato provocada por la introducción de un fluido rico en Na y algo de Ca. En el primer caso, el fluido desestabiliza los dos minerales, generando la albitización de la plagioclasa y albitización parcial o descomposición del feldespato. El incremento en la actividad de SiO₂ debido a la entrada y/o descomposición de feldespato favorece la formación de cuarzo vermicular, lo cual genera un intercrecimiento con la albita reemplazante. Este proceso es explicado, en términos de reacciones por Yuguchi y Nishiyama (2008), de la siguiente manera:

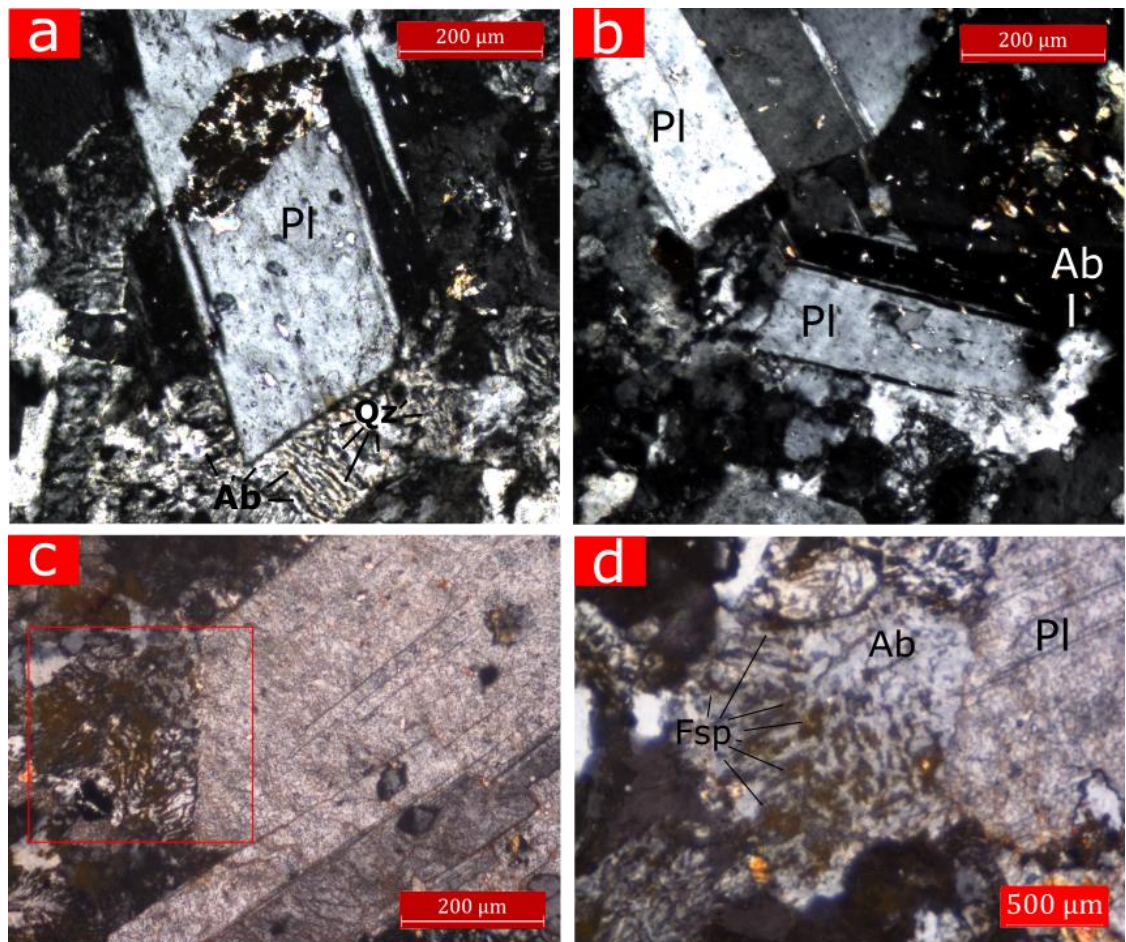


En el segundo caso, debido a que no hay descomposición del feldespato, no se genera sílice residual que pueda precipitar como cuarzo vermicular, por lo que únicamente se genera un sobrecrecimiento sobre los bordes de la plagioclasa afectada. La reacción propuesta por Yuguchi y Nishiyama (2008), es:



El tercer caso, genera un particular reemplazamiento co-orientado de feldespato potásico por plagioclasa. En este, la albitización ataca fuertemente el feldespato potásico, dejando algunos relictos de aspecto vermicular cerca al contacto con la plagioclasa.

Figura 10. Microfotografías del Metasomatismo Na-Ca en nicoles cruzados. (a) muestra un intercrecimiento de albita y cuarzo producto de un reemplazamiento hetero-orientado de feldespato potásico por plagioclasa (albita). En (b) se observa un sobrecrecimiento de albita en los bordes de la plagioclasa (Oligoclasa). En (c) y (d) se observa tinción de los feldespatos, realizada con el fin de identificarlos; (d) es una vista a detalle del recuadro señalado en c y muestra un reemplazamiento co-orientado de feldespato potásico por plagioclasa.



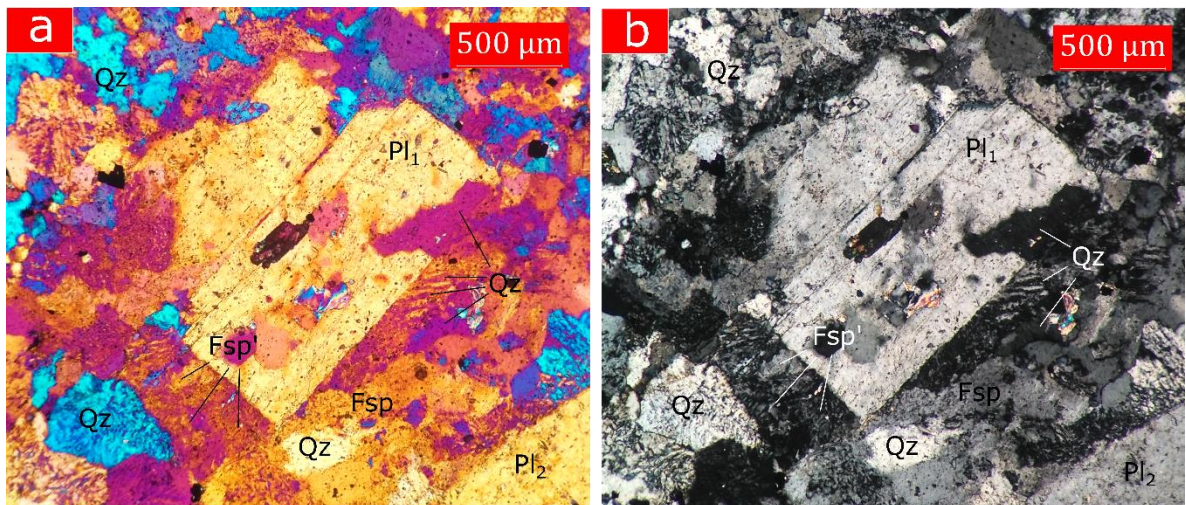
En los dos primeros casos, el metasomatismo sódico-cálcico parece ser el mecanismo más seguro para la formación de estas texturas, sin embargo el tercer

caso es un poco más ambiguo y su génesis podría estar ligada a un intercrecimiento por desmezcla en estado sólido o algún otro proceso de carácter más magmático.

B. Metasomatismo K

Por otra parte, el metasomatismo potásico reconocido, se presenta como un sobrecrecimiento de feldespato potásico y cuarzo alrededor de cristales de plagioclasa (Figura 11 a y 11b). Donde este tipo de metasomatismo se presenta, los límites de la plagioclasa con feldespato se hacen, en algunos casos, borrosos y el feldespato potásico presenta aspecto vermicular, aunque en otros casos el cuarzo es quien presenta este aspecto. Sin embargo, este tipo de textura metasomática es simplemente producto de la observación petrográfica realizada por los autores, por lo que no se descarta que pueda tratarse de una textura no metasomática hetero-orientada.

Figura 11. Microfotografías del Metasomatismo K observado sobre las plagioclasas. (a) Microfotografía tomada en nicoles cruzados más platina de cuarzo; se observa un sobrecrecimiento de feldespato potásico y cuarzo alrededor de un cristal de plagioclasa. (b) microfotografía del mismo campo, tomada en nicoles cruzados.

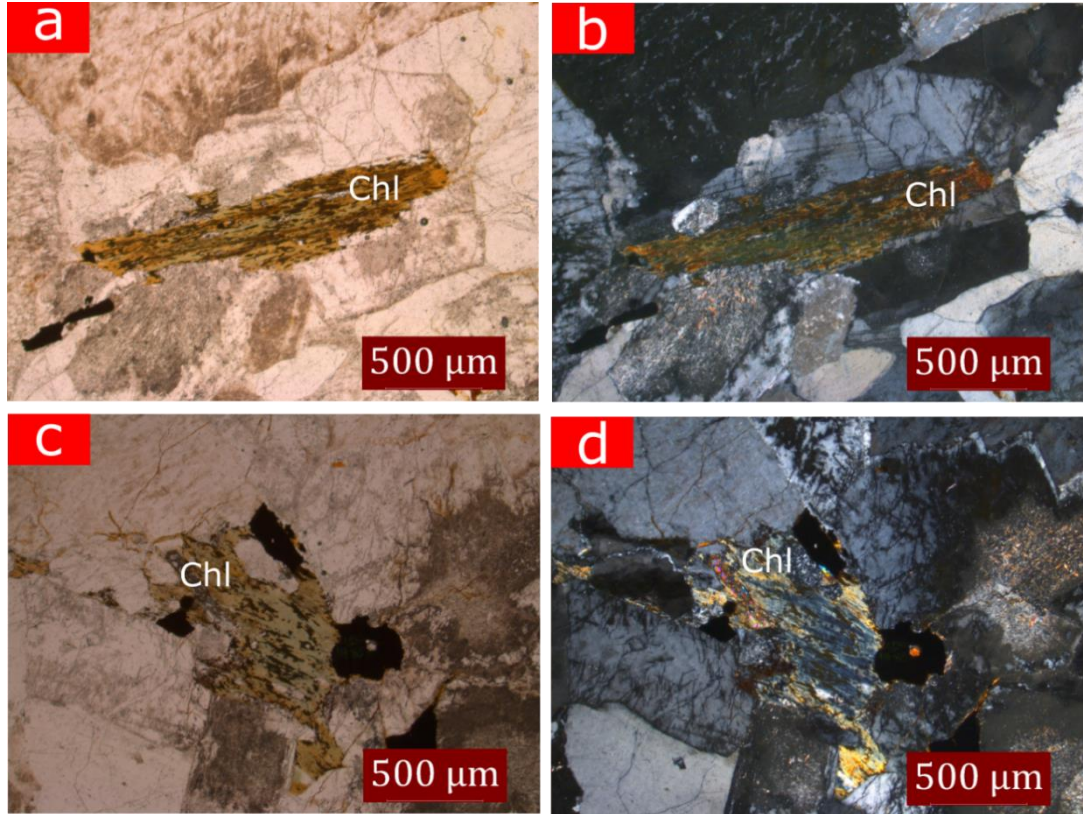


Este tipo de textura no metasomática está caracterizada por un intercrecimiento o una estrecha coexistencia de dos minerales debido a la cristalización simultánea u otros procesos especiales (Rong y Wang, 2016). Un tipo de textura no metasomática que explica este sobrecrecimiento (Feldespato-Cuarzo) es la textura micrográfica o granofírica. Sin embargo, Pirajno (2010), menciona que las texturas

granofíricas es uno de los tres tipos de texturas que se pueden atribuir al metasomatismo alcalino y que existen buenas evidencias de las relaciones de campo y datos geoquímicos que prueban, que en muchas rocas ígneas, estas texturas son de origen metasomático, por lo que el debate sobre el tema queda abierto y se requiere de un estudio a detalle de esta y las demás texturas metasomáticas que presentan estas rocas, con el fin de identificar su génesis y establecer la relación que pudieron tener o no los efectos de un metasomatismo álcali.

5.2.3. Evento de cloritización: Este evento está representado por la cloritización co-orientada, parcial o total de la biotita primaria presente en las diferentes fases ígneas aflorantes en el área. La clorita exhibe colores de birrefringencia azul anómalo, tiene un marcado pleocroísmo verdoso y se presenta como cristales aislados que sustituyen pseudomórficamente a la biotita subhedral primaria (Figura 12a, 12b, 12c y 12d). En esta clorita hidrotermal pseudomórfica, el K_2O se elimina completamente, el SiO_2 y el TiO_2 disminuyen evidentemente, mientras que el FeO y MgO aumentan a medida que su cantidad total disminuye (Rong y Wang, 2016).

