

**CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DEL BATOLITO DE SANTA BÁRBARA  
EN LAS INMEDIACIONES DE BERLÍN Y SILOS, MACIZO DE SANTANDER**

**JESSICA DANIELA PLATA VERA  
LAURA MARCELA CASTELLANOS DOMINGUEZ**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA  
2016**

**CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DEL BATOLITO DE SANTA BÁRBARA  
EN LAS INMEDIACIONES DE BERLÍN Y SILOS, MACIZO DE SANTANDER**

**JESSICA DANIELA PLATA VERA  
LAURA MARCELA CASTELLANOS DOMINGUEZ**

**Trabajo de Grado para optar por el título de Geólogas**

**Director  
JULIÁN ANDRÉS LÓPEZ ISAZA  
Geólogo MSc.**

**Codirector  
CARLOS AUGUSTO ZULUAGA CASTRILLON  
Geólogo PhD**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA  
2016**

## DEDICATORIA

*A Dios por llenar mi vida de bendiciones, por darme el valor y la fortaleza para no rendirme ante las adversidades y por darme la capacidad de ver las cosas de maneras diferentes. A mis padres porque su esfuerzo, apoyo y dedicación me han convertido en la persona que soy. Gracias infinitas a mi padre por apoyar mis sueños y darme siempre su consejo y transmitirme la sabiduría que sólo da la experiencia. A mis buenos amigos de siempre Lynda, Mónica, Yerson y Natalia porque sus palabras y apoyo siempre me han acompañado. A mi colega, amiga y compañera Laura porque su esfuerzo, trabajo y dedicación nos ha permitido culminar este proyecto. A Duvan mi amigo, compañero, consejero, mi apoyo y fortaleza, gracias, por tanto, que me has dado y por todo aquello que ha de venir...*

*Jessica Daniela Plata Vera.*

## DEDICATORIA

*Con mucho cariño quiero dedicar esta meta cumplida a mi padre por estar siempre ahí para mí durante este largo camino; con el mayor amor del mundo para mi madre quien a pesar de todo siempre me ha apoyado en todas mis locuras; a mis hermanos que han sido diferentes espejos de vida, en especial a mi hermana quien es una segunda madre para mí, este triunfo es tuyo, gracias por darme la mano para crecer día a día, no hay reto más grande que poder seguir tus pasos. Espero que este sea el inicio de un camino a mejorar mi entorno dejando un mejor futuro para mi adorado David, siempre estás presente en mi corazón y esta alegría también es tuya mi adorado sobrino, me has enseñado que el cariño más bonito viene de gestos pequeños, y como no dar las gracias infinitas a mi compañera y amiga en este camino, mil gracias a Daniela por apoyarme y aguatarme durante esta largo trabajo sin ti esta meta no sería lo que es ahora; finalmente quiero dedicar este sueño al ser que me da alegrías cada día, al que llena mi vida de esperanza y fe, mi precioso Rufo, mi amor mechudo.*

*Laura Castellanos D.*

## TABLA DE CONTENIDO

	<b>Pág.</b>
<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>19</b>
<b>1. OBJETIVOS.....</b>	<b>20</b>
<b>1.1. OBJETIVO GENERAL.....</b>	<b>20</b>
<b>1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....</b>	<b>20</b>
<b>2. LOCALIZACIÓN .....</b>	<b>21</b>
<b>3. MARCO GEOLÓGICO .....</b>	<b>23</b>
<b>4. ANTECEDENTES .....</b>	<b>24</b>
<b>5. METODOLOGÍA .....</b>	<b>26</b>
<b>6. RESULTADOS.....</b>	<b>27</b>
<b>6.1. PETROGRAFÍA .....</b>	<b>27</b>

<b>6.2. GEOQUÍMICA.....</b>	<b>45</b>
<b>6.3. ANÁLISIS ESTRUCTURAL.....</b>	<b>59</b>
<b>7. DISCUSIÓN.....</b>	<b>63</b>
<b>8. CONCLUSIONES.....</b>	<b>68</b>
<b>9. RECOMENDACIONES.....</b>	<b>69</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>70</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>75</b>

## LISTA DE FIGURAS

Pág.

- Figura 1.** Localización de la zona de estudio. Imagen tomada de Ward et al., 1977.....22
- Figura 2.** Localización de muestras. Fuente autoras.....27
- Figura 3.** Clasificación modal de las secciones delgadas (Sreckeisen 1967).....28
- Figura 4.** Sección delgada de la muestra JL-CSB-039 perteneciente a la facies sienogranito del Batolito de Santa Bárbara, en nicoles cruzados, vista con aumento de 10x, donde se pueden observar algunos de los minerales presentes en la roca: cuarzo, plagioclasas con maclas de albita y sericitización que empieza desde el centro del mineral, feldespato alcalino con textura peritética y biotita.....30
- Figura 5.** Sección delgada de la muestra JL-CSB-039, facies sienogranito. A. Nicoles cruzados (imagen izquierda) B. Nicoles paralelos (imagen derecha). Vistas en aumento de 10x, se pueden observar minerales como: cuarzo normal y con extinción ondulante, epidota, biotita cloritizada, clorita, circones basales, feldespato alcalino sufriendo alteración a sericita, con cristales engolfados y con algunos cristales de cuarzo en su interior y plagioclasa sufriendo alteración a sericita.....30
- Figura 6.** Sección delgada de la muestra JL-CSB-039, facies sienogranito. A. nicoles cruzados (imagen izquierda). B. Nicoles paralelos (imagen derecha); vistas en aumento de 10x, se pueden observar cristales de cuarzo, titanita, feldespato alcalino alterándose a sericita, con macla de Carlsbad, textura peritética y cristales de cuarzo y plagioclasa alterándose a sericita en su interior; plagioclasa alterándose a sericita desde el centro hacia los bordes y ligeramente zonada. ....31
- Figura 7.** Sección delgada de la muestra JL-CSB-040, facies sienogranito, A. Nicoles cruzados (imagen izquierda) B. Nicoles paralelos (imagen derecha); vistas en aumento de 10x, se pueden apreciar los tipos de texturas presentes: mirmequítica, micrográfica y granofídica.....31
- Figura 8.** Sección delgada de la muestra JL-CSB-040, facies sienogranito. A. Nicoles cruzados (imagen izquierda) B. Nicoles paralelos (imagen derecha); vistas en aumento de 10x, se pueden apreciar los cristales se pueden observar los principales minerales presentes en la roca: cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa alterándose a sericita, clorita por alteración de biotita, minerales accesorios como la titanita.....32
- Figura 9.** Sección delgada de la muestra JL-CSB-041B, facies sienogranito. A. Nicoles cruzados (imagen izquierda). B. Nicoles paralelos (imagen derecha); vistas

en aumento de 10x, se pueden observar los principales minerales presentes en la roca: cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasas alterándose a sericita, clorita por alteración de biotita y minerales accesorios como la titanita.....32

**Figura 10.** Sección delgada de la muestra JL-CSB-041B, facies sienogranito, vista en nicols cruzados con aumento de 10x; minerales presentes: cuarzo, plagioclasa alterándose a sericita, feldespato alcalino alterándose a sericita y titanita.....33

**Figura 11.** Sección delgada de la muestra JL-CSB-044, facies sienogranito. A. Nicols cruzados (imagen izquierda). B. Nicols paralelos (imagen derecha); vista en aumento de 10x, se observan cristales de: cuarzo normal y con extinción ondulante, plagioclasa con alteración a sericita y macla de periclina, feldespato alcalino alterado a sericita y con textura perfitica; biotita y epidota.....33

**Figura 12.** Sección delgada de la muestra JL-CSB-044, facies sienogranito, en nicols cruzados, vista con aumento de 10x, se observan cristales de cuarzo, plagioclasa con macla de albita y alterándose a sericita, feldespato alcalino alterándose a sericita; biotita.....34

**Figura 13.** Sección delgada de la muestra JL-CSB-037 en nicols cruzados vista con aumento de 10x, donde se puede observar la paragénesis mineral Qz+Ms+Bt y una orientación NW-SE en el cuarzo.....34

**Figura 14.** Sección delgada correspondiente a la muestra JL-CSB-037. A. Nicols cruzados (imagen izquierda). B. Nicols paralelos (imagen derecha); vistas con aumento de 10x, donde se pueden observar algunos de los principales minerales que constituyen la muestra: biotita, moscovita, plagioclasa alterada a sericita y minerales opacos.....35

**Figura 15.** Sección JL-CSB-038, vista en aumento de 10x correspondiente a la facies cuarzomonzonita. Observación de minerales y presentación particular de la moscovita en pequeños cristales.....36

**Figura 16.** A. sección JL-CSB-038, vista en aumento de 10x, facies cuarzomonzonita. Textura holocristalina, fanerítica. Se observan biotitas alargadas y algunos feldespatos alcalinos alterándose. B. Facies cuarzomonzonita correspondiente a la sección JL-CSB-041A vista en aumento de 10x. Textura holocristalina, fanerítica; observación de macla tipo albita.....36

**Figura 17.** A. Sección JL-CSB-041A, facies cuarzomonzonita, vista en aumento de 10x se observa epidota, mineral accesorio. B. Observación de titanita (mineral accesorio) en nicols cruzados y paralelos, vista con aumento 10x.....37

**Figura 18.** A. Sección JL-CSB-041A, facies cuarzomonzonita, minerales accesorios: biotita, titanita, minerales opacos y apatito en corte basal que se observa totalmente negro en nicols cruzados y translucido en nicols paralelos. B. Facies

cuarzomonzonita se observa cuarzo con extinción ondulante, alteración sericítica en el centro del cristal de feldespato alcalino. Imágenes en aumento de 10x.....37

**Figura 19.** A. Imagen izquierda, sección JL-CSB-041C, facies cuarzomonzonita, textura mirmequítica. B. Imagen central, sección JL-CSB-041C, facies cuarzomonzonita, textura micrográfica. C. Imagen derecha, sección JL-CSB-041C, facies cuarzomonzonita, textura gráfica. Imágenes en aumento de 10x.....38

**Figura 20.** A. sección JL-CSB-042, facies cuarzomonzonita, textura granofírica. B. sección JL-CSB-042, facies cuarzomonzonita, textura holocristalina, fanerítica, observación general de minerales principales de la sección. Imágenes en aumento de 10x.....38

**Figura 21.** A. sección JL-CSB-042, facies cuarzomonzonita, textura granofírica. B. sección JL-CSB-043, facies cuarzomonzonita, epidotas presentes como mineral accesorio. Imágenes en aumento de 10x.....39

**Figura 22.** A. Imagen izquierda, sección JL-CSB-043, facies cuarzomonzonita en aumento de 10x, formación de bandas tipo kink en plagioclasa. B. Imagen derecha, sección JL-CSB-043, facies cuarzomonzonita aumento de 10x, principales minerales de la sección, macla tipo albita en plagioclasa.....39

**Figura 23.** Textura granolepidoblástica presente en la sección JL-CSB-034, aumento de 10x.....41

**Figura 24.** Plano de foliación discreto definido por biotita con textura lepidoblástica presente en la muestra JL-CSB-034. Visto en aumento de 10x. A. Detalle en nicoles cruzados. B. Detalle en nicoles paralelos.....41

**Figura 25.** Observación de la textura granolepidoblástica de la sección JL-CSB-035. Fotografía tomada con aumento de 10x. A. Nicoles cruzados. B. nicoles paralelos.....42

**Figura 26.** Planos de foliación discretos evidenciados por la presencia de biotita con textura lepidoblástica, sección JL-CSB-035. Fotografía tomada en aumento de 10x en nicoles cruzados.....42

**Figura 27.** Observación de porfidoblasto. Fotografía tomada con 10x. A. Vista en nicoles cruzados. B. Vista en nicoles paralelos. ....43

**Figura 28.** Sección delgada JL-CSB-036. Observación de textura granolepidoblástica. Imagen tomada con 10X en nicoles cruzados.....43

**Figura 29.** Observación de epidota perteneciente a la sección JL-CSB-036, tomada con aumento de 20X en nicoles cruzados.....44