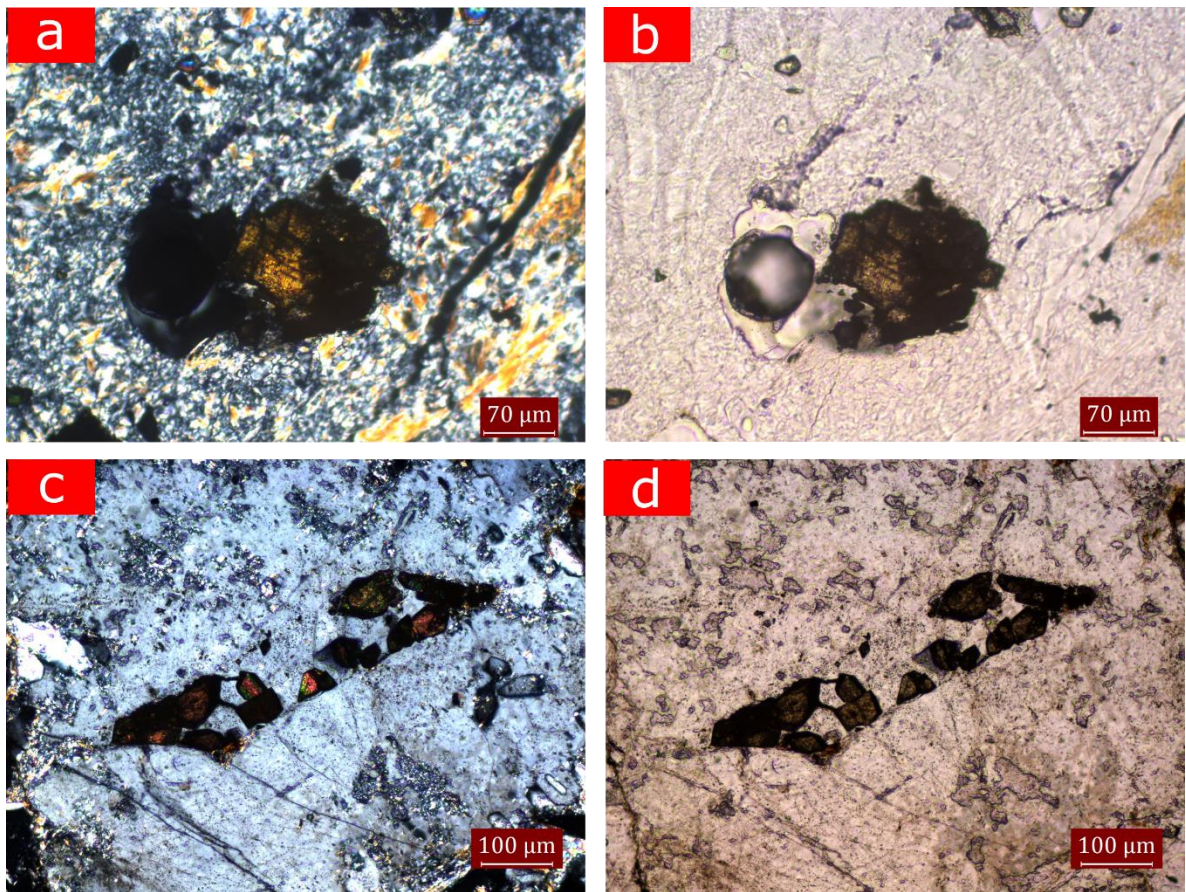
Figura 12. Microfotografías que evidencian la cloritización parcial que presentan los cristales de biotita. (a) y (c) Microfotografías tomadas en nicoles Paralelos; el color verde de la clorita permite diferenciarla de la biotita (marrón) asumiendo un reemplazamiento parcial. (b) y (d) microfotografías del mismo campo, tomadas en nicoles cruzados.



Hasta el momento las descripciones petrográficas y mineralógicas descritas han abordado la etapa ígnea y las alteraciones que afectan la roca de manera general y que con respecto a las alteraciones localizadas en bandas son de menor intensidad pero de mayor extensión. Sin embargo, como se ha mencionado a lo largo de este escrito, el objeto de este estudio se centra en la descripción y caracterización de las alteraciones asociadas a las bandas reconocidas en campo por su tonalidad verdosa y aparente control estructural. El estudio petrográfico realizado en estas bandas permitió reconocer que no se trata de un solo evento de alteración, si no que por el contrario, son el producto de alteraciones hidrotermales superpuestas. En términos de sus asociaciones mineralógicas, pueden distinguirse tres eventos de alteración, descritos a continuación.

5.2.4. Evento de alteración MSC + QZ + RUT: Esta alteración hidrotermal se caracteriza por un reemplazo co-orientado cuarzo-moscovítico que afecta casi totalmente la biotita presente; los feldespatos y las plagioclasas también se encuentran reemplazados por esta misma asociación (Figura 14a – 14d). Como mineral accesorio de esta alteración se ha reconocido el rutilo (leucoxeno?) (Figura 14e y 14f).

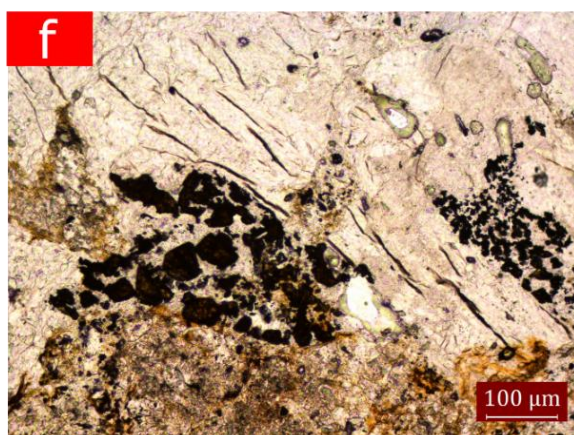
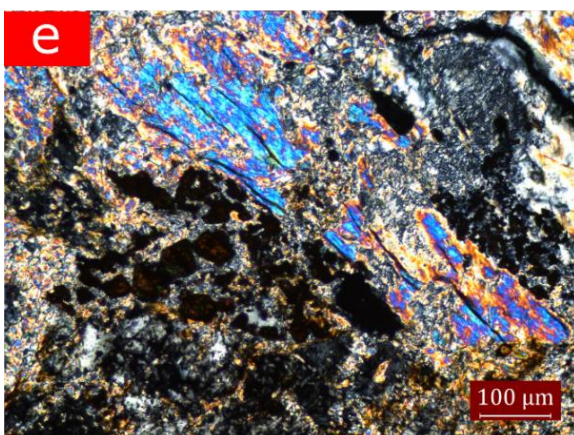
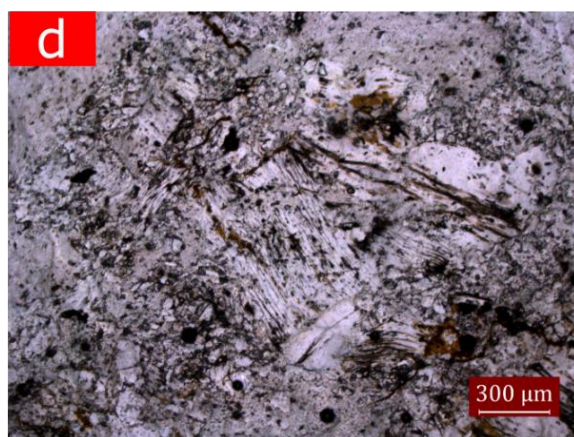
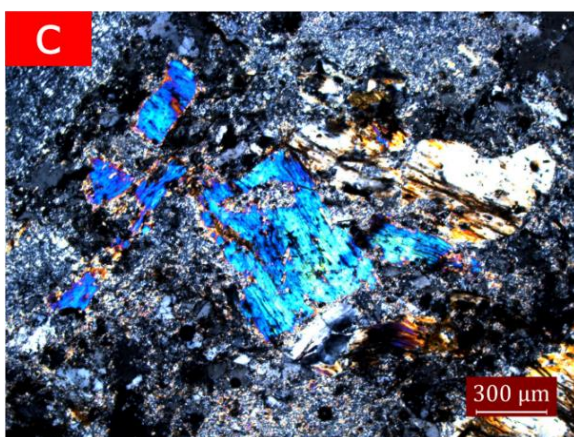
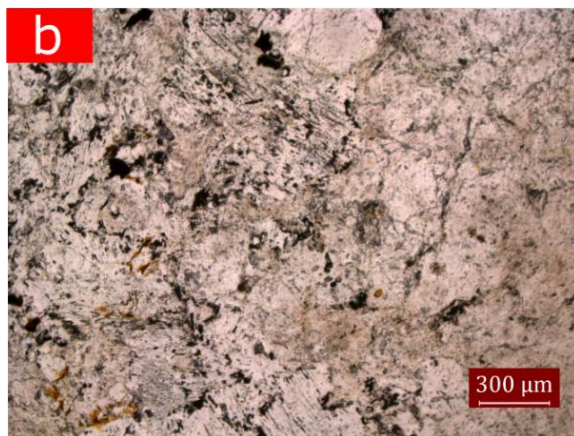
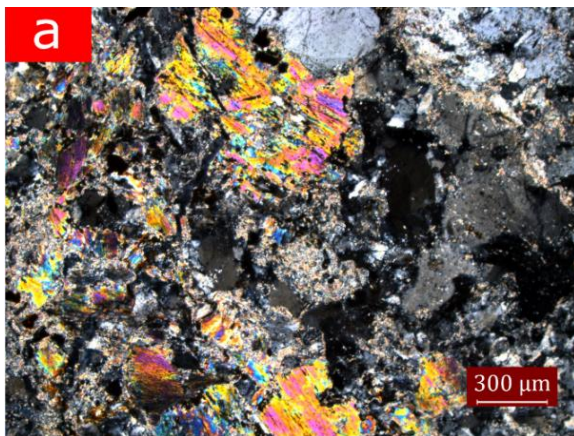
Figura 13. Microfotografías en nicoles cruzados y paralelos; donde se observa la morfología y distribución del rutilo presentes en esta alteración. En (a) y (b) se reconoce la zonación óptica que presentan algunos cristales de rutilo, donde las porciones centrales exhiben colores amarillentos y hacia los bordes, castaño oscuro. (c) y (d) muestran pequeños cristales de rutilo prismáticos cortos, agrupados con altos colores de interferencia.



El rutilo en este evento se presenta bajo formas prismáticas cortas, hipidiomorfas, con tamaños que varían entre 22 a 120 μm de largo. A menudo se encuentran en

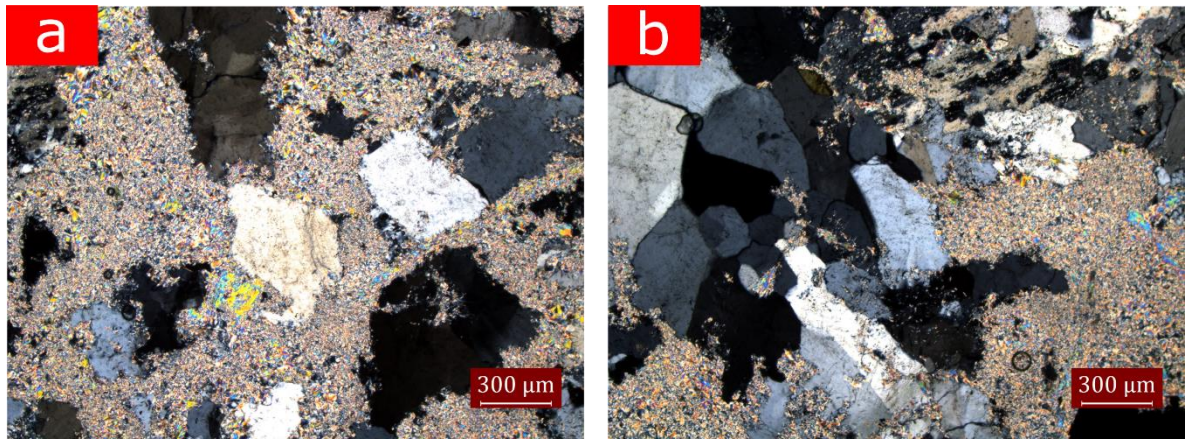
grupos de 10 individuos, ocasionalmente maclados. En algunos cristales se reconoce una zonación óptica que muestra las porciones centrales amarillas con tonos castaños y bordes castaño oscuro, casi opacos (Figura 13a y 13b). Sin embargo la mayor parte de estos cristales exhiben altos colores de interferencia (Figura 13c y 13d). Los granos de rutilo se encuentran distribuidos irregularmente, los más pequeños en general se encuentran orientados conforme el clivaje de la moscovita.

Figura 14. Microfotografías en nicoles cruzados y nicoles paralelos, donde se evidencia la asociación mineralógica característica de esta alteración Ms+Qz+Rt. (a) y (c) Microfotografías en nicoles cruzados; en estas se observa el reemplazamiento co-orientado cuarzo-moscovítico que afecta parcialmente la biotita presente, así como los feldespatos potásicos y las plagioclasas. (b) y (d) Microfotografías del mismo campo en nicoles paralelos. En (e) y (f) se observa la asociación cuarzo, moscovita, rutilo presente en esta alteración.



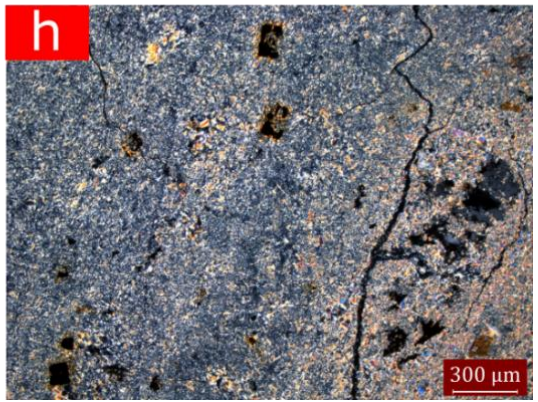
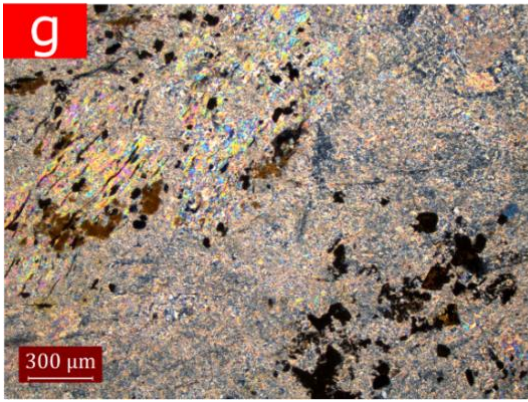
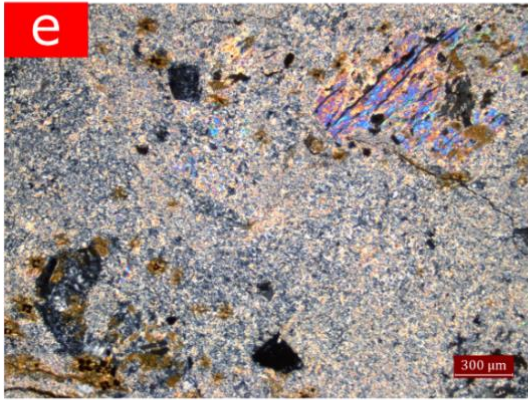
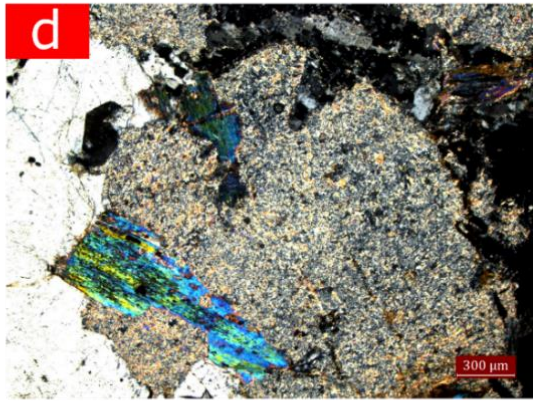
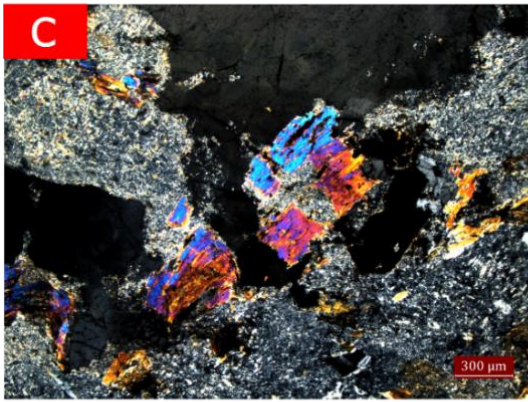
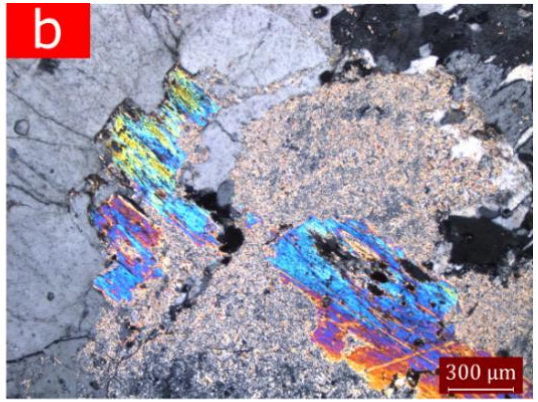
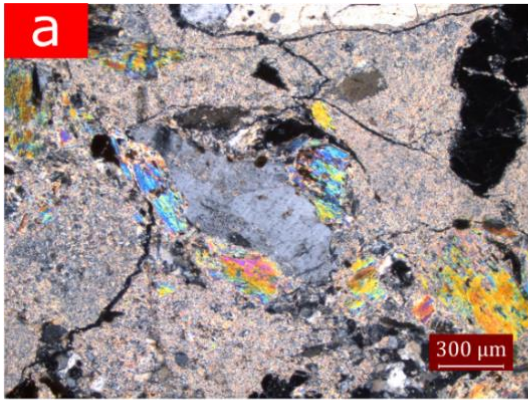
5.2.5. Evento de alteración QZ + SER: Este evento puede definirse como alteración fílica o sericítica y está representado por la neo-formación de cuarzo y sericita (Figura 15a y 15b). La petrografía realizada evidencia una superposición de esta alteración a las anteriormente mencionadas, lo cual implica que esta asociación es la más desarrollada, en intensidad, sobre las bandas de alteración.

Figura 15. Microfotografías en nicols cruzados, donde se observa la asociación cuarzo-sericita característica de esta alteración hidrotermal. En (a) y (b) se evidencia como la sericita destruye por completo la mineralogía primaria de la roca granítica.



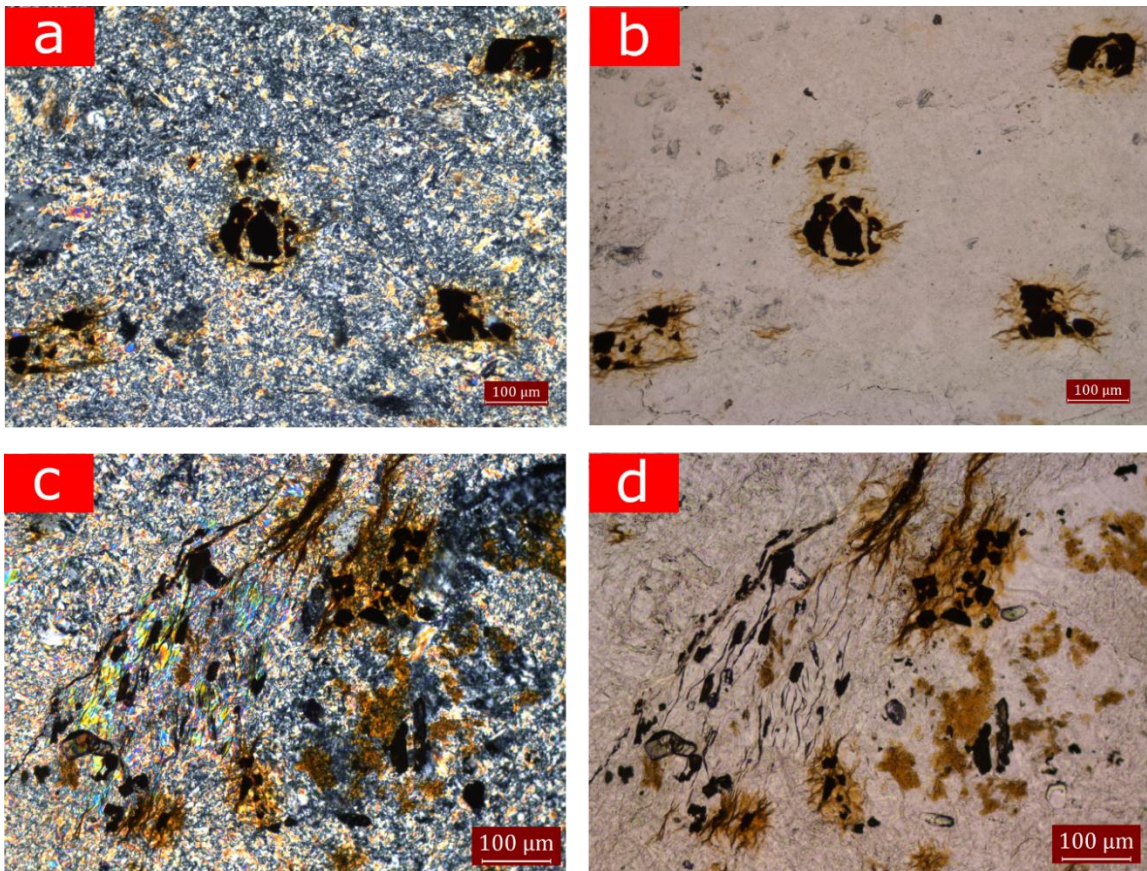
No obstante, la intensidad con que se desarrolla, en las secciones analizadas, permite distinguir muestras parcialmente alteradas, donde aún es posible observar la mineralogía del evento de alteración Ms+Qz+Rt (16a – 16d), y muestras en donde la intensidad de la alteración borra totalmente los minerales precursores y apenas permite distinguir algo de la moscovita del evento anterior y grupos de rutilos que permanecen dispersos en la muestra (Figura 16e – 16h). Las muestras estudiadas petrográficamente también evidencian minerales opacos (euhedrales a subhedrales) en asociación directa con el cuarzo y la sericita neo-formados (Figura 16e – 16h). Las concentraciones y tamaños de los minerales opacos se ven favorecidos al aumentar la intensidad de la alteración.

Figura 16. Microfotografías tomadas en nicols cruzados, donde se evidencia los diferentes grados de intensidad de la alteración hidrotermal. (a), (b), (c) y (d) corresponden a muestras parcialmente alteradas, donde aún es posible distinguir la mineralogía del evento anterior Ms-Qz-Rt. En (e), (f), (g) y (h) la intensidad de la alteración es mayor, en esta no se distinguen minerales precursores, salvo algunos rutilos que permanecen dispersos. Oxidos de hierro también se pueden observar asociados a este evento de alteración Qz-Ser.



5.2.6. Evento de alteración supergena: El evento de alteración supergena es finalmente la última etapa de alteración que puede ser distinguida en las bandas estudiadas. Este evento se caracteriza por presentar procesos de oxidación sobre los minerales opacos reconocidos (óxidos de Fe). Las condiciones oxidantes que se presentan cerca de la superficie, donde ocurren estos procesos, generan un reequilibrio de la mineralogía preexistente. En las Figura 17 puede observarse la marcada oxidación que presentan los minerales opacos. En el capítulo de análisis con microsonda electrónica se evidencia como esta oxidación genera un enriquecimiento en Fe, en la sericita adyacente a los óxidos afectados por procesos supergenos.

Figura 17. Microfotografías tomadas en nicoles paralelos y cruzados de la alteración supergena. En (a), (b), (c) y (d) se evidencia la fuerte oxidación que sufren los óxidos de hierro producto de la alteración supergena. En (c) y (d) se observa como algunos óxidos se encuentran dispuestos conforme el clivaje de la moscovita (relicta del evento Ms-Qz-Rt).