<b>Figura 30.</b> Asociación mineral Qz+Ms+Bt perteneciente a la sección JL-CSB-036, además se destaca una vena de biotita. Fotografía tomada con aumento de 10X en nicoles cruzados.....	44
<b>Figura 31.</b> Test de alteración. La muestra JL-CSB-043 enmarcada dentro del cuadro rojo cae dentro del campo de rocas alteradas, las muestras restantes se ubican dentro del campo de rocas levemente alteradas a frescas. Modificado de Davis and Whitehead, 2006.....	45
<b>Figura 32.</b> Diagrama P-Q de Debon & Le Fort (1983) donde to: tonalita, gd: granodiorita-granogabro, ad: adamelita, gr: granito, dq: cuarzodiorita-cuarzogabro-cuarzoanortosita, mzdq: cuarzomonzodiorita-cuarzomonzogabro, mzq: cuarzomonzonita, sq: cuarzosenita, go: gabro-diorita-anortosita, mzgo: monzogabro-monzodiorita, mz: monzonita, s: sienita. Las muestras se ubican dentro de los campos granitos y adamelitas (monzogranitos). Elaborado con el software GCDkit 4.1.....	46
<b>Figura 33.</b> Diagrama R1-R2 De La Roche et al., 1980 para clasificación de rocas plutónicas. Diagrama elaborado por el software GCDkit 4.1.....	47
<b>Figura 34.</b> Diagrama A/NK vs A/CNK de Shand (1943) donde se puede observar que la gran mayoría de las muestras se clasifican como peraluminosas, a excepción de la muestra JL-CSB-043 que se clasifica como metaluminosa. Diagrama elaborado con el software GCDkit 4.1.....	48
<b>Figura 35.</b> Diagrama K <sub>2</sub> O vs SiO <sub>2</sub> de Peccerillo y Taylor (1976), se observa la clasificación de las rocas dentro del rango de series calcoalcalinas ricas en K; la muestra JL-CSB-043 se ubica dentro de las series toleíticas. Diagrama generado con el software GCDkit 4.1.....	49
<b>Figura 36.</b> Variación de elementos mayores respecto al contenido de SiO <sub>2</sub> (Diagramas Harker). Diagrama generado con el software GCDkit 4.1.....	50
<b>Figura 37.</b> Diagrama Co-Th de Hastie et al., 2007 donde se puede apreciar que las muestras son graficadas en el campo de series calcoalcalinas altas en K. Diagrama elaborado con el software GCDkit 4.1.....	51
<b>Figura 38.</b> Diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al., 1984. VAG: Granitoides de arco volcánico, WPG: Granitoides intraplaca, ORG: Granitoides de dorsal oceánica, syn-COLG: Granitoides sincolisionales. Diagrama generado con el software GCDkit 4.1. ....	52
<b>Figura 39.</b> Diagrama petrogenético multicatiónico R1 (4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) vs. R2 (6Ca+2Mg+Al) de Batchelor y Bowden (1985) generado con el software GCDkit 4.1.....	53

<b>Figura 40.</b> Diagrama de clasificación de rocas ácidas de Whalen et al., 1987. Elaborado por el software GCDkit 4.1.....	54
<b>Figura 41.</b> Diagrama ACF ( $A = Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$ ; $C = CaO$ ; $F = FeO + MgO$ ) de Chappell & White, 1992 para discriminar los granitos Tipo I de los Tipo S. Elaborado por el software GCDkit 4.1.....	55
<b>Figura 42.</b> Diagrama ternario Nb-Y-Ce de Eby (1992) para discriminar granitos tipo A, donde A1: granitos relacionadas a zonas de rift continental y A2: granitos poscolisionales. Elaborado por el software GCDkit 4.1.....	56
<b>Figura 43.</b> Diagrama de tierras raras (REE) normalizado al manto primitivo (Sun y McDough, 1989). Elaborado por el software GCDkit 4.1.....	57
<b>Figura 44.</b> Diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito (Nakamura, 1974). Elaborado por el software GCDkit 4.1.....	58
<b>Figura 45.</b> Mapa geológico que muestra el contacto entre el Batolito de Santa Bárbara y otras litologías presentes en la zona, el polígono amarillo muestra la zona de estudio. Modificado de Ward et al., 1977.....	59
<b>Figura 46.</b> Mapa del área de estudio con proyecciones estereográficas de cada estación. Proyecciones de: Foliación Sn+1 (naranja), foliación Sn+2 (verde), venas de cuarzo (gris), venas y diques aplíticos (gris plata) y diaclasas (azul).....	61
<b>Figura 47.</b> Diagramas rosa de diaclasas correspondiente a cada estación con N = número de datos graficados. Para identificar datos proyectados revisar anexos.....	62
<b>Figura 48.</b> Ubicación y edades reportadas por Van der Lelij et al., 2015 para las unidades que conforman el Grupo Plutónico de Santander. La flecha roja ubica el cuerpo en estudio. Modificado de Royero y Vargas, 1999. Escala 1:300.000.....	67

## LISTA DE TABLAS

	<b>Pág.</b>
Tabla 1. Coordenadas del polígono que define el área de trabajo.....	21
Tabla 2. Porcentajes correspondientes a la clasificación modal de las secciones con 500 puntos.....	29
Tabla 3. Abreviaturas minerales utilizadas. Tomado de Witney & Evans, 2010.....	29

## LISTA DE ANEXOS

	<b>Pág.</b>
Anexo A: Resultados de análisis geoquímicos.....	75
Anexo B: Datos estructurales tomados en campo .....	77

## RESUMEN

**TITULO:** CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DEL BATOLITO DE SANTA BÁRBARA EN LAS INMEDIACIONES DE BERLÍN Y SILOS, MACIZO DE SANTANDER\*.

**AUTORAS:** JESSICA DANIELA PLATA VERA Y LAURA MARCELA CASTELLANOS DOMINGUEZ\*\*.

**PALABRAS CLAVE:** BATOLITO DE SANTA BÁRBARA, PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA, MACIZO DE SANTANDER.

A continuación, se presentan los resultados obtenidos a partir del estudio del Batolito de Santa Bárbara, aflorante en las inmediaciones de Berlín y Silos, y perteneciente al denominado Grupo Plutónico de Santander. Hace parte del conjunto de intrusivos que conforman el basamento cristalino del Macizo de Santander, emplazados durante el límite Triásico – Jurásico. En la zona estudiada, el batolito se encuentra intruyendo a la Formación Silgará. Las observaciones hechas en campo muestran que el contacto intrusivo entre estos dos cuerpos es discordante, de inyección, alcanza la facies metamórfica de contacto Albita – Epidota y presenta disminución del tamaño de grano.

A partir del análisis petrográfico de secciones delgadas pulidas pertenecientes al batolito, se realizó la clasificación modal de las mismas y se encontró que éste se compone de dos facies ígneas en la zona de estudio: una más enriquecida en cuarzo y feldespato alcalino correspondiente a sienogranitos y otra que corresponde a cuarzomonzonitas. Adicionalmente se interpretaron análisis geoquímicos de roca total donde se logra identificar que las rocas corresponden a la serie ígnea calco-alcalina altas en potasio y los diagramas de discriminación tectónica permiten ubicar las muestras en el ambiente de arco volcánico. Por otra parte, se presenta una asociación de granitos Tipo S y Tipo A relacionados a un ambiente extensivo. La determinación de la facies metamórfica alcanzada en la zona de contacto entre el Batolito de Santa Bárbara y la Formación Silgará (Hornfelsa facies Albita – Epidota), la presencia de texturas granofíricas, alteración hidrotermal y teniendo en cuenta que las facies metamórficas reportadas para la Formación Silgará se ubican en los rangos esquistos verdes – anfibolita y los reportes sobre texturas granofírica y mirmequítica en granitos epizonales, se definió un nivel superficial de emplazamiento (niveles de la epizona) para el batolito.

---

\* Trabajo de Grado

\*\* Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Julián Andrés López Isaza, MSc. Co-Director: Carlos Augusto Zuluaga Castrillón, PhD.

## ABSTRACT

**TITLE:** PETROLOGICAL CHARACTERIZATION OF SANTA BÁRBARA BATHOLITH CLOSE TO BERLÍN AND SILOS, SANTANDER MASSIF\*.

**AUTHORS:** JESSICA DANIELA PLATA VERA AND LAURA MARCELA CASTELLANOS DOMINGUEZ\*\*.

**KEY WORDS:** SANTA BÁRBARA BATHOLITH, PETROGRAPHY, GEOCHEMISTRY, SANTANDER MASSIF.

Then present the results obtained from the study of Santa Bárbara Batholith, outcropping in vicinity of Berlin and Silos, belonging to Plutonic Group of Santander. It is part of set of intrusives that forming the crystalline basement of The Santander Massif, emplaced during Triassic – Jurassic limit. In the area of study, the batholith is intruding The Silgara Formation. The field observations show that intrusive contact between these two bodies is discordant, injection, range contact metamorphic facies Albite – Epidote and have decreased grain size.

From petrographic analysis of thin sections belonging to batholith, modal classification was made and found that it is composed of two igneous facies in the area of study: one more enriched in quartz and alkaline feldspar corresponding to syenogranites and other corresponding to quartz-monzonite. Additionally interpreted geochemical analysis of whole rock and can identify that these rocks correspond to calc-alkaline series rich in potassium and the diagram of tectonic discrimination allow classify the samples into volcanic arc environment. On the other hand, the association of granites type S and A is related in an extensive environment. Determination of metamorphic facies in contact area between Santa Barbara Batholith and Silgara Formation (Hornfels Albite – Epidote facies), presence of granophyric texture, hydrothermal alteration and considering that metamorphic facies reported for Silgara Formation are located between green schist – amphibolite and reports about granophyric and mirmekitic texture in epizonal granites let define a shallow zone of emplacement (epizone levels) for batholith.

---

\* Bachelor Thesis

\*\* Faculty of Physical – Chemical Engineering. School of Geology. Director: Julián Andrés Lopéz Isaza, MSc. Co – Director: Carlos Augusto Zuluaga Castrillón, PhD.

## INTRODUCCIÓN

El Batolito de Santa Bárbara es un cuerpo ígneo que hace parte del Grupo Plutónico de Santander. Este batolito es objeto de estudio hacia el sector de Berlín e inmediaciones de Silos (Departamento de Santander) donde se encuentra intruyendo a la Formación Silgará. De forma general éste es denominado como Cuarzomonzonita de Santa Bárbara y con base en los análisis petrográficos realizados se determinó que presenta dos facies ígneas en la zona de estudio.

El Batolito de Santa Bárbara se ha descrito de forma generalizada como rocas de color rosado, rosado naranja a gris violáceo, de grano medio a grueso, inequigranular, compuesta de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita; también se encuentran fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y localmente hornblenda (Royero, J. & Clavijo, J., 2001), en contraste a esto se observó el desarrollo de facies ígneas donde varía el enriquecimiento de potasio y la presencia de cuarzo.

Los diferentes estudios realizados al Batolito de Santa Bárbara se han enfocado en determinar las características petrológicas de éste y el rango de edad en el cual se encuentra, siendo esta de  $192 \pm 7$  m. a. (límite Triásico-Jurásico) (Goldsmith et al., 1971; Ward et al., 1973; Toussaint, 1995) obtenida mediante el método K/Ar en biotita. A pesar de los diferentes procesos de investigación que se han desarrollado en el lugar, no se encuentra disponible información determinante sobre los mecanismos de emplazamiento y el contacto del intrusivo con la roca caja. A continuación, se presentan los resultados obtenidos en el estudio petrográfico y análisis geoquímico de roca total del Batolito de Santa Bárbara además de los aportes hechos al conocimiento geológico de la región.

## **1. OBJETIVOS**

### **1.1. OBJETIVO GENERAL**

Caracterizar petrográfica y geoquímicamente las rocas ígneas correspondientes al Batolito de Santa Bárbara y su relación con las rocas encajantes.

### **1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Identificar las características texturales y composicionales de las rocas ígneas del Batolito de Santa Bárbara en inmediaciones de Berlín y Silos.
- Diferenciar el contacto del cuerpo intrusivo con su roca caja y establecer su relación genética dentro del Grupo Plutónico de Santander.
- Aportar al entendimiento de los mecanismos de emplazamiento del Batolito de Santa Bárbara.