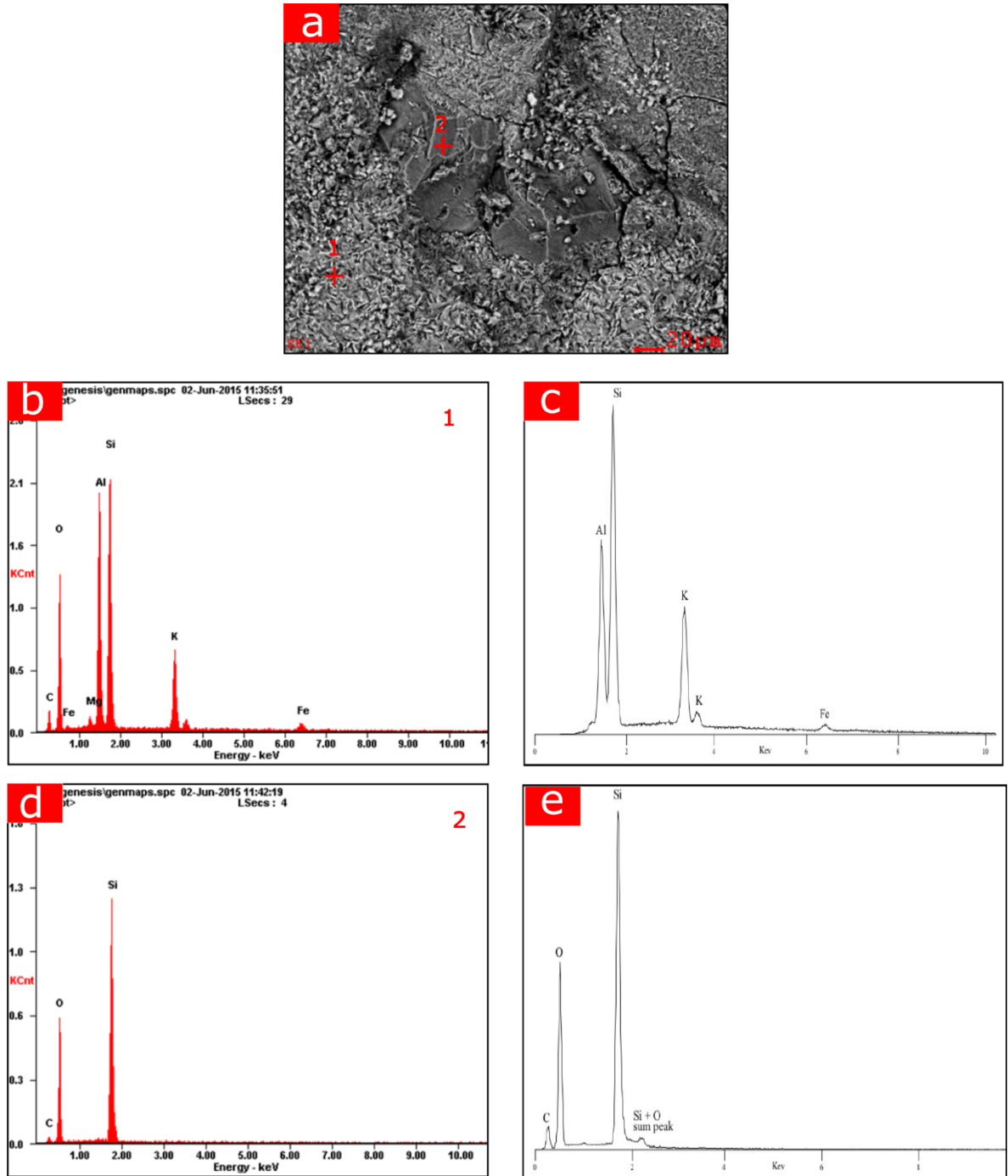
5.3. MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM + EDS)

La composición química semicuantitativa de algunos de los minerales presentes en las muestras analizadas en ésta investigación, fueron determinadas en el microscopio electrónico de barrido (SEM), utilizando la técnica de Espectrometría de Dispersión de Energía de Rayos X (EDS). Las muestras analizadas mediante este método fueron NEDD-10-4 y NEDD-20-1, con el fin de corroborar la paragénesis de la alteración principal Qz + Ser ó fílica. Las mediciones se realizaron en los cristales minerales sobre una superficie plana, carente de inclusiones o defectos. Algunas trazas de carbono evidenciadas en los espectros de dispersión de las muestras, corresponden al recubrimiento de grafito durante la preparación de la muestra.

A continuación se muestran algunos resultados obtenidos del análisis de SEM+EDS realizado sobre la muestra NEDD-10-4:

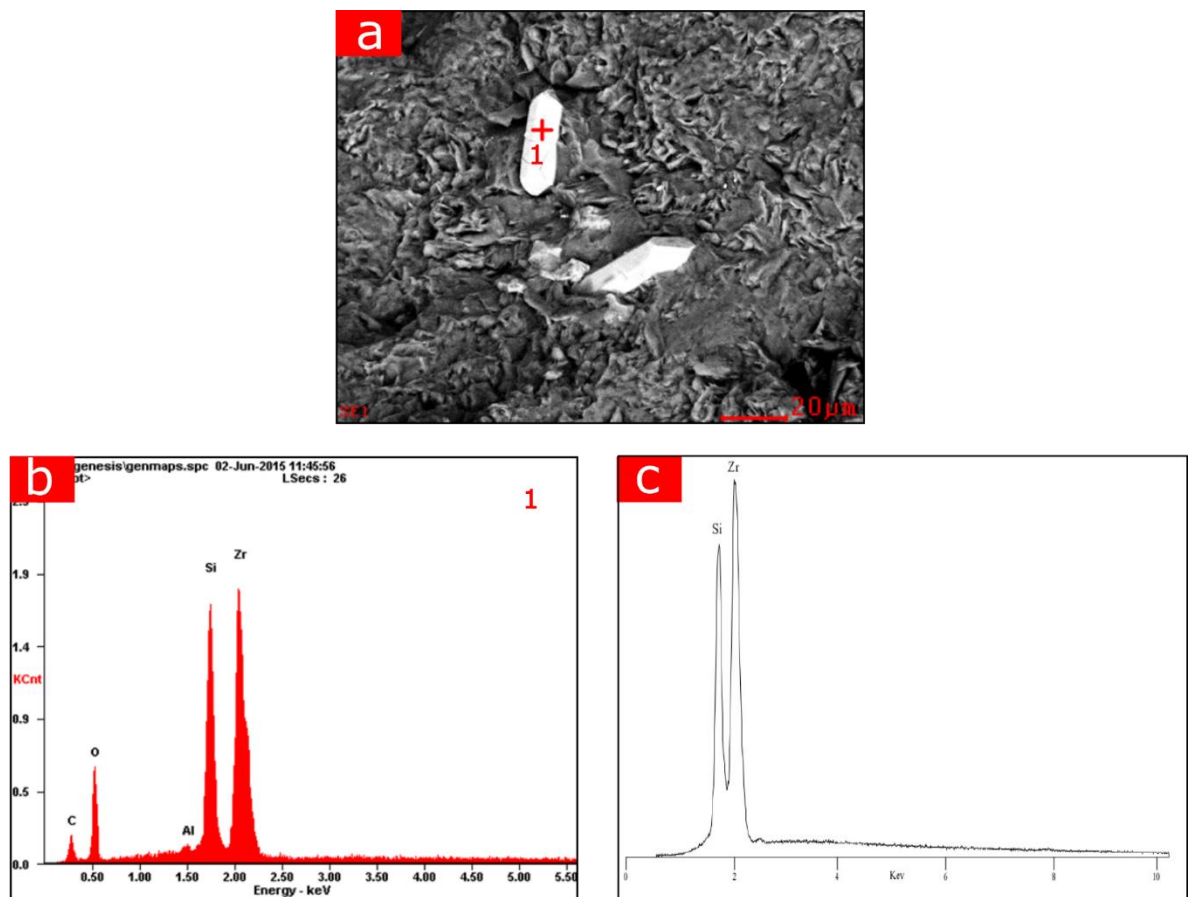
En la Figura 18, se presentan los espectros de dispersión de dos minerales, los cuales fueron comparados con los espectros ilustrados en Severin (2004), identificando así, la presencia de cuarzo y sericita, en paragénesis, según sus relaciones texturales. Esta paragénesis corrobora la principal alteración (Qz+Ser ó fílica), identificada previamente en la petrografía realizada, así como en las observaciones realizadas en campo.

Figura 18. Resultados (SEM+EDS) obtenidos de la muestra NEDD-10-4. (a) Imagen de Electrones Secundarios (SEI) de cristales de Sericita y Cuarzo; (b) y (d) Espectros de dispersión de la muestra analizada; (c) y (e) Espectros de dispersión ilustrados en Severin (2004) para cuarzo y sericita respectivamente.



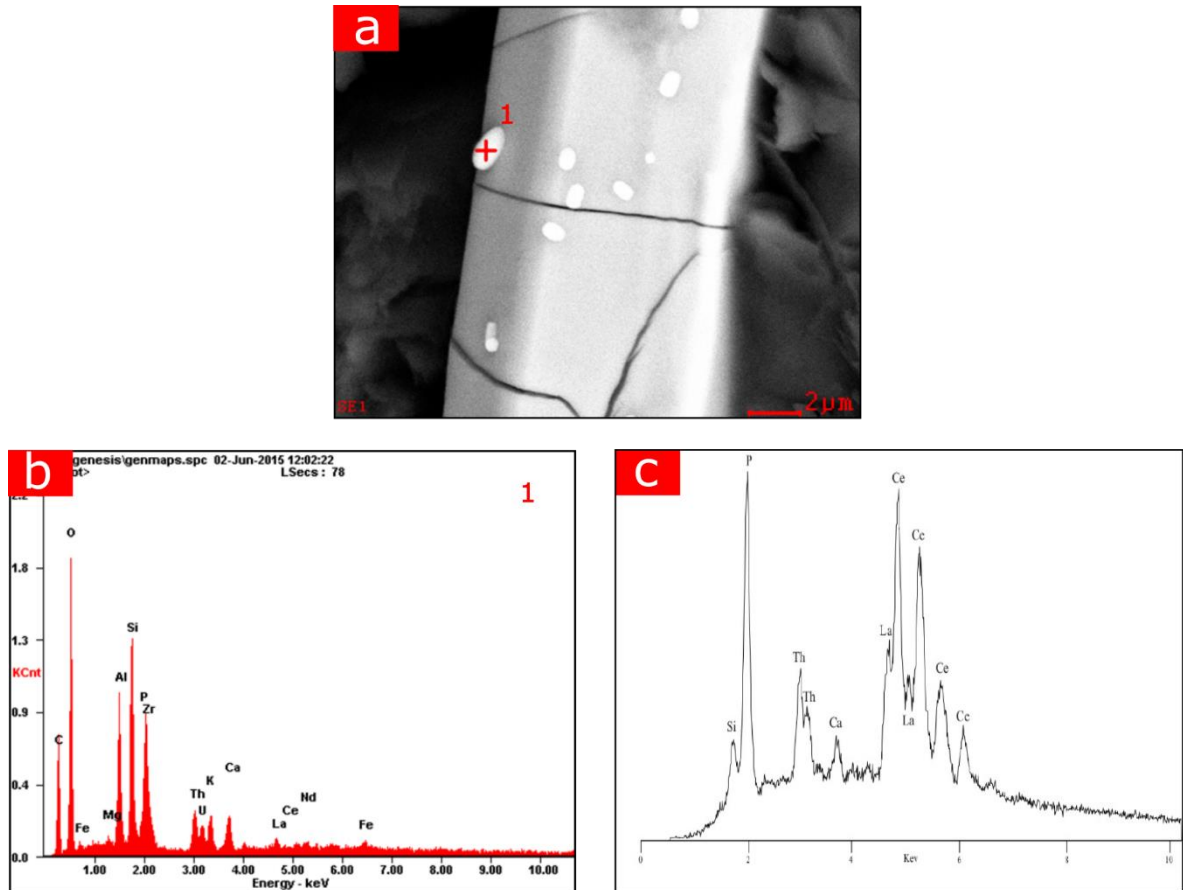
Igualmente, se reconocieron dos espectros diferentes a los del cuarzo y la sericita durante el análisis de la misma muestra (NEDD-10-4), que al compararlos con los de Severin 2004, corresponden a circones (Figura 19) y algunos minerales con contenido de Elementos de Tierras Raras (REE) como Ce, La, Th, U, entre otros (Figura 20).

Figura 19. Resultados (SEM+EDS) obtenidos de la muestra NEDD-10-4. (a) Imagen de Electrones Secundarios (SEI) de cristales de circón; (b) Espectro de dispersión para circón obtenido de la muestra analizada (NEDD-20-1); (c) Espectro de dispersión ilustrados en Severin para circón (2004).



Los circones corresponden a relictos del evento magmático que generó las rocas que hospedan la alteración, observada anteriormente, ya que según sus relaciones texturales, no se encuentran en paragénesis con el cuarzo y la sericita que componen la alteración. Por su parte los REE se presentan como pequeñas inclusiones dentro de los circones tal como se muestra en la Figura 20. Por el alto pico en fósforo y contenido de tierras raras ligeras (LREE) podría clasificarse como monacita, tal como en los espectros ilustrados en Severin, (2004). Su génesis probablemente está asociada a la etapa magmática, sin embargo un estudio realizado en la zona, por Gamboa (2016), reporta igualmente la presencia de REE en alteraciones localizadas en bandas y atribuye su presencia a procesos hidrotermales de carácter alcalino que pudieron removilizar los REE presentes. Para estas muestras analizadas no se determinó relación alguna con procesos hidrotermales, por lo tanto se asume que su génesis está ligada a procesos magmáticos.

Figura 20. Resultados (SEM+EDS) obtenidos de la muestra NEDD-10-4. (a) Imagen de Electrones Secundarios (SEI) de cristales de circón con inclusiones de monacita; (b) Espectro de dispersión de la monacita encontrada en la muestra analizada (NEDD-20-1); (c) Espectro de dispersión ilustrados en Severin para monacita (2004).



5.4. MICROSONDA ELECTRÓNICA

Los análisis con microsonda electrónica se realizaron sobre cinco secciones delgadas pulidas, con recubrimiento de grafito (NEDD-20-2; NEDD-20-3; NEDD-20-4V; NEDD-20-4N; EP-1), a fin de determinar semicuantitativa y cuantitativamente la composición química de los minerales de alteración, presentes en las bandas estudiadas a lo largo de esta investigación, y así evidenciar algunas diferencias composicionales entre las distintas micas presentes en los eventos de alteración, además de conocer la química mineral del rutilo (del evento Ms+Qz+Rt) y

determinar si efectivamente corresponde a rutilo, como se mencionó en la petrografía, o a leucoxeno. Por otra parte, se identificaron por medio de imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y espectrómetros (EDS) minerales con contenidos de REE, que ya habían sido mencionados en el capítulo previo de microscopía electrónica de barrido (SEM).

La petrografía realizada además de los espectrómetros obtenidos con la microsonda permitió reconocer tres micas asociadas a eventos de alteración diferentes. La primera corresponde a una mica de grano grueso (moscovita) presente en el evento Ms+Qz+Rt (Figura 21a y 21b), la segunda se presenta como un agregado microcristalino de minerales micáceos (sericita) presente en el evento Qz+Ser (Figura 21c y 21d), y la tercera corresponde igualmente a un agregado microcristalino pero con diferencias morfológicas asociado al evento supergeno (Figura 21e y 21f). La composición química de los cristales analizados de las diferentes micas, expresada en % de óxidos, se expone en el tabla 1. Comparando los datos obtenidos con los mostrados por Deer, *et al.*, (2011), las dos primeras micas (mica1 y mica2, en la tabla) muestran, en general, composiciones similares a las de una moscovita, sin embargo en la mica2 se observa pérdida de potasio, lo cual implica una relativa normalidad por tratarse de sericita, que es considerada una variedad degradada de la moscovita (Bulnes, 2013). Por otra parte, la mica3 muestra un marcado enriquecimiento en hierro y magnesio, así como una notable pérdida de sílice, aluminio y potasio. Esto es congruente, ya que esta mica siempre se ha visto relacionada cerca de los óxidos, lo cual implicaría que corresponde a una mica2 enriquecida en Fe y Mg por lixiviación en la etapa de alteración supergena.

Figura 21. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y espectrómetros (EDS), donde se reconocen tres micas asociadas a eventos de alteración diferentes.

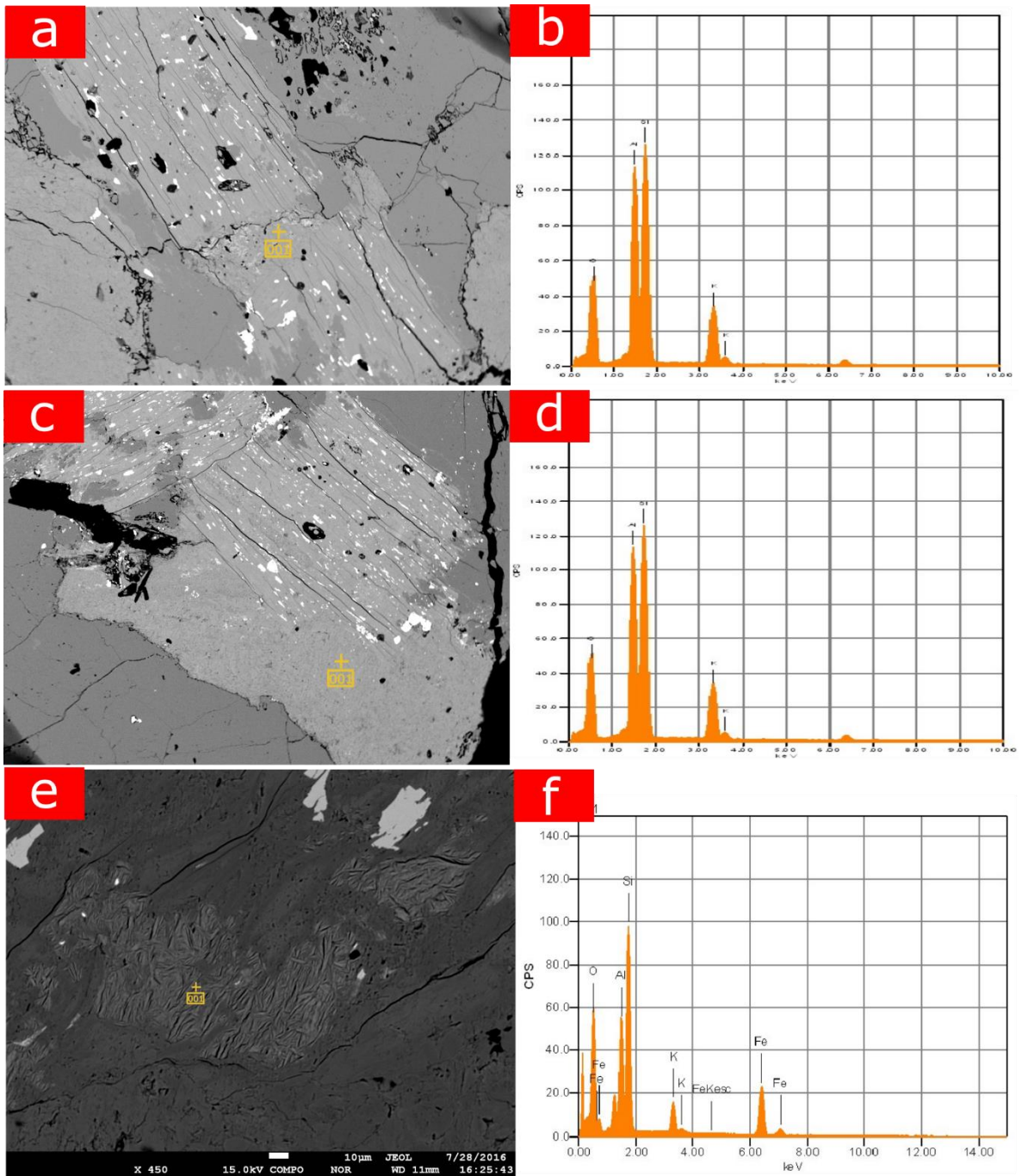


Tabla 1. Composición química de los cristales analizados de las diferentes micas, expresada en % de óxidos.

% W	MICA 1			MICA 2	MICA 3	
	1	2	3	1	1	2
SiO₂	51.274	50.749	51.808	50.054	41.512	40.100
Al₂O₃	31.968	32.530	31.547	33.499	19.567	20.584
NaO₂	0.056	0.031	0.094	0.104	0.234	0.140
K₂O	7.118	6.708	6.810	5.233	3.239	5.667
MgO	0.756	0.649	0.738	0.331	5.140	5.478
CaO	–	–	–	–	0.010	0.019
TiO₂	–	–	–	–	–	–
Cr₂O₃	–	–	–	–	–	–
MnO	0.007	–	–	0.051	0.050	0.058
FeO	2.539	2.409	2.355	1.474	22.251	20.148
TOTAL	93.718	93.076	93.352	90.746	92.003	92.194

Por su parte, el mineral asociado al evento de alteración Ms+Qz que, en las observaciones petrográficas bajo microscopio de luz transmitida, fue denominado como rutilo, en esta sección se corroboró por medio de espectros (EDS) que efectivamente, tanto los individuos que se encuentran agrupados aisladamente así como los individuos pequeños que se encuentran orientados conforme el clivaje de la moscovita, corresponden a óxido de titanio (Figura 22a – 22f). Los análisis cuantitativos a dos cristales de estos óxidos de titanio se reflejan en la tabla 2. El alto valor de Ti obtenido (98.058 y 97.567 %Wt) con respecto al de Fe (0.980 y 1.335 %Wt), permite afirmar que el mineral analizado corresponde a rutilo (o algún polimorfo de Rt) y no a leucoxeno (producto de alteración y mezcla de pseudorutilo y rutilo con cantidades de TiO₂ entre 69-90 %Wt) (Mucke y Chaudhiri, 1991; Grey, *et al.*, 1994; Reyneke y Wallmach, 2007 y; Meinhold, 2010). Por lo tanto, se concluye

que los minerales de óxido de titanio encontrados corresponden a Rutilo o algún polimorfo de este (Anatasa o Brookita).

Figura 22. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y espectrómetros (EDS), donde se identifica el rutilo, tanto individuos pequeños que se encuentran orientados conforme el clivaje de la moscovita (a, b, c ,d) como los individuos que se encuentran agrupados aisladamente (e, f).

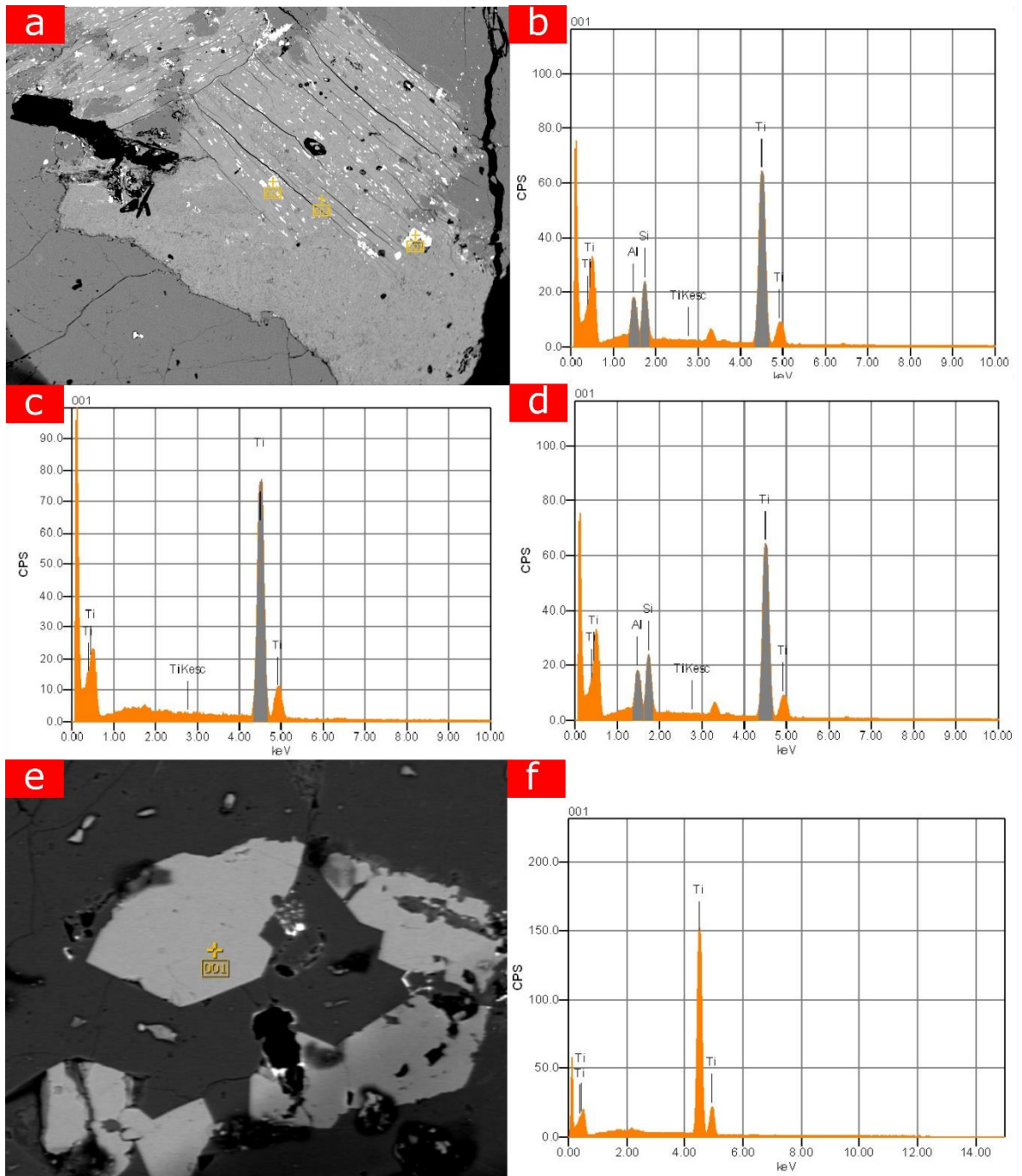
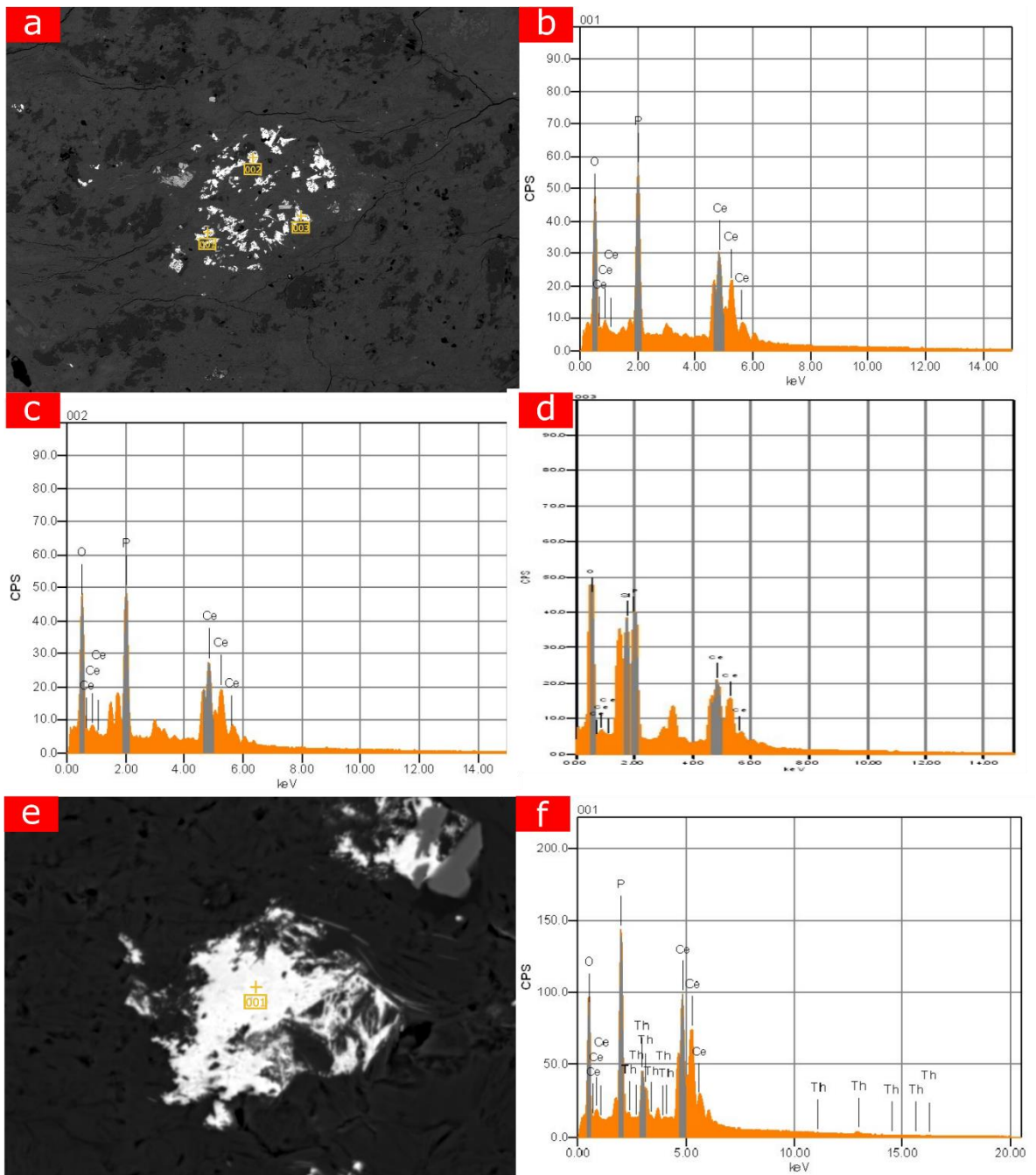