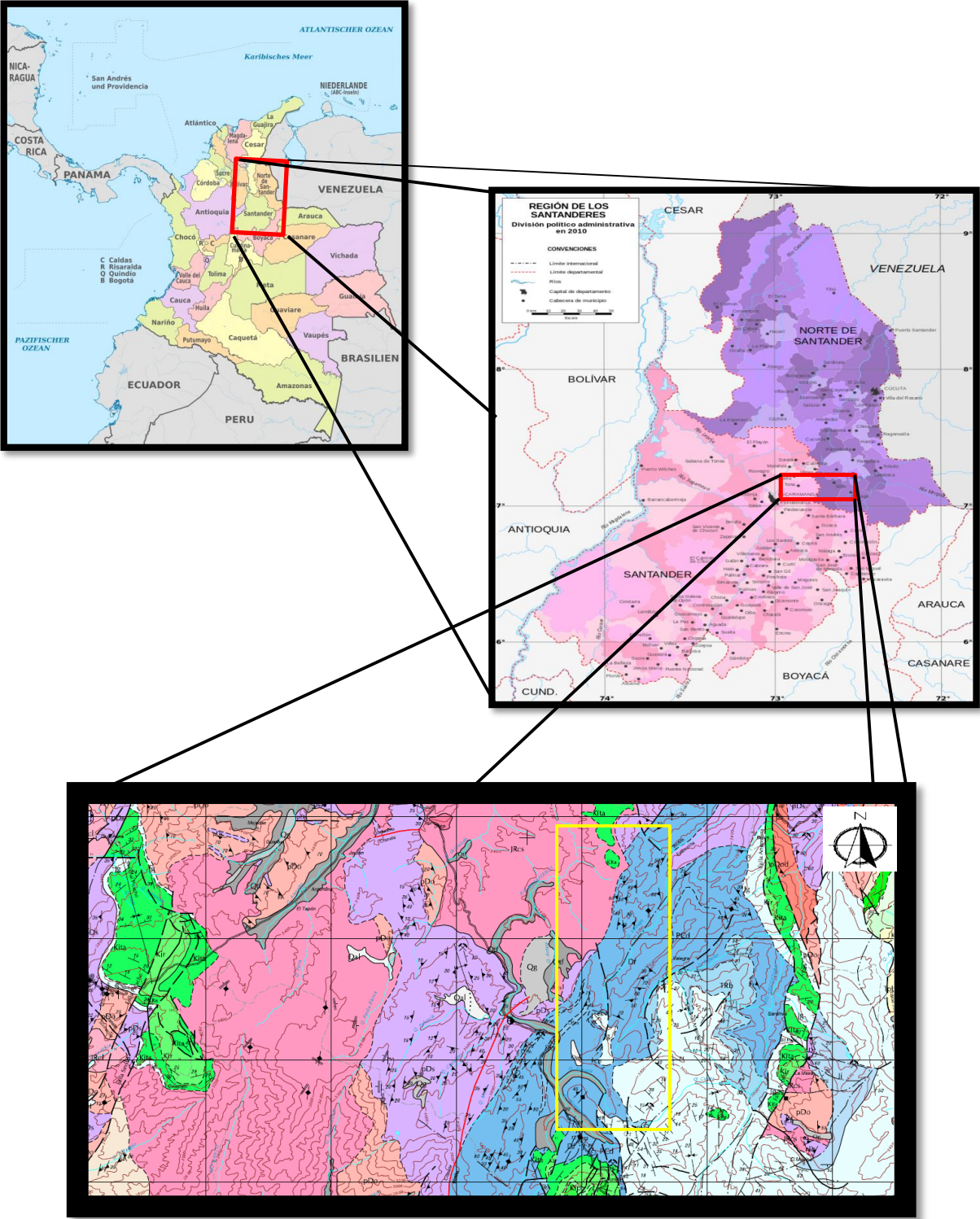
## 2. LOCALIZACIÓN

La zona de estudio (Figura 1) se ubica en el corregimiento de Berlín, Santander y las inmediaciones del municipio de Silos, Norte de Santander. Berlín es una localidad perteneciente al Municipio de Tona, que se localiza hacia el nororiente del Departamento de Santander y limita hacia el norte con los municipios de Charta y Vetás, hacia el sur con los municipios de Floridablanca, Piedecuesta y Santa Bárbara, al occidente con Bucaramanga y al oriente con el Municipio de Silos. La principal vía de acceso a la zona de trabajo es la vía principal que comunica a Bucaramanga con Pamplona, a 63 km de la capital de Santander. Las coordenadas que definen la zona de trabajo son:

Tabla 1. Coordenadas del polígono que define el área de trabajo

COORDENADAS		
VERTICE	ESTE(X)	NORTE (Y)
NE	1'140.454	1'283.604
NW	1'135.795	1'283.604
SE	1'140.454	1'270.930
SW	1'135.795	1'270.930

Figura 1. Localización de la zona de estudio. Imagen modificada de Ward et al., 1973, escala 1:100.000. El polígono amarillo corresponde al área de trabajo.



### 3. MARCO GEOLÓGICO

El Macizo de Santander es la continuación norte de la Cordillera Oriental de Colombia y forma el margen sureste del Bloque Triangular de Maracaibo (Van der Lelij et al., 2015). Hacia el norte de Bucaramanga esta margen occidental está bien definida por el Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta a lo largo de una dirección NNW (Van Der Lelij et al., 2015) y hacia el límite este se encuentra definido por el Sistema de Fallas Pamplona-Cubogón-Mercedes (Restrepo-Pace, 1995).

El basamento del Macizo de Santander se constituye de rocas metamórficas e ígneas, las cuales reflejan su compleja historia geológica. Las rocas metamórficas son de edad pre-Devónica, se encuentran cortadas por cuerpos intrusivos del Triásico y Jurásico (Goldsmith, 1971) y se dividen en tres unidades: Gneis de Bucaramanga, Formación Silgará y Ortogneis (Ward et al., 1973).

El Gneis de Bucaramanga se compone de rocas metasedimentarias de alto grado de metamorfismo que consisten principalmente de paragneis pelítico, semipelítico y arenáceo, esquistos, cantidades subordinadas de gneis calcáreo y mármol, gneis hornbléndico y anfibolita e incluye zonas de migmatitas (Ward et al., 1973).

La Formación Silgará se compone de una secuencia de rocas clásticas metamorfoseadas, típicamente delgada y cíclicamente estratificada (García et al., 2005), consta de rocas pelíticas, semipelíticas (esquistos cuarzo-feldespáticos, cuarcitas feldespáticas, cuarcitas mica-feldespáticas, cuarcitas moscovíticas y cuarcitas feldespáticas), rocas carbonatadas (mármoles) con un rango de facies metamórfica entre esquistos verdes-anfibolita (García et al., 2005).

El Ortogneis se compone de unidades máficas (gneis biotítico-hornbléndico) y félsicas (gneises cuarzo-feldespáticos) (García et al., 2005).

Para el Triásico-Jurásico se reporta un extenso magmatismo que daría origen al Grupo Plutónico de Santander (Ward et al., 1973).

#### 4. ANTECEDENTES

Los primeros estudios sobre el Batolito de Santa Bárbara fueron realizados por Goldsmith et al., 1971 donde definen edades radiométricas (K – Ar) para el Batolito de Santa Bárbara de  $192 \pm 7$  Ma. y describen los batolitos mayores del Macizo de Santander como no foliados, rosados a grises, cuarzomonzonitas y granodioritas con granito y tonalita subordinados.

En la memoria explicativa cuadrángulo H12 Bucaramanga en las planchas 109 Rio Negro-120 Bucaramanga y en el cuadrángulo H13 Pamplona en las planchas 110 Pamplona-121 Cerrito (escala 1:100.000), Ward et al., 1973 describen la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara como biotítica bastante uniforme, inequigranular, de grano grueso y forma la masa principal del Batolito de Santa Bárbara el cual posee unas dimensiones de 60 km de longitud y 5-12 km de anchura, de forma lineal, bordes fallados solo en algunos sitios y cuyas rocas se presentan de manera uniforme como cuarzomonzonita rosada de grano grueso (Ward et al., 1973).

En la zona sur del batolito, en el área de Laguna de Ortices al noroccidente del Cuadrángulo I-13, Vargas et al., 1976 describieron la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara como biotítica, de grano grueso, hipidiomorfica, inequigranular con plagioclasa albitica u oligoclasa ligeramente zonada con centros usualmente sausuritizados mientras que los bordes permanecen frescos; el feldespato potásico es microclina y en algunos casos con textura pertítica, los accesorios más comunes son esfena, apatito, zircón, alanita u óxidos de hierro y los productos de alteración más comunes son clorita y epidota. Según los autores, la cuarzomonzonita se encuentra intruyendo las rocas metamórficas del Gneis de Bucaramanga y la Formación Silgará (Vargas et al., 1976).

Prieto et al., 2010 estudiaron la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara en su terminación norte, en zonas aledañas a Berlín, donde evidenciaron 3 facies ígneas dada la granulometría, textura y composición de la roca. Hacia el E de Berlín se presenta una facies de grano grueso típico de granito de dos feldespatos, los feldespatos potásicos sobresalen a simple vista y presencia de enclaves máficos con algunos sulfuros. Esta facies se encuentra intruída por numerosos diques aplíticos y granodioríticos de grano fino, estériles y sin mineralizaciones. Hacia el sur la granodiorita de grano grueso tiende a ser más biotítica y está en contacto con una facies granítica de dos feldespatos de grano mucho más pequeño; al SW de Berlín se halla una facies casi aplítica, pero presenta abundante moscovita, la alteración supergena de esta roca se halla muy caolinitizada y con cluster de moscovita, tiene una apariencia casi de greisen (Prieto et al., 2010).

Por otra parte, Báez, 2012 reporta 5 variedades de rocas ígneas, a partir de petrografía, para el Batolito de Santa Bárbara siendo éstas granodiorita, cuarzomonzodiorita, tonalita, sienogranito y roca granítica rica en cuarzo; de

manera general estas variedades son holocristalinas, inequigranulares, hipidiomórficas, están compuestas de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y presentan texturas mirmquítica, gráfica, pertítica y poiquilítica (Báez, 2012).

Estudios más recientes realizados por Van der Lelij et al., 2016 de análisis  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda, moscovita y biotita en rocas ígneas y metamórficas del Macizo de Santander obtienen edades Paleozoicas a Jurásicas entre  $450.2 \pm 1.6$  Ma y  $196.6 \pm 1$  Ma. Gran cantidad de datos de granitoides y gneises del Precámbrico, Ordovícico y Mesozoico del Macizo de Santander datan entre 215 Ma. y 185 Ma. Estas edades se interpretan como el resultado del alto flujo de calor durante la intrusión de magma que formó el Grupo Plutónico de Santander que muestra granitoides de 200 Ma., enfriados rápidamente debajo de la temperatura de cierre de la biotita (aproximadamente  $320 \pm 30$  °C) lo cual es consistente con las texturas porfiríticas observadas y sugiriendo una intrusión de poca profundidad (Van der Lelij et al., 2016)

## 5. METODOLOGÍA

La metodología del proyecto se desarrolló siguiendo fases consecutivas. Las etapas de las cuales consta el proyecto son:

### 5.1 PRE-CAMPO.

En esta etapa se realizó el planteamiento del problema, se delimitó el área de estudio, se hizo una búsqueda y selección de la información disponible sobre la zona de trabajo incluyendo mapas y artículos encontrados en revistas científicas y en la base de datos del Servicio Geológico Colombiano (anteriormente INGEOMINAS) con el fin de seleccionar las rutas que permitan llegar a los mejores afloramientos disponibles, tener una idea clara sobre la geología regional y los diferentes procesos que han actuado en la zona de interés.

### 5.2 TRABAJO DE CAMPO.

En la primera fase de esta etapa se realizó el reconocimiento del área y de las vías de acceso, después se procedió con la caracterización litológica y estructural, aumentando el detalle se identificaron las alteraciones y demás rasgos geológicos de interés. Se recolectaron las muestras y datos estructurales necesarios para los respectivos análisis.

### 5.3 ANÁLISIS DE LOS DATOS.

En esta etapa se realizó la interpretación de los datos tomados en campo, de los resultados obtenidos mediante la petrografía y de los diagramas geoquímicos obtenidos con el software libre GCDkit 4.1. (Janoušek et al., 2016). Para el análisis petrográfico se analizaron secciones delgadas pulidas correspondientes al Batolito de Santa Bárbara y del contacto entre el batolito y de la roca encajante, utilizando el microscopio de luz transmitida Nikon Eclipse-50i del laboratorio de microscopia de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander. Los análisis de óxidos mayores se realizaron por espectroscopia de emisión atómica con plasma acoplado inductivamente (ICP-AES) y los elementos traza con espectroscopia de masa con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS).

Los datos geoquímicos de roca total se modelaron utilizando el software libre GCDkit 4.1. (Janoušek et al., 2016).

### 5.4 ORGANIZACIÓN DE RESULTADOS Y ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL.

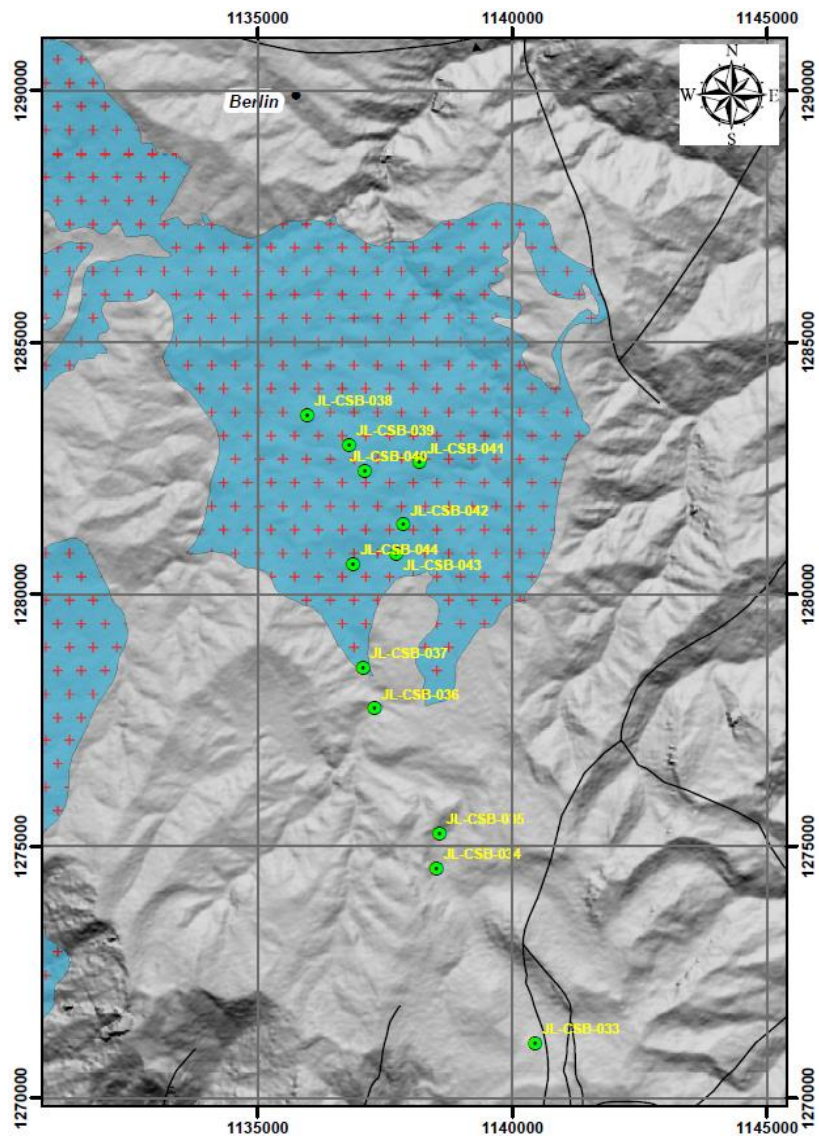
En esta etapa se integró la información obtenida hasta el momento, con la interpretación de toda esta información se dio respuesta a los objetivos planteados, se realizaron las conclusiones finales del proyecto y se elaboró el informe final.

## 6. RESULTADOS

### 6.1. PETROGRAFÍA

En este apartado se realizó el análisis de secciones delgadas correspondientes a las unidades denominadas como Batolito de Santa Bárbara y Formación Silgará, en estas secciones se llevó a cabo la clasificación modal de las rocas que van desde el cuerpo ígneo en estudio hasta el contacto con la roca encajante (Figura 2).

Figura 2. Localización de muestras



Se inició por la identificación de los minerales principales que forman la roca, minerales accesorios y minerales producto de alteración presentes en cada muestra, además de las texturas y estructuras encontradas continuando con un conteo de 500 puntos para determinar la clasificación modal de cada sección delgada (Tabla 2). Las muestras correspondientes al batolito se han clasificado como sienogranitos y cuarzomonzonitas, donde los sienogranitos corresponden a la facies rica en cuarzo y feldespato alcalino mientras que las cuarzomonzonitas presentan menor frecuencia de estos minerales, pero a su vez se da un enriquecimiento en plagioclasa dentro de estas se encuentra una muestra de dique granítico numerada como JL-CSB-041C; adicionalmente la muestra JL-CSB-039 corresponde a una variación composicional de monzogranito a cuarzosienita (Figura 3).

Figura 3. Clasificación modal de las secciones delgadas (Sreckeisen 1967)

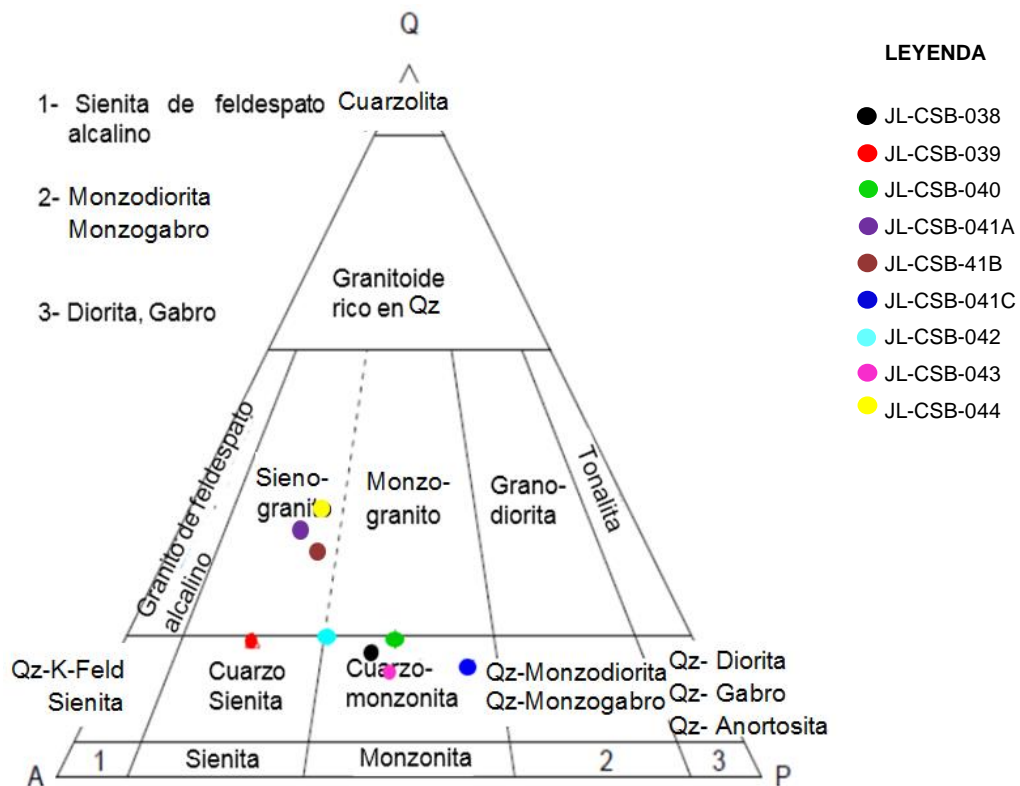


Tabla 2. Porcentajes correspondientes a la clasificación modal de las secciones con 500 puntos.

Sección delgada	Cuarzo	Plagioclasa	Feldespatos Alcalinos (K)	Min. Accesorios
JL-CSB-038	16,8 %	34,4%	44,4%	4,4%
JL-CSB-039	16,7%	20%	42,3%	21%
JL-CSB-040	30%	16,7%	43,4%	9,9%
JL-CSB-041A	17,0%	33,6%	37,0%	12,4%
JL-CSB-041B	26,9%	23%	44,9%	5,2%
JL-CSB-041C	16,6%	53,8%	35,8%	1,8%
JL-CSB-042	18,4%	26,5%	48,0%	7,1%
JL-CSB-043	12,0%	31,8%	35,9%	20,3%
JL-CSB-044	33%	18,1%	38,5%	10,4%

Las muestras JL-CSB-039, 040, 041B y 044 se clasifican como sienogranito del Batolito de Santa Bárbara en la zona de estudio (Figura 3), de manera general, son holocristalinas, hipidiomórficas, inequigranulares, de tamaño de grano grueso, presentan como minerales principales cuarzo en ocasiones con extinción ondulante, plagioclasa con maclas de albita, periclina y Albita-Carlsbad, ligeramente zonadas del borde hacia el centro y alterándose a sericita desde el centro hacia los bordes, y feldespato alcalino; como minerales accesorios se encuentran biotita, moscovita, epidotas, titanita y minerales opacos los cuales no son diferenciados ya que fue usado únicamente microscopio de luz transmitida; como minerales de alteración se tiene sericita por alteración de plagioclasa y feldespato alcalino y clorita por alteración de biotita. Adicionalmente las muestras presentan texturas mirmequítica, gráfica, granofírica y pertíptica en bandas (*band or ribbon*). Las Figuras 4-12 corresponden a las muestras clasificadas como sienogranitos. La Tabla 3 muestra las abreviaturas minerales utilizadas tomadas de Witney & Evans (2010).

Tabla 3. Abreviaturas minerales utilizadas. Tomado de Witney & Evans, 2010.

MINERAL	ABREVIATURA
<b>Biotita</b>	Bt
<b>Clorita</b>	Chl
<b>Cuarzo</b>	Qz
<b>Epidota</b>	Ep
<b>Moscovita</b>	Ms
<b>Opacos</b>	Opq
<b>Plagioclasa</b>	Pl
<b>Sericita</b>	Ser
<b>Titanita</b>	Ttn
<b>Zircon</b>	Zrn

Figura 4. Sección delgada de la muestra JL-CSB-039 perteneciente a la facies sienogranito del Batolito de Santa Bárbara, en nicols cruzados, vista con aumento de 10x, donde se pueden observar algunos de los minerales presentes en la roca: cuarzo, plagioclasas con maclas de albita y sericitización que empieza desde el centro del mineral, feldespato alcalino con textura perítica y biotita.

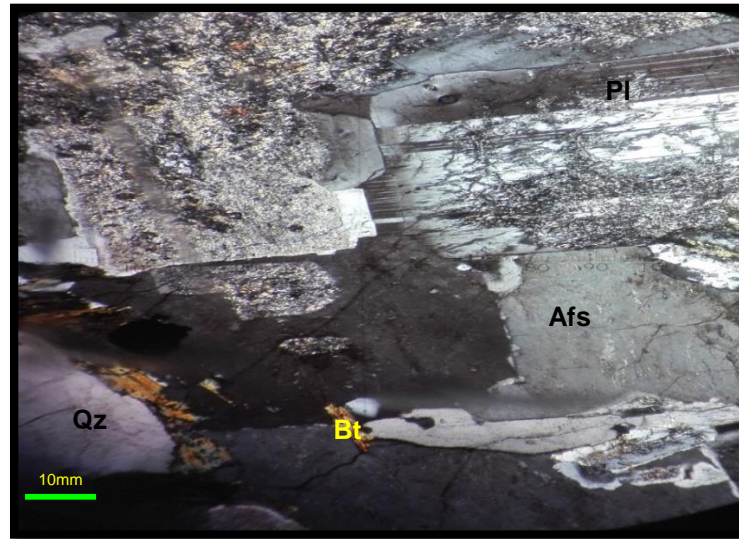


Figura 5. Sección delgada de la muestra JL-CSB-039, facies sienogranito. A. Nicols cruzados (imagen izquierda) B. Nicols paralelos (imagen derecha). Vistas en aumento de 10x, se pueden observar minerales como: cuarzo normal y con extinción ondulante, epidota, biotita cloritizada, clorita, circones basales, feldespato alcalino sufriendo alteración a sericita, con cristales engolfados y con algunos cristales de cuarzo en su interior y plagioclasa sufriendo alteración a sericita.

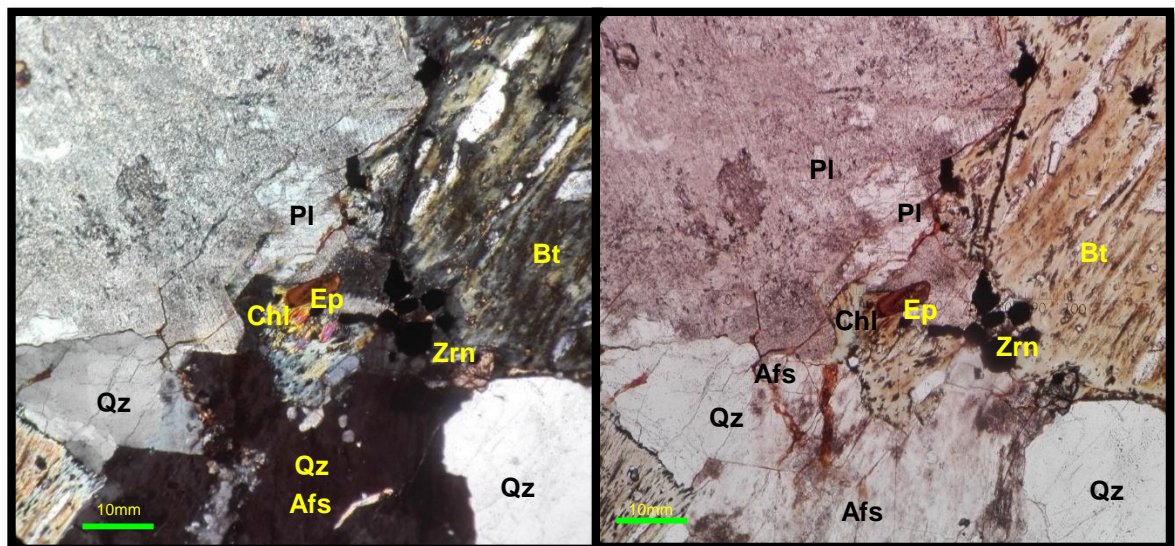


Figura 6. Sección delgada de la muestra JL-CSB-039, facies sienogranito. A. nicoles cruzados (imagen izquierda). B. Nicoles paralelos (imagen derecha); vistas en aumento de 10x, se pueden observar cristales de cuarzo, titanita, feldespato alcalino alterándose a sericita, con macla de Carlsbad, textura pertítica, y cristales de cuarzo y plagioclasa alterándose a sericita en su interior; plagioclasa alterándose a sericita desde el centro hacia los bordes y ligeramente zonada.