Tabla 2. Composición química de los cristales analizados de los diferentes rutilos expresada en % de óxidos.

% W	1	2
<i>SiO₂</i>	–	0.082
<i>Al₂O₃</i>	–	0.076
<i>MgO</i>	–	–
<i>CaO</i>	–	–
<i>TiO₂</i>	98.058	97.567
<i>Cr₂O₃</i>	–	–
<i>MnO</i>	–	–
<i>FeO</i>	0.980	1.335
<i>TOTAL</i>	99.038	99.060

Finalmente, imágenes BSE y espectros EDS permitieron reconocer la presencia de minerales con contenidos de REE (Figura 23a – 23f) dispersos en las muestras. Debido a los elevados picos en fósforo y cerio, se asume que estos minerales corresponden a Monacita-(Ce) con contenidos variables de Th y La. No obstante, no fue posible reconocer una relación textural con la mineralogía de alteración por lo que se asume que estas concentraciones son producto de procesos magmáticos tardíos. Sin embargo, los estudios realizados por Gamboa (2016), cerca al área de estudio, relacionan la presencia de REE con fluidos hidrotermales alcalinos, por lo que el debate sobre el tema quedaría abierto.

Figura 23. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y espectrómetros (EDS), donde reconoce la presencia de minerales con contenidos de REE.



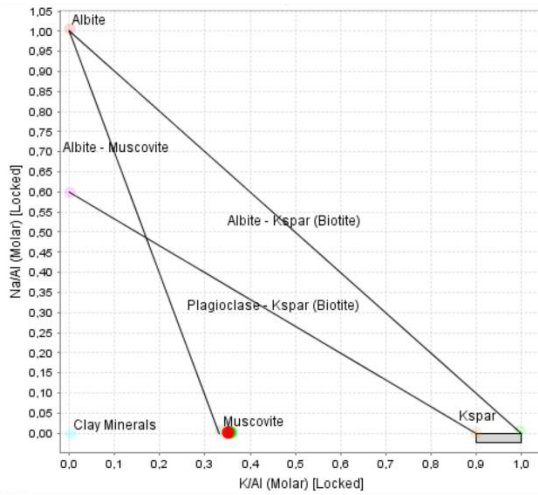
5.5. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Los datos litogeoquímicos tratados en esta sección se obtuvieron de 3 muestras representativas (NEDD-20-06; NEDD-20-05; NEDD-10-05) de las bandas de alteración que han sido tratadas a lo largo de este estudio y que se describieron previamente a nivel macroscópico y microscópico. Dichas muestras fueron tomadas de la masa de roca principal que compone el Batolito (Cuarzomonzonita). Los análisis fueron realizados por el laboratorio ALS Colombia Ltda. (ALS Geochemistry).

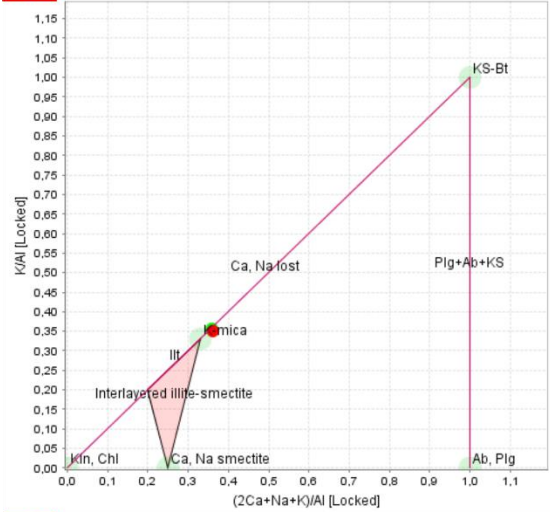
Determinar de manera visual el tipo y grado de alteración hidrotermal de un sistema es complejo, debido a las dudas que puedan surgir en cuanto a identificación, control estructural y sobreimposición de estilos de alteración que pueda presentar una muestra. Este capítulo propone utilizar análisis litogeoquímicos con el fin de evidenciar la presencia de la alteración hidrotermal principal Qz-Ser, presente en las rocas estudiadas y descrita en los capítulos anteriores. Así como aplicar análisis basados en elementos traza y elementos de tierras raras (REE) para clasificar y relacionar la roca a un ambiente tectónico.

Figura 24. Análisis Litogeoquímicos realizados a partir de los datos obtenidos. (a) Test de Alteración, (b) Diagrama GER de Potasio y Calcio, Sodio, Potasio, (c) Clasificación TAS, (d) Afinidad Geoquímica Potásica, (e) Discriminación Tectónica, (f) Serie Magmática.

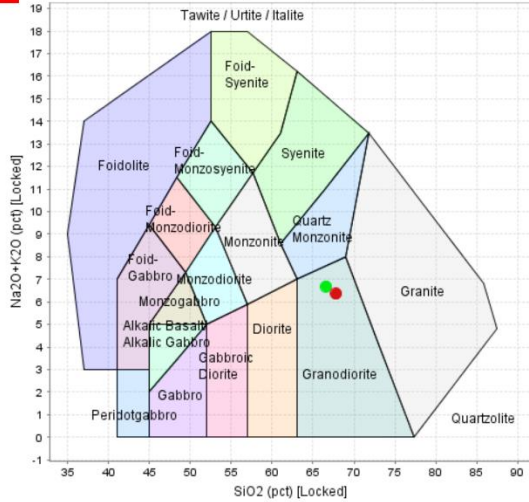
a Na/Al vs K/Al Molar Ratio Diagram (Modified from Davies & Whitehead, 2006)



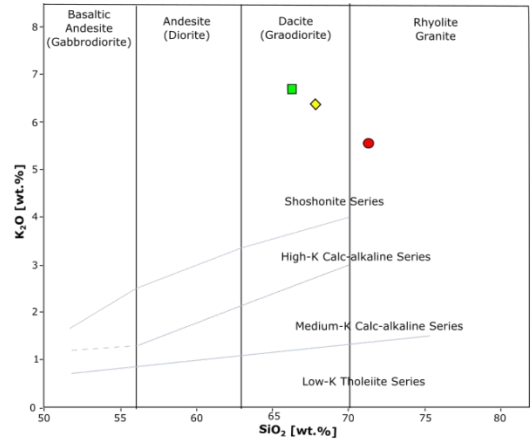
b Volcanic rock alteration



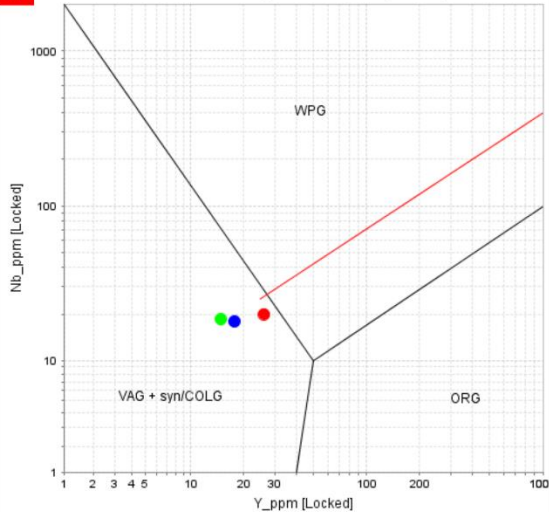
c TAS Plutonic (Middlemost, 1994)



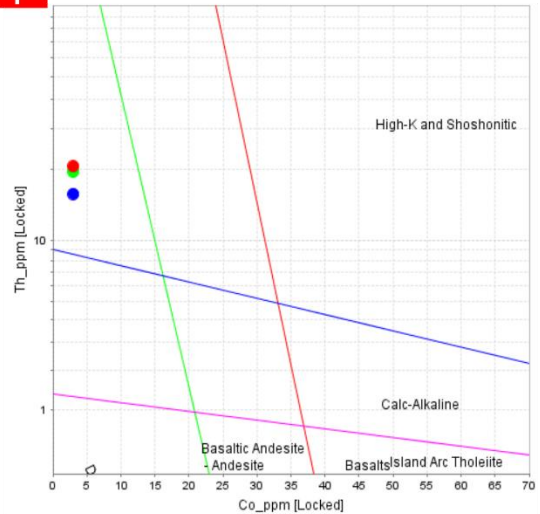
d K2O vs SiO2 (Gill, 1981)



e Granite Nb vs Y (Pearce et al, 1984)



f Th-Co Discrimination Diagram (Hastie et al, 2007)



En primera instancia se realiza un test de alteración, siguiendo la metodología de Davies y Whitehead (2006), con el fin de señalar el tipo de alteración que acá se investiga. En la Figura 24a, se observa que las 3 muestras analizadas se encuentran cerca al nodo de la moscovita, lo que evidencia una fuerte alteración a este mineral (para este caso, correspondería a sericita). Además de evidenciar la alteración en el test, es interesante observar el proceso de cambio de la mineralogía que sufren las rocas aquí estudiadas, es por esto que se realiza el gráfico de elementos generales (GER) de potasio y calcio-sodio-potasio. En este grafico (Figura 24b) se observa que el proceso de alteración ocurre de la destrucción del feldespato potásico y las plagioclasas, generando moscovita (sericita).