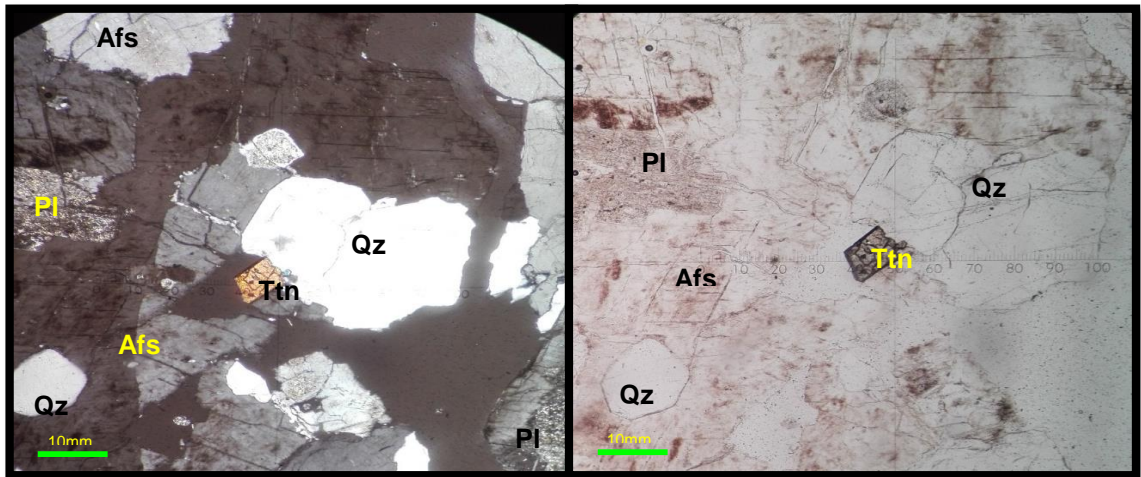


Figura 7. Sección delgada de la muestra JL-CSB-040, facies sienogranito, A. Nicoles cruzados (imagen izquierda) B. Nicoles paralelos (imagen derecha); vistas en aumento de 10x, se pueden apreciar los tipos de texturas presentes: mirmequítica, micrográfica y granofírica.

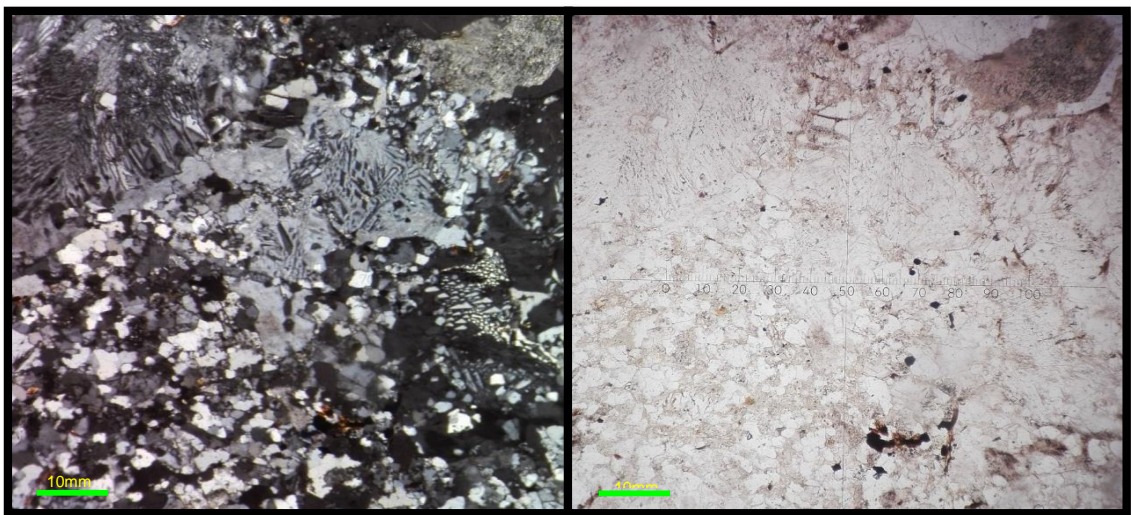


Figura 8. Sección delgada de la muestra JL-CSB-040, facies sienogranito. A. Nícoles cruzados (imagen izquierda) B. Nícoles paralelos (imagen derecha); vistas en aumento de 10x, se pueden observar los principales minerales presentes en la roca: cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa alterándose a sercita, clorita por alteración de biotita y minerales accesorios como la titanita.

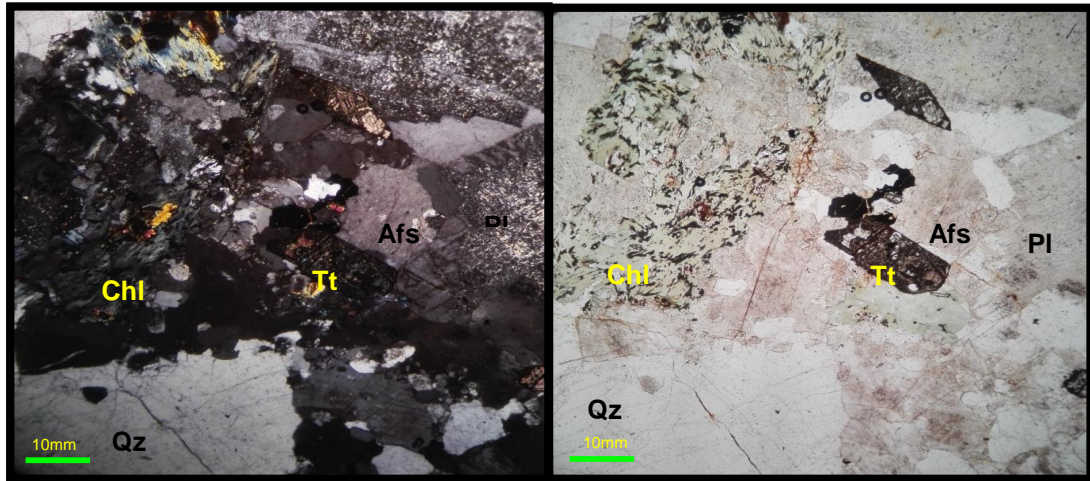


Figura 9. Sección delgada de la muestra JL-CSB-041B, facies sienogranito. A. Nícoles cruzados (imagen izquierda). B. Nícoles paralelos (imagen derecha); vistas en aumento de 10x, se pueden observar los principales minerales presentes en la roca: cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasas alterándose a sercita, clorita por alteración de biotita y minerales accesorios como la titanita.

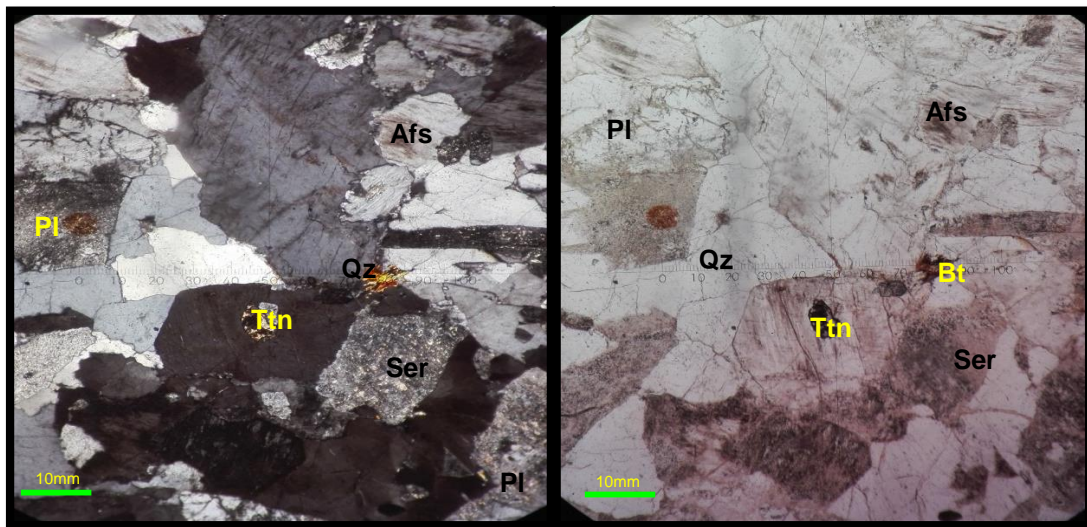


Figura 10. Sección delgada de la muestra JL-CSB-041B, facies sienogranito, vista en nicoles cruzados con aumento de 10x; minerales presentes: cuarzo, plagioclasa alterándose a sericita, feldespato alcalino alterándose a sericita y titanita.

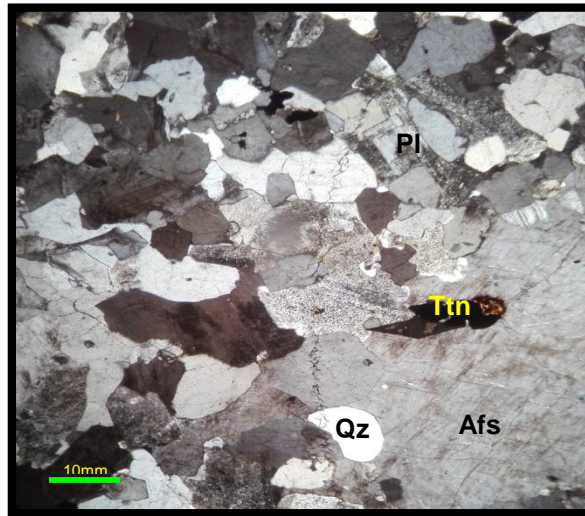


Figura 11. Sección delgada de la muestra JL-CSB-044, facies sienogranito. A. Nicoles cruzados (imagen izquierda). B. Nicoles paralelos (imagen derecha); vista en aumento de 10x, se observan cristales de: cuarzo normal y con extinción ondulante, plagioclasa con alteración a sericita y macla de periclina, feldespato alcalino alterado a sericita y con textura peritítica, biotita y epidota.

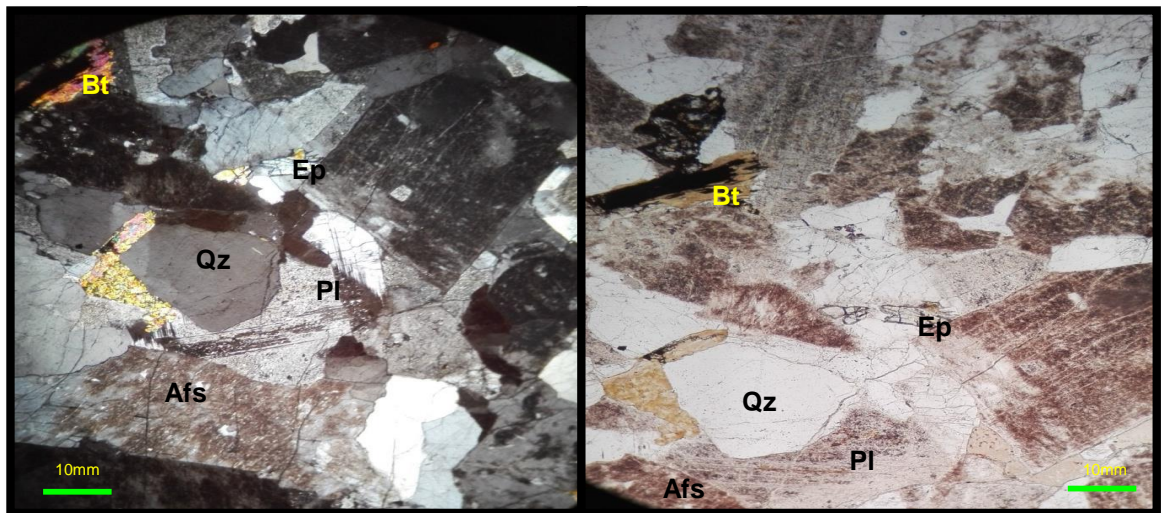
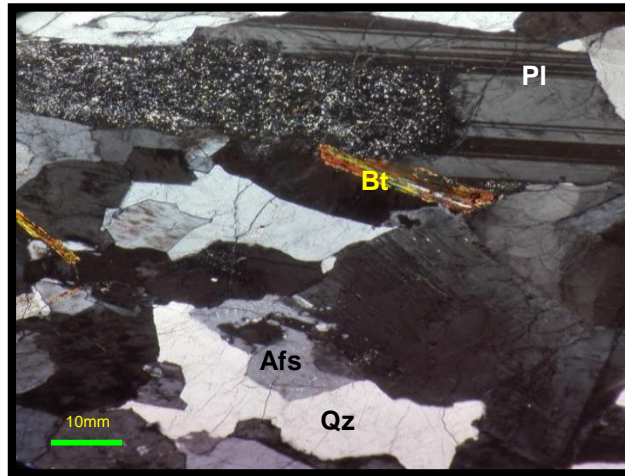


Figura 12. Sección delgada de la muestra JL-CSB-044, facies sienogranito, en nicols cruzados, vista con aumento de 10x, se observan cristales de cuarzo, plagioclasa con macla de albita y alterándose a sericita, feldespato alcalino alterándose a sericita; biotita.



La muestra correspondiente al contacto y clasificada como hornfelsa es de grano medio, textura lepidogranoblástica y presenta como minerales principales cuarzo, moscovita, biotita; minerales de alteración sericita por plagioclasas y clorita por biotita; como accesorios minerales opacos y epidota. La paragénesis es  $Qz + Ms + Bt$ . Por lo tanto, la facies metamórfica que alcanza corresponde a Hornfelsa facies Albita – Epidota.

Figura 13. Sección delgada de la muestra JL-CSB-037 en nicols cruzados vista con aumento de 10x, donde se puede observar la paragénesis mineral  $Qz+Ms+Bt$  y una orientación NW-SE en el cuarzo.

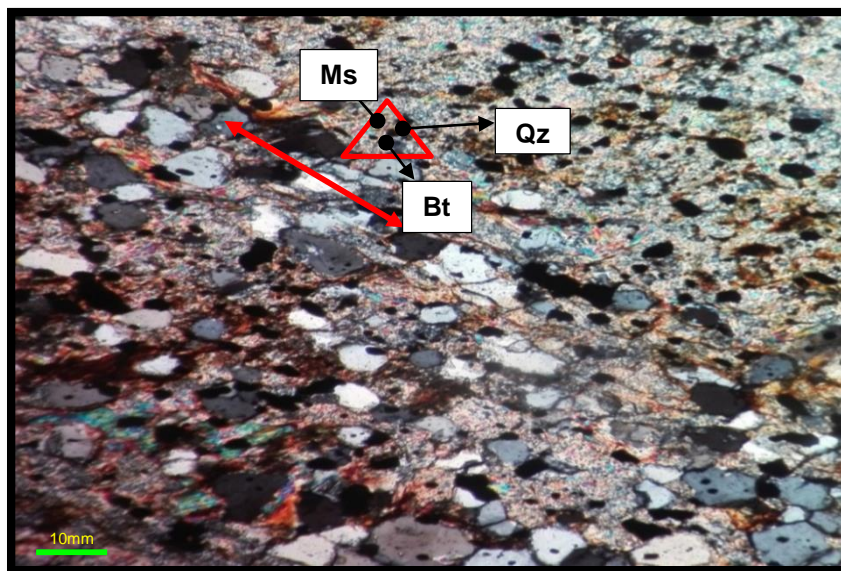
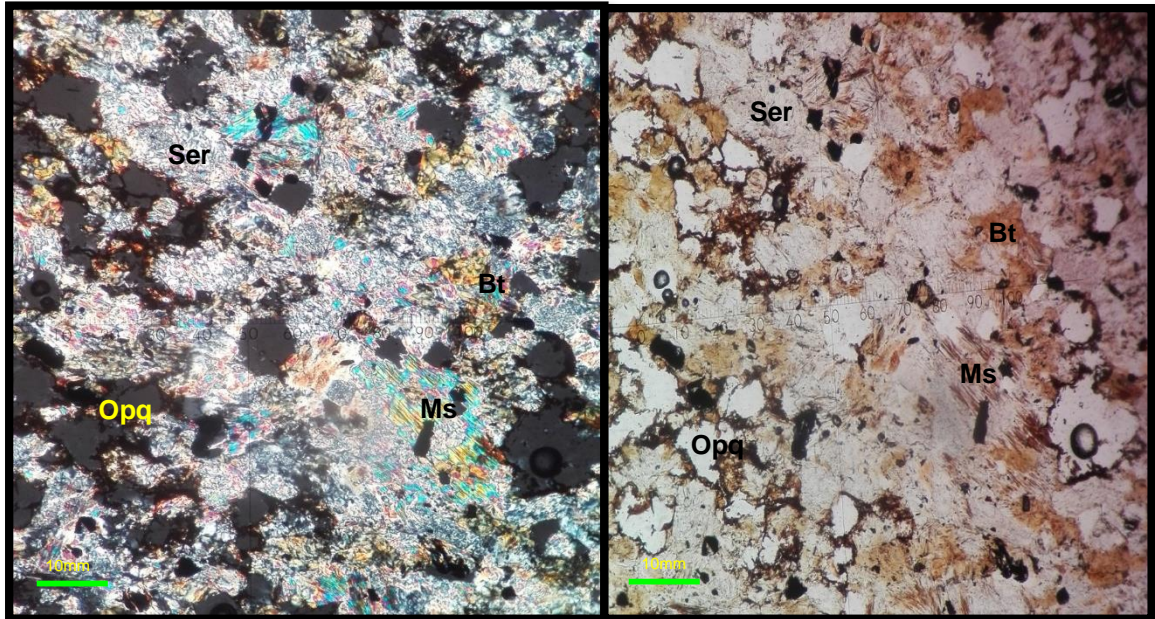


Figura 14. Sección delgada correspondiente a la muestra JL-CSB-037. A. Nícoles cruzados (imagen izquierda). B. Nícoles paralelos (imagen derecha); vista con aumento de 10x, donde se pueden observar algunos de los principales minerales que constituyen la muestra: biotita, moscovita, plagioclasa alterada a sericita y minerales opacos.



Las secciones delgadas numeradas como JL-CSB-038, 041A, 041C (dique), 042 y 043 según su clasificación modal corresponden a la facies cuarzomonzonita del batolito en la zona de estudio. Estas presentan una textura holocristalina, fanerítica de tamaño de grano medio a fino, adicionalmente se destacan otras texturas como mirmequitas que se observan en la muestra correspondiente al dique granítico (Figura 19A) exhibiendo el desarrollo de cuarzo vermicular dentro de cristales de plagioclasa; de igual forma se observa plagioclasa rodeada de feldespatos potásicos formando textura perítica en bandas (*band or ribbon*), también se encuentran otras texturas de intercrecimiento como textura gráfica (Figura 19C), micrográfica (Figura 19B) y granofírica (Figura 20, 21).

Los principales minerales formadores de roca presentes son cuarzo, el cual se presenta en algunos casos con extinción ondulante (Figura 18B), plagioclasa principalmente con macla de albita (Figuras 16B, 22B) y Albita-Carlsbad; en menor frecuencia se encontró plagioclasa con macla de periclina y de forma característica se observan bandas tipo Kink desarrollándose en plagioclasa (Figura 22A). Varios cristales se encuentran con zonación normal, otros se encuentran alterados a sericita en el centro del mineral (Figuras 16, 20, 18B). El feldespato alcalino en algunas ocasiones se encuentra con texturas de intercrecimiento o alteración en el centro del mineral de forma similar a la plagioclasa. Como minerales accesorios se

encuentra biotita (Figura 18), epidota (Figuras 17A, 21, 22B), clorita y moscovita, además se hallaron minerales opacos y titanita en varias secciones delgadas (Figuras 17B, 18).

Figura 15. Sección JL-CSB-038, vista en aumento de 10x correspondiente a la facies cuarzomonzonita. Observación de minerales y presentación particular de la moscovita en pequeños cristales.

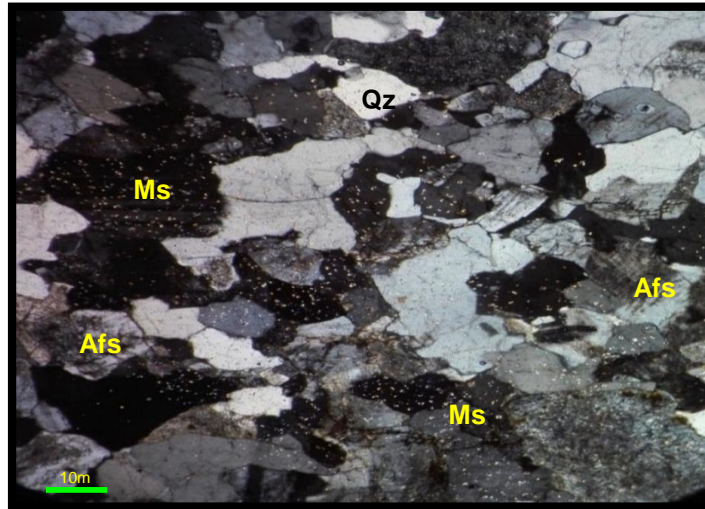


Figura 16. A. sección JL-CSB-038, vista en aumento de 10x, facies cuarzomonzonita. Textura holocristalina, fanerítica. Se observan biotitas alargadas y algunos feldespatos alcalinos alterándose. B. Facies cuarzomonzonita correspondiente a la sección JL-CSB-041A vista en aumento de 10x. Textura holocristalina, fanerítica; observación de macla tipo albita.

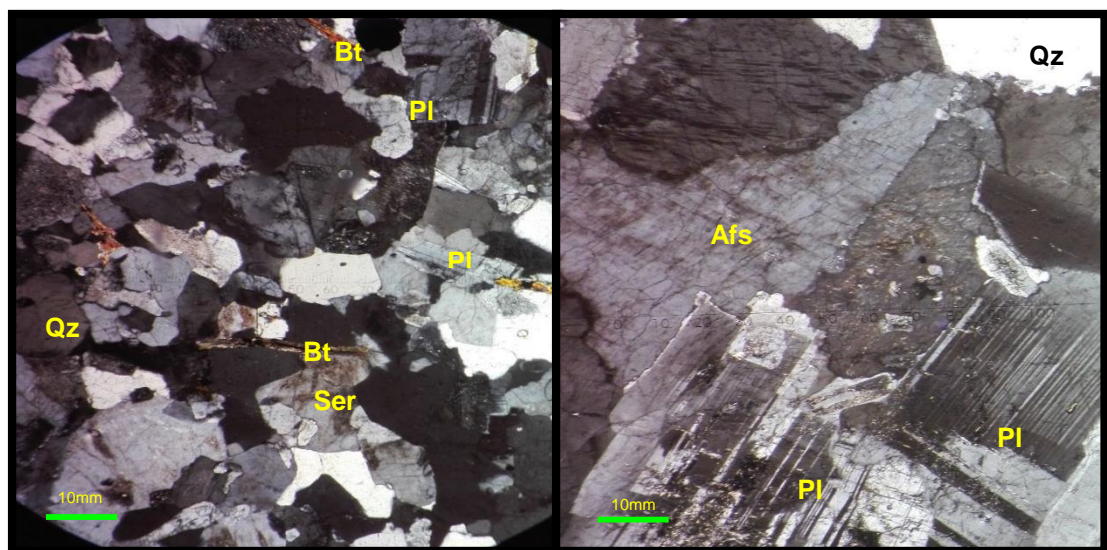


Figura 17. A. Sección JL-CSB-041A, facies cuarzomonzonita, vista en aumento de 10x se observa epidota, mineral accesorio. B. Observación de titanita (mineral accesorio) en nicols cruzados y paralelos, vista con aumento 10x.

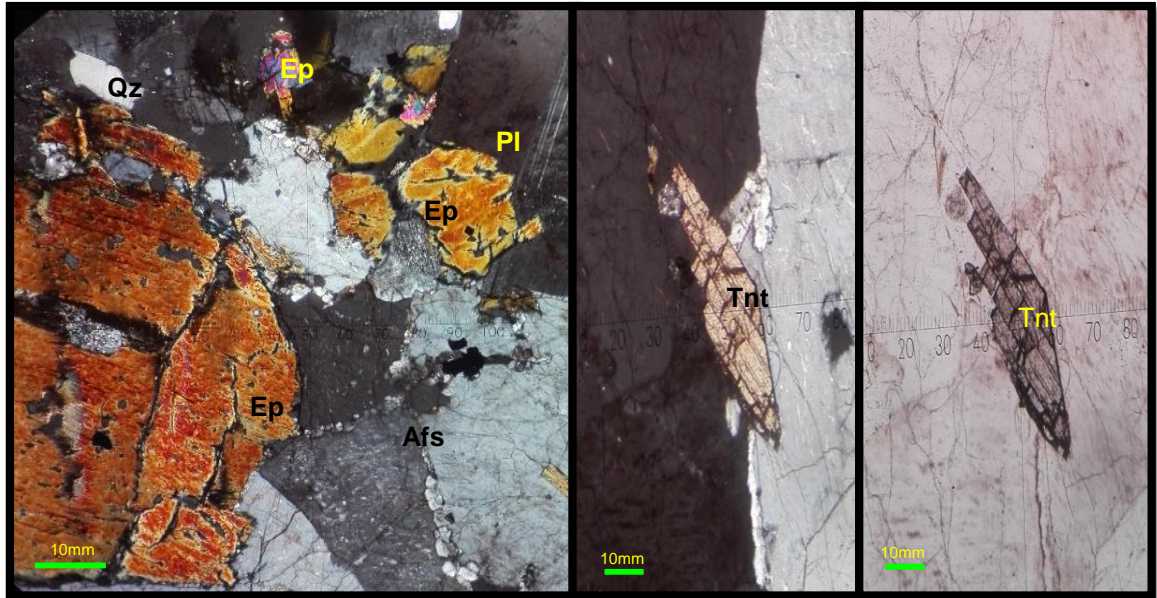


Figura 18. A. Sección JL-CSB-041A, facies cuarzomonzonita, minerales accesorios: biotita, titanita, minerales opacos y apatito en corte basal que se observa totalmente negro en nicols cruzados y translucido en nicols paralelos. B. Facies cuarzomonzonita, se observa cuarzo con extinción ondulante, alteración