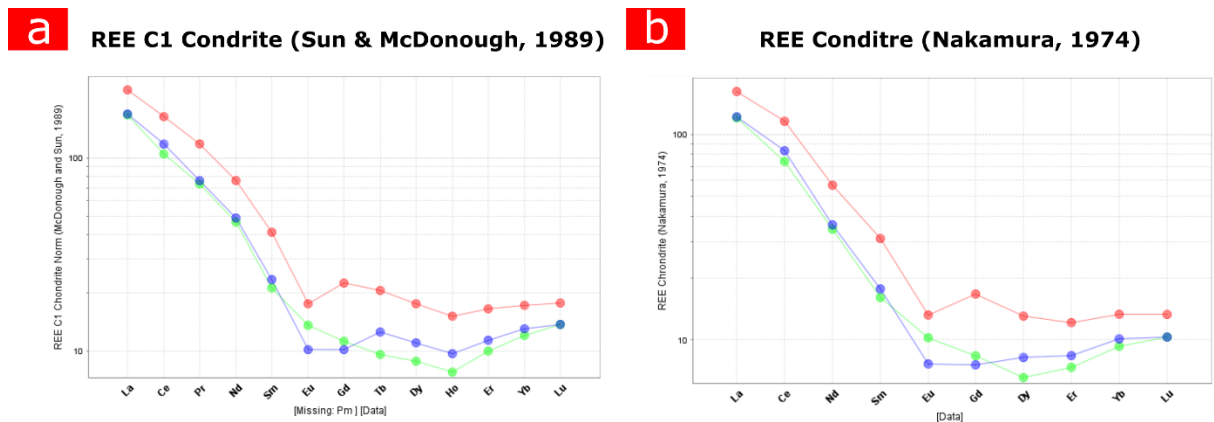
Clasificación, serie magmática y discriminación tectónica

Como se mencionó previamente, las rocas utilizadas para estos análisis son el resultado de una fuerte alteración hidrotermal sobre una roca precursora que, en términos de su clasificación modal, corresponde a una Cuarzomonzonita. En base a esta clasificación conocida, se utiliza el diagrama TAS plutonic (Middlemost, 1994) con el fin de identificar posibles errores debido al efecto de la alteración. En la Figura 24c, se observa que las muestras caen en el campo de las granodioritas, evidenciando así una disminución en el eje de los álcalis que se puede explicar por una fuerte pérdida de sodio en el proceso de alteración. La serie magmática para los diferentes batolitos que conforman el grupo plutónico de Santander ha sido determinada como sub alcalina y calco alcalina alta en K (Mantilla, *et al.*, 2013; Van Der Lelij, *et al.*, 2015), sin embargo los datos graficados en el diagrama de afinidad geoquímica potásica de Gill *et al.*, (1981) (Figura 24d) caen en el campo de la serie shoshonítica, lo que refleja una clara disensión con lo anteriormente mencionado, lo cual puede corresponder a un aumento en K producto de la alteración sericítica. Por lo tanto emplear el potasio como método de clasificación resulta de poca utilidad para estas rocas. El método propuesto por Hastie *et al.*, (2007) resulta de mayor utilidad ya que utiliza únicamente valores de Th y Co. Los resultados de este grafico

(Figura 24f) señalan una serie magmática calco alcalina rica en K, lo cual correspondería con los datos reportados para las rocas ígneas mesozoicas.

En cuanto a la discriminación tectónica se utilizaron los diagramas Nb vs Y, Ta vs Yb, propuestos por Pearce *et al*, (1984). Todas las muestras se clasifican como granitos de arco volcánico (Figura 24e), lo cual es coherente con la geología regional descrita en el capítulo de antecedentes y contexto geológico.

Figura 25. Diagramas de elementos de REE normalizados a condrito.

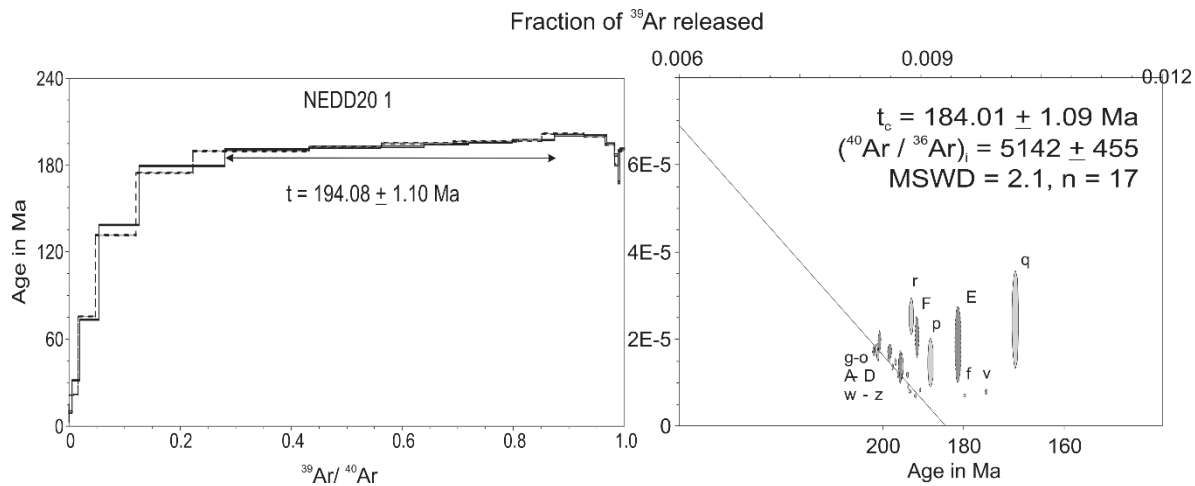


Finalmente los diagramas de elementos de tierras raras (REE) normalizados al condrito de Nakamura (1974) (Figura 25b) y Sun & MacDonough (1989) (Figura 25a), muestran un enriquecimiento en tierras raras ligeras respecto a las tierras raras pesadas (distribución casi plana). Estos patrones de REE son característicos de rocas graníticas, en donde las tierras raras ligeras del La al Sm están enriquecidas en comparación con las pesadas (Gd a Lu) (Taylor and McLennan, 1985; Koljonen y Rosenberg, 1974). Por otra parte, se observa una leve anomalía negativa del Eu. Esto se atribuye a que el Eu difiere de los demás REE al tener valencia +2, por lo que en condiciones naturales puede separarse de los demás REE y ser incorporado, en lugar de Ca, en los minerales formadores de roca comunes, especialmente la plagioclasa.

5.6. GEOCRONOLOGÍA

Los datos de geocronología obtenidos se realizaron mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre una muestra (NEDD-20-1) extraída de las bandas de alteración por el método Laser step-heating (en fragmentos de sericita), con el fin de determinar la edad del evento principal de alteración. Los resultados de éste método arrojaron edades plateau de 194.08 ± 1.10 Ma, representando el 59.35% del conjunto de datos, con un MSWD= 26 (Mean Square Weighted Deviation) (Figura 26). Esta edad es poco confiable ya que no representa un porcentaje significativo del total de los datos obtenidos, adicionalmente el MSWD es muy alto, lo cual indica posibles errores en la medición, probablemente por pérdida o exceso de ^{39}Ar . Los errores reflejados se pueden atribuir a varios fenómenos; cuando se calienta la muestra al momento del análisis, parte del ^{39}Ar que está en los filosilicatos a veces se escapa, por lo tanto la captura del ^{39}Ar liberado es menor, lo que se conoce comúnmente como “recoil”. Con el propósito de no tomar edades erróneas se tratan los datos obtenidos, realizando una gráfica de la fracción de ^{39}Ar liberado, discriminando los valores que se alejan del conjunto mayoritario de datos, conservando sólo 17 (Figura 26). La edad de isócrona arrojada por este tratamiento de los datos, es de 184.01 ± 1.09 Ma con un MSWD=2.1 y $n=17$. Este dato obtenido representa una edad más confiable debido a su bajo MSWD. Por lo tanto se puede concluir que el evento de alteración hidrotermal principal Qz-Ser, ocurrió durante el Jurásico temprano (Pliensbachiano). Estudios recientes realizados en el área, por Gamboa (2016), reportan alteraciones hidrotermales similares a las aquí encontradas cuyas edades arrojan 178 ± 5 Ma, lo cual corrobora que la edad de este evento de alteración hidrotermal Qz-Ser es cercana a los ± 180 Ma.

Figura 26. Gráficas obtenidas a partir de análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizado a una muestra de sericita hidrotermal.



6. MODELO EVOLUTIVO DE LAS ALTERACIONES HIDROTERMALES RECONOCIDAS

Magmas calcoalcalinos ricos en K, originados bajo un ambiente de arco magmático, en una zona de subducción, generaron las rocas ígneas posteriormente afectadas por las alteraciones hidrotermales. Diferentes fases ígneas fueron formadas en este evento magmático, incluyendo una fase principal de Cuarzomonzonita biotítica de textura fanerítica, generada por un enfriamiento lento y progresivo del magma, y otras fases con un mayor grado de diferenciación representadas principalmente en riolitas porfíricas.

Posteriormente sobre estas rocas se desarrolla un fuerte metasomatismo álcali, representado por texturas que implican el reemplazamiento de sodio por potasio y potasio por sodio y tal vez con alguna participación de calcio. Estas texturas metasomáticas es probable que se hayan desarrollado por reacciones sub-solidus durante la etapa deutérica y estén asociadas a fluidos magmáticos residuales tardíos.

Finalmente antiguas fallas de dirección NE pudieron haber servido de paleocanales que conducían fluidos hidrotermales, de carácter neutro, que generaron las bandas de alteración estudiadas en este trabajo y que han sido reactivadas debido a la tectónica actual. Los eventos de alteración hidrotermal desarrollados sobre estas bandas fueron en orden cronológico los siguientes: un evento de alteración $Ms+Qz+Rt$ que por sus características pudo generarse por el transporte de grandes proporciones de fluidos sobre zonas de alta permeabilidad a temperaturas por debajo de los 400° . El rutilo en este evento se ha encontrado estrechamente asociado a la moscovita, la cual se generó a partir de la alteración hidrotermal de biotita principalmente. Por lo tanto, podría pensarse que la fuente de titanio para la generación de rutilo sería la biotita primitiva que liberó el titanio al ser desequilibrada por las soluciones químicamente agresivas que produjeron la alteración. Un segundo evento de alteración hidrotermal presente en las bandas está constituido por la asociación mineral $Qz-Ser$ y representa el mayor evento, en cuanto a

intensidad se refiere. La sericita en esta alteración hidrotermal (Qz-Ser), presenta un color verdoso, el cual es responsable de la tonalidad que presentan las bandas. Este tipo de alteración Qz-Ser destruye parcialmente, y en algunos casos totalmente, la mineralogía de la roca que interactúa con el fluido hidrotermal, así como la mineralogía de alteración generada en el evento anterior (Ms-Qz-Rt). Análisis geocronológicos realizados en sericita hidrotermal de esta alteración Qz-Ser, arrojan edades de 184 ± 1 Ma, para este evento, lo cual resulta coherente con el contexto geológico regional, ya que dataciones realizadas por Van Der Lelij *et al.*, (2015) y Mantilla *et al.*, (2013), sugieren que el magmatismo Jura-Triásico, presente en el Macizo de Santander, termina a los ± 194 Ma y la edad de las primeras rocas sedimentarias reportadas a comienzos del colapso del arco magmático, sugieren edades Jurásico temprano; es decir, que la edad del evento hidrotermal obtenido seguramente corresponde al inicio del colapso del arco, donde un régimen extensivo comienza a predominar generando fallamiento normal y permitiendo el escape de fluidos por estos conductos en un gradiente geotermal alto.

Una alteración supergena de los óxidos de hierro, es el último evento reconocido sobre las rocas ígneas estudiadas, se caracteriza por generar un enriquecimiento en Fe y Mg en las micas que se encuentran alrededor de los óxidos, producto de la destrucción de estos, durante la alteración.

7. CONCLUSIONES

Se reconoció a escala macroscópica que el Batolito de Mogotes se compone de diferentes fases ígneas, generadas durante el evento magmático Jura-Triásico, las cuales posteriormente fueron afectadas por procesos hidrotermales que dieron lugar a bandas de alteración hidrotermal. Sin embargo, la variabilidad litológica de las diferentes fases ígneas, no parece ser un factor preponderante para el desarrollo de las bandas de alteración.

Se determinó que las direcciones principales que presentan las bandas, están estrechamente relacionados con fallas de dirección NE-SW que se reconocen en la zona de estudio, lo cual supone un posible control estructural en el desarrollo de las bandas de alteración y una posible reactivación de estas fallas debido a la tectónica actual.