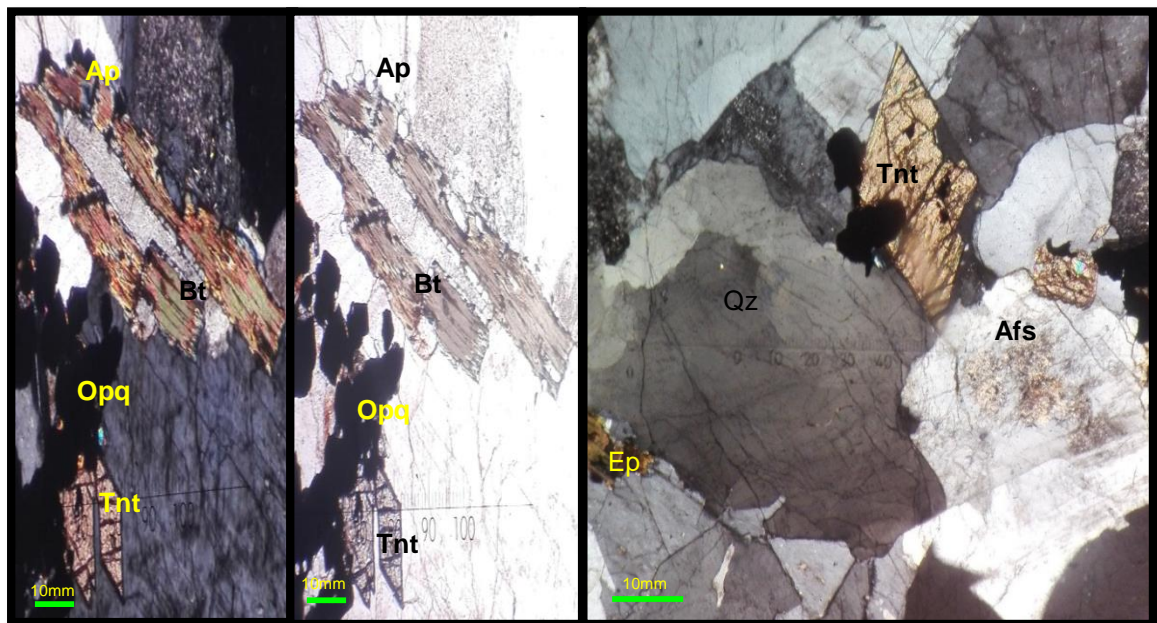


Figura 19. A. Imagen izquierda, sección JL-CSB-041C (dique granítico), facies cuarzomonzonita, textura mirmequítica. B. Imagen central, sección JL-CSB-041C, facies cuarzomonzonita, textura micrográfica. C. Imagen derecha, sección JL-CSB-041C, facies cuarzomonzonita, textura gráfica. Imágenes en aumento de 10x.

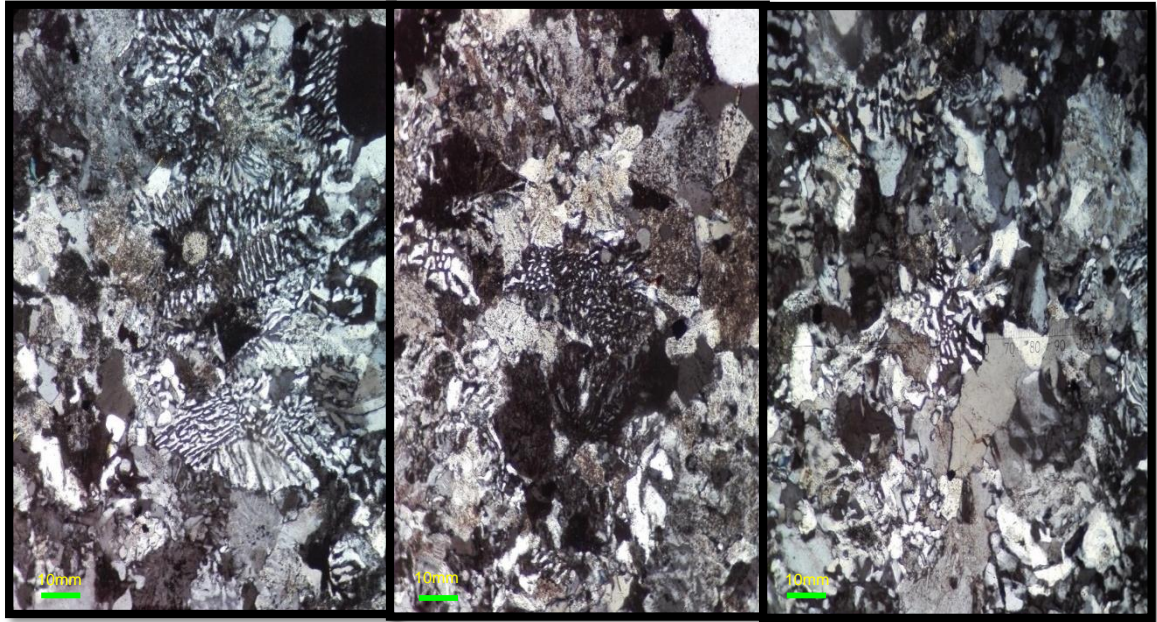


Figura 20. A. sección JL-CSB-042, facies cuarzomonzonita, textura granofírica. B. sección JL-CSB-042, facies cuarzomonzonita, textura holocristalina, fanerítica, observación general de minerales principales de la sección. Imágenes en aumento de 10x.

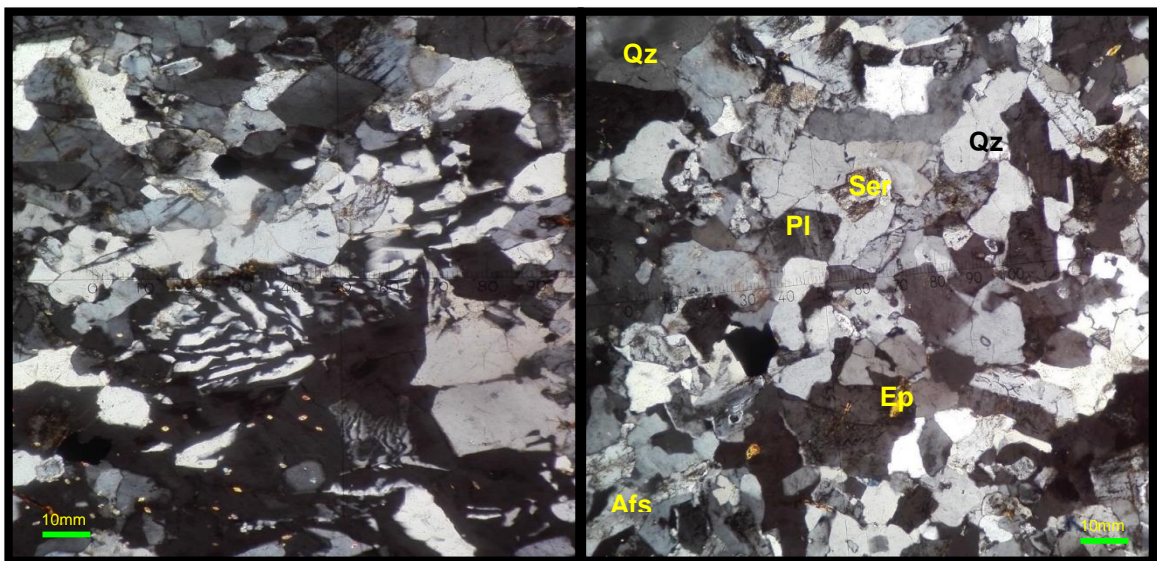


Figura 21. A. sección JL-CSB-042, facies cuarzomonzonita, textura granofírica. B. sección JL-CSB-043, facies cuarzomonzonita, epidotas presentes como mineral accesorio. Imágenes en aumento de 10x.

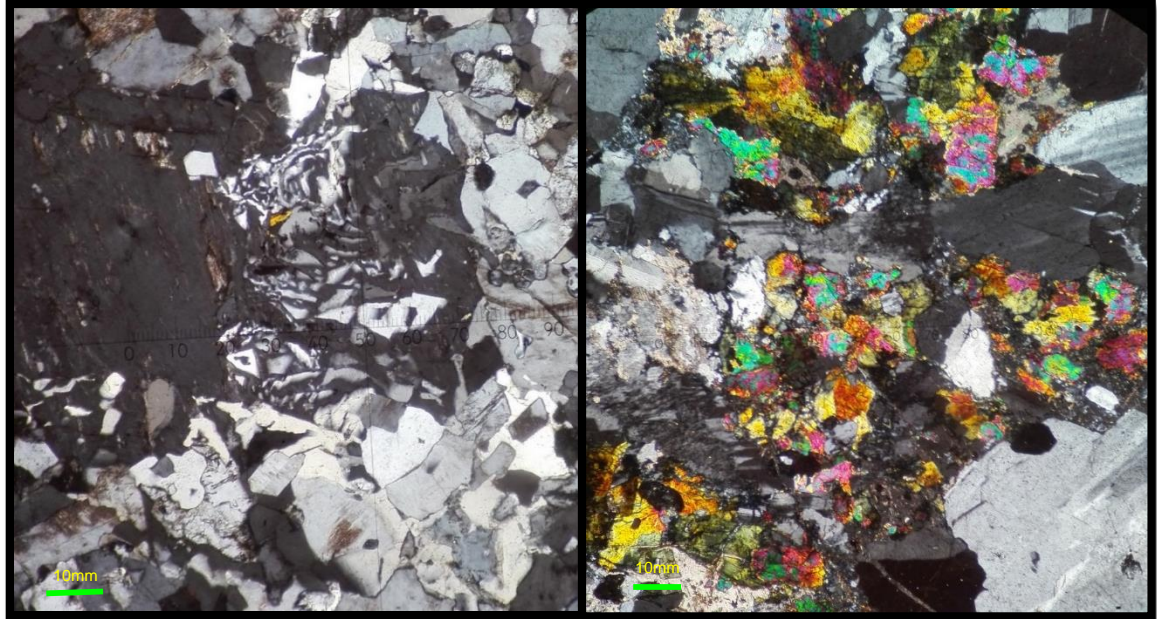
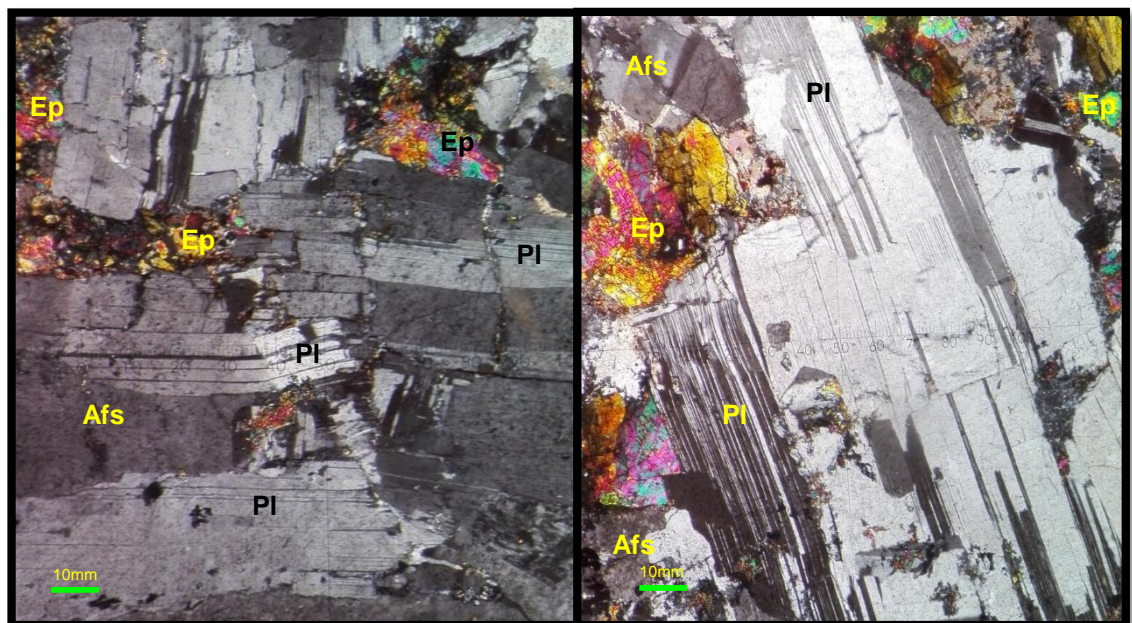


Figura 22. A. Imagen izquierda, sección JL-CSB-043, facies cuarzomonzonita en aumento de 10x, formación de bandas tipo kink en plagioclasa. B. Imagen derecha, sección JL-CSB-043, facies cuarzomonzonita aumento de 10x, principales minerales de la sección, macla tipo albita en plagioclasa.



En las secciones correspondientes a la roca caja se destacan texturas como lepidogranoblástica (Figura 24) y granolepidoblástica (Figura 23), en estas secciones se cuenta como asociación mineral principal cuarzo + biotita + moscovita perteneciente a Hornfelsa facies Albita – Epidota.