El estudio petrográfico realizado sobre las rocas ígneas, que fueron objeto de estudio, permitió reconocer las siguientes asociaciones de minerales de alteración hidrotermal:

- Un fuerte metasomatismo álcali, representado por texturas que implican el reemplazamiento de sodio por potasio y potasio por sodio y tal vez con alguna participación de calcio, probablemente desarrolladas por reacciones sub-solidus durante la etapa deutérica asociadas a fluidos magmáticos residuales tardíos.
- Sobre muestras extraídas de las bandas de alteración hidrotermal se reconocieron diferentes eventos de alteración superpuestos, que en términos de sus asociaciones mineralógicas, pueden distinguirse en: evento de alteración Ms+Qz+Rt, evento de alteración Qz+Ser y evento de alteración supergena.

Los análisis litogeoquímicos realizados evidencian la presencia de la alteración hidrotermal Qz-Ser, presente en las rocas estudiadas, y permiten observar que el proceso de alteración ocurre como producto de la destrucción de los feldespatos potásicos y plagioclasas. Además análisis realizados con base en elementos trazas

y REE permitieron reconocer que las rocas ígneas estudiadas se generaron a partir de magmas calcoalcalinos ricos en K, originados bajo un ambiente de arco magmático en una zona de subducción.

La microscopía electrónica de barrido y microsonda electrónica permitieron realizar las siguientes deducciones:

- Las 3 micas encontradas están asociadas a diferentes eventos de alteración hidrotermal. La primera corresponde a una mica de grano grueso (moscovita) presente en el evento Ms+Qz+Rt. La segunda se presenta como un agregado microcristalino de minerales micáceos (sericita), con una ligera pérdida de potasio respecto a la primera mica, presente en el evento Qz+Ser. La tercera corresponde, igualmente, a un agregado microcristalino pero con diferencias morfológicas y con un marcado enriquecimiento en Fe y Mg, asociado al evento supergeno.
- Los óxidos de Ti asociados al evento de alteración Ms-Qz, corresponden a cristales de Rutilo o algún polimorfo de este (Anatasa o Brookita).
- Los minerales con contenidos de REE reconocidos en las diferentes muestras, corresponden a Monacita. No se determinó relación alguna con procesos hidrotermales, por lo tanto su génesis está ligada a procesos magmáticos.

Análisis geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, realizados en sericita hidrotermal, arrojan edades de 184 ± 1 Ma, para el evento principal de Qz-Ser. La edad de este evento hidrotermal obtenida seguramente corresponde al inicio del colapso del arco magmático, donde un régimen extensivo comienza a predominar generando fallamiento normal y permitiendo el escape de fluidos por estos conductos en un gradiente geotermal alto.

8. RECOMENDACIONES

Establecer las relaciones entre la Paleotectónica del Paleozoico tardío, del Jurásico temprano y del Neógeno de la zona, y establecer así, si existe relación entre las bandas de alteración y las estructuras presentes.

Realizar análisis de inclusiones fluidas e isotopos estables de H y O, para tener una estimación de las propiedades físico-químicas, determinar el origen y atribuir la esterilidad (no contenido de metales) del fluido (o fluidos), a fin de evaluar el rol que juega en los diferentes eventos de alteración hidrotermal.

El debate sobre si los minerales con contenidos de REE, reconocidos en esta investigación, están asociados a eventos hidrotermales requiere de próximos estudios enfocados a reconocer la fuente de estos elementos, debido a la importancia económica que los REE representan.

El metasomatismo álcali evidenciado puede ser causante de errores durante el desarrollo de análisis geoquímicos elaborados a partir de las concentraciones de Na, Ca y K. Por lo tanto, estas texturas requieren de estudios petrográficos y mineralógicos más detallados para fines de establecer si su génesis está relacionada a eventos magmáticos sub-solvus o realmente son producto un metasomatismo desarrollado durante la etapa deutérica, asociado a fluidos magmáticos residuales tardíos.

BIBLIOGRAFIA

ALEMAN, Antenor., RAMOS, Victor.A. Northern Andes. In: U.G. CORDANI, E.J. MILANI, A. THOMAZ FILHO, D.A. CAMPOS (ed.) *Tectonic Evolution of South America*. 31st IGC, Rio de Janeiro, Brazil, Spec. Publ, 2000. p:453-480.

BOINET, T., BOURGOIS, J., BELLON, H., and TOUSSAINT, J. Age et repartition du magmatism Premesozoique des Andes de Colombie. Comptes rendus hebdomadaires des séances de L'Académie des Sciences. *Serie D: SciencesNaturalles*. 1985. v300 (II) p:445-450.

BOTELLO, Fabian., MANTILLA, F. Luis.C., y COLEGIAL, Juan.D. Edad U-Pb en zircones y contexto tectónico de formación del Granito de Durania (Macizo de Santander, Colombia). *Memorias XI Semana Técnica de Geología y I Geosciences anual meeting. UIS. Bucaramanga*. 2014.

BULNES, Aranzazú. Alteración cuarzo-sericita en yacimiento tipo pórfido cuprífero: estudio mineralógico, litogeoquímico y termodinámico en mina Radomiro Tomic, distrito Chuquicamata. *Trabajo de grado magister en ciencias. Departamento de geología, Universidad de Chile*, 2013. 199p.

CEDIEL, Fabio., SHAW, Robert., and CÁCERES, Carlos. Tectonic assembly of the northern Andean block. In: Bartolini, C., Buffler, T., Blickwede, J. (Eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics. AAPG Memoir*. 2003. v79, p:815-848.

CLAVIJO, Jairo. Mapa geológico generalizado del departamento de Norte de Santander, *Memoria explicativa: INGEOMINAS*, 1994. 47p.

DAVIES, J.F., and WHITEHEAD, R.E. Alkali-Alumina and MgO-Alumina Molar Ratios of Altered and Unaltered Rhyolites. *Exploration and Mining Geology*, 2006. v15 (1-2), p:75-88.

DEER, W.A., HOWIE, D.J., y ZUSSMAN, J. Rock-forming minerals. Non-Silicates. Oxides, Hydroxides and Sulphides, *2nd. Edition. The Geological Society*, 2011. 920p.

DÖRR, W., GRÖSSER, J., RODRÍGUEZ, G., and KRAMM, U. Zircon U-Pb age of the Páramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*. 1995. v8, p:187-194.

GALVIS, Andrea., y PINZÓN, Alfredo. Estudio petrográfico, geoquímico y geocronológico de las rocas riolíticas aflorantes en inmediaciones al municipio Onzaga (Dpto. de Santander, Cordillera Oriental, Colombia). *Trabajo de grado. Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander*, 2016. 69p.

GAMBOA, Jorge. Estudio de las alteraciones hidrotermales asociadas a sistemas de fallas de dirección noreste en el Batolito de Mogotes (sector Mogotes-Alto de los Cacaos; Macizo de Santander). *Trabajo de grado. Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander*, 2016. 80p.

GANSSER, Augusto. Facts and theories on the Andes: Twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, London. 1973, v129, p:93–131.

GARCÍA, Carlos., RÍOS, Carlos. Metamorfismo y metalogenia asociada del Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia. Informe final Proyecto de Investigación 102-05-083-95 Colciencias-Universidad Industrial de Santander (Bucaramanga), 1999. 191p.

GOLDSMITH, Richard., MARVIN, Richard.F., and MEHNERT, Harald.H. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1971. v750-A: D44-D49'.

GREY, I.E., WATTS, J.A., BAYLISS, P. Mineralogical nomenclature: pseudorutile revalidated and neotype given. *Mineralogical Magazine* 58, 1994. p:597–600.

HASTIE, A. R., KERR, A. C., PEARCE, J. A., & MITCHELL, S. F. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 2007. v48, p:2341–2357.

KOLJONEN, T. & ROSENBERG, R. J. Rare earth elements in granitic rocks. *Lithos*. 1994. v7, p:249-261

MANTILLA, F.Luis.C., BISSIG, Thomas., COTTLE, John.M., and HART, Craig. Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). *Journal of South American Earth Sciences*. 2012. v38, p:1-12.

MANTILLA, F.Luis.C., BISSIG, Thomas., VALENCIA, Victor., and HART, Craig. The magmatic history of the Vetas-California mining district; Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*. 2013. v45, p:235-249.

MANTILLA-FIGUEROA, Luis.C., GARCÍA-RAMÍREZ, Carlos.A., y VALENCIA, Victor.A. Propuesta de escisión de la denominada ‘Formación Silgará’ (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. *Boletín de Geología*. 2016a, v38 (1), p:33-50.

MANTILLA-FIGUEROA Luis C., GARCÍA-RAMÍREZ, Carlos.A., y VALENCIA, Victor.A. Nuevas evidencias que soportan la escisión de la formación Silgará y propuesta de un nuevo marco estratigráfico para el basamento metamórfico del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia). *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. 2016b. v40(155), p:320-336.

MEINHOLD, Guido. Rutile and its applications in earth sciences. *Earth Sciences Reviews*, 2010. v102, 28p.

MIDDLEMOST, A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Sci. Reviews* 1994. v37, p:215–224.

MORENO-SÁNCHEZ, Mario., GÓMEZ-CRUZ, Arley de Jesús., y CASTILLO-GONZÁLEZ, Hadany. La Formación Floresta Metamorfoseada (sensu Ward *et al.*, 1973) no es la Formación Floresta sin metamorfosear. *Memorias X Congreso Colombiano de Geología*, Bogotá, 2005. p:1-7.

MÜCKE, A., CHAUDHURI, J.N.B. The continuous alteration of ilmenite through pseudorutile to leucoxene. *Ore Geology Reviews*, 1991. v6, p:25–44.

NAKAMURA, Noboru. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. En: *GEOCHEMICA ET COSMOCHIMICA ACTA*, 1974. v38, no 5, p:757-775.

PEARCE, J. A., HARRIS, N. W., & TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 1984. v25, p:956–983.

PENNINGTON, W.D. Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northwest South America. *Journal of Geophysical Research*, 1981. v86, p:10753 – 10770.

PIRAJNO, F., *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, 2010.1250p

RESTREPO-PACE, Pedro.A. Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data. *Ph.D Thesis, University of Arizona*, 1995. 195p.

REYNEKE, L., WALLMACH, T. Characterization of FeTi-oxide species occurring in the Ranobe heavy mineral deposit, Madagascar. *The 6th International Heavy Minerals Conference 'Back to Basics', The Southern African Institute of Mining and Metallurgy*, 2007. p:151–158.

RONG, Jiashu; WANG, Fenggang. *Metasomatic Textures in Granites: Evidence from Petrographic Observation*. Singapore: Springer (*Springer Mineralogy*), 2016. 162 p.

ROYERO, Jose Maria., y VARGAS, Rodrigo. Geología del departamento de Santander. Escala 1:300.000. *INGEOMINAS*, 1999.

ROYERO, Jose Maria., y CLAVIJO, Jairo. Mapa Geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1: 400.000. *Memoria explicativa*. *INGEOMINAS*, Bogotá, 2001. 92p.

SEVERIN, Kenneth P. Energy Dispersive Spectrometry of Common Rock Forming Minerals. *Kluwer Academic Publishers*, 2004. 228p.

SPIKINGS, R., COCHRANE, R., VILLAGÓMEZ, D., VAN DER LELIJ, R., VALLEJO, C., WINKLERF, W., and BEATE, B. The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*, 2015. v27(1) p:95-139.

SUN, S.-S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 1989, v42, no 1, p:313-345.

TAYLOR, S.R., MCLENNAN, S.M., The Continental Crust: Its Composition and Evolution. *Blackwell, Oxford*, 1985. 311 pp.

TOUSSAINT, J.F. & RESTREPO, J.J. Modelos orogénicos de tectónica de placas de los Andes colombianos. *Boletín de Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Medellín*. 1976, v1, 1-47.

UJUETA, Guillermo. Tectónica y actividad ígnea en la Cordillera Oriental de Colombia (sector Girardot-Cúcuta). *Memorias Simposio sobre Magmatismo Andino y su Marco Tectónico. Tomo I. Manizales*. 1991 p:151-192.

ULLOA, C., y RODRÍGUEZ, G. Intrusivos ácidos Ordovícicos y post – Devónicos en la Floresta (Boyacá). *VI Congreso Colombiano de Geología, Cali*. 1982. pp. 18.

VAN DER LELIJ, Roelant. Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study. Tesis de Doctorado en ciencias,

mención en Ciencias de la tierra. Ginebra: Faculté des Sciences, Université de Genève, 2013. 248p.

VAN DER LELIJ, Roleant., SPIKINGS, Richard., ULIANOV, Alexey., CHIARADIA, Massimo., and MORA, Andrés. Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the lapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research*. 2015. v 31, p:271-294.

WARD, Dwight., GOLDSMITH, Richard., CRUZ, Jaime., y RESTREPO, Hernán. Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, departamento de Santander. U.S. Geological Survey e INGEOMINAS. *Boletín Geológico*. 1973, v (1-3): 132p.

WHITNEY, Donna.L., and EVANS, Bernard.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 2010.vol:95, p:185-187.

YUGUCHI, Takashi., & NISHIYAMA, Tadao. The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lithos*, 2008. Vol:106(3-4), p:237-260.