El cuarzo es uno de los minerales principales, el cual se muestra en contacto con la mayoría de los minerales presentes en ambas secciones, se encontró formando una asociación mineral con biotita y minerales opacos, adicionalmente algunos cristales de cuarzo presentaron extinción ondulante en la sección JL-CSB-035, asimismo se encontró una vena de cuarzo pequeña dentro de la sección JL-CSB-036. Se halló en una menor cantidad algunos cristales de feldespato los cuales presentaban en algunas ocasiones macla de Carlsbad (Figura 28) y predominio de la alteración sericitica hacia el centro de varios de estos cristales (Figura 28).

Se destaca dentro de los minerales accesorio la biotita, ésta se encuentra de forma alargada y alineada exhibiendo planos de foliación discreta (Figuras 26, 24), en contraste la biotita se hace menos frecuente en la estación JL-CSB-036 (Figura 30) donde se disipa su orientación y además se presenta rellenando algunas fracturas donde su color en nicols cruzados es más intenso. Dentro de las secciones correspondiente a la roca caja se destaca la textura granoblástica con recristalización estática y textura granolepidoblástica (Figuras 23, 25) con tamaños de grano fino a medio. Se resalta una variación en la presencia de algunos minerales accesorio como la moscovita que se observa en cristales pequeños y mayor frecuencia en la sección JL-CSB-036 siendo parte de la asociación mineral  $Qz + Ms + Bt$  evidenciando que estas rocas corresponden a Hornfelsa facies Albita – Epidota; adicionalmente se observó como minerales accesorio minerales opacos, epidota que es muy abundante en un área de la muestra 036 (Figura 29). Finalmente se evidenció únicamente un porfidoblasto sin-tectónico dentro de la muestra JL-CSB-035 el cual está formado por cuarzo de tamaño similar a los demás cristales de la sección y se encuentra rodeado por mica (Figura 27).

Figura 23. Textura granolepidoblástica presente en la sección JL-CSB-034, aumento de 10x.

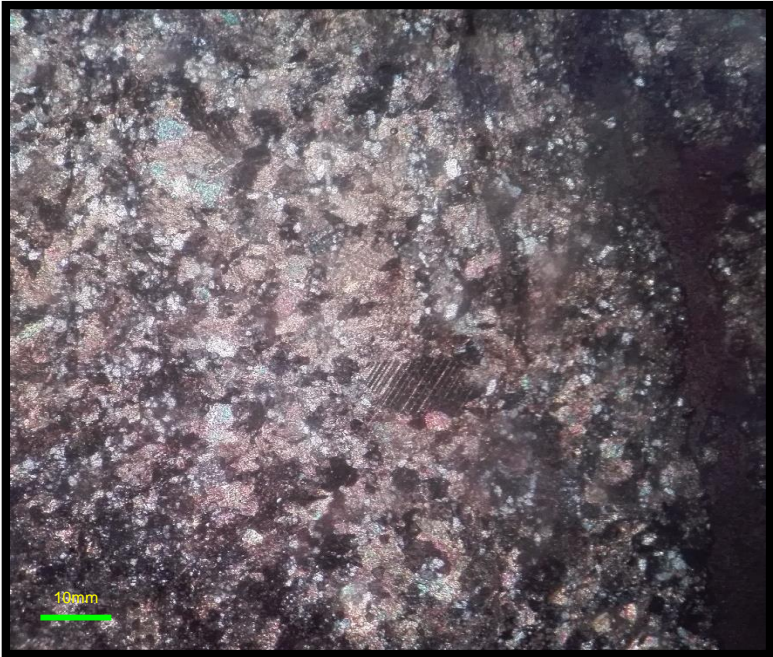


Figura 24. Plano de foliación discreto definido por biotita con textura lepidoblástica presente en la muestra JL-CSB-034. Visto en aumento de 10x. A. Detalle en nicotes cruzados. B. Detalle en nicotes paralelos.

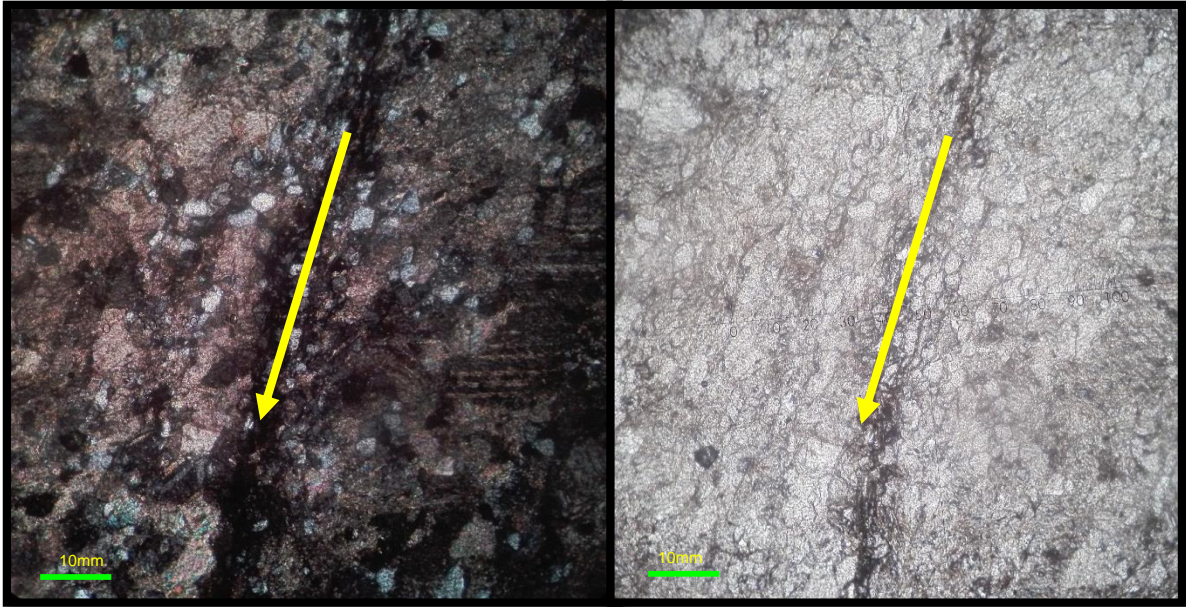


Figura 25. Observación de la textura granolepidoblástica de la sección JL-CSB-035. Fotografía tomada con aumento de 10x. A. Nicoles cruzados. B. Nicoles paralelos.

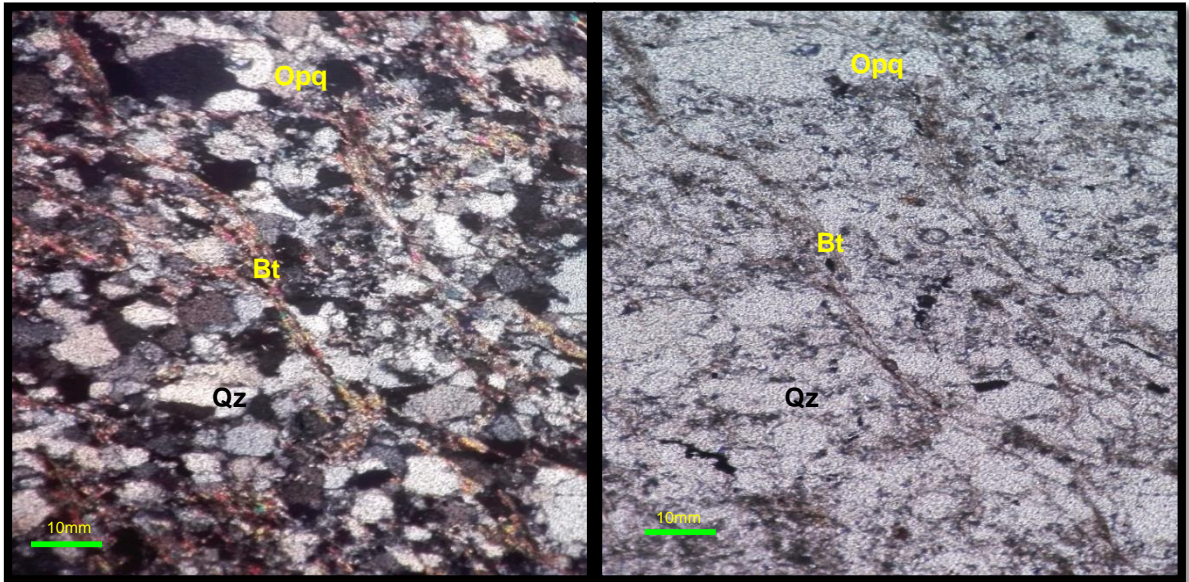


Figura 26. Planos de foliación discretos evidenciados por la presencia de biotita con textura lepidoblástica, sección JL-CSB-035. Fotografía tomada en aumento de 10x en nicoles cruzados.

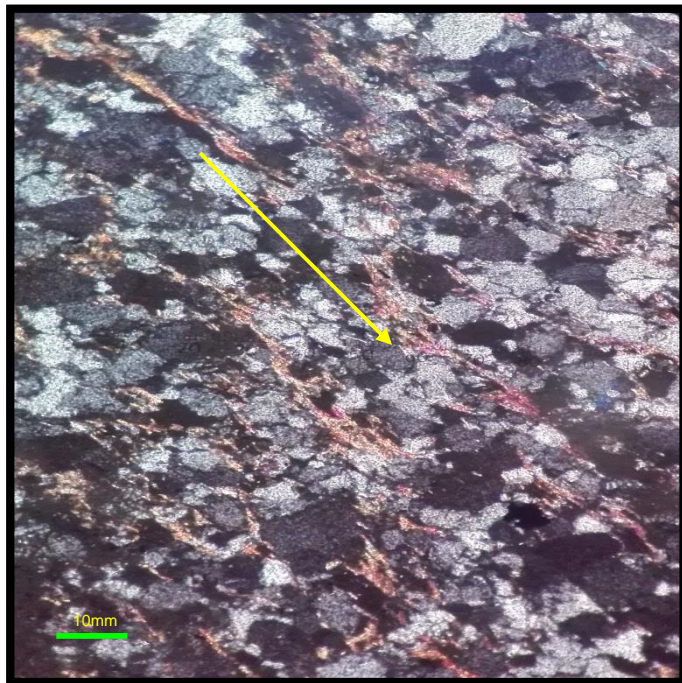


Figura 27. Observación de porfidoblasto. Fotografía tomada con 10x. A. Vista en nicoles cruzados. B. Vista en nicoles paralelos.

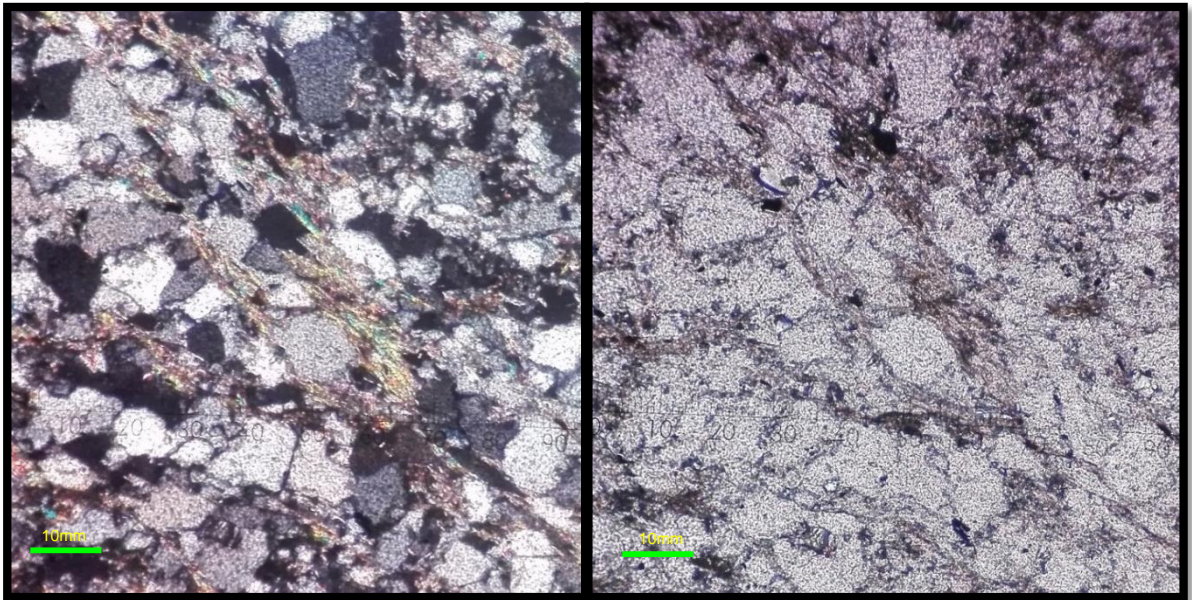


Figura 28. Sección delgada JL-CSB-036. Observación de textura granolepidoblástica. Imagen tomada con 10X en nicoles cruzados.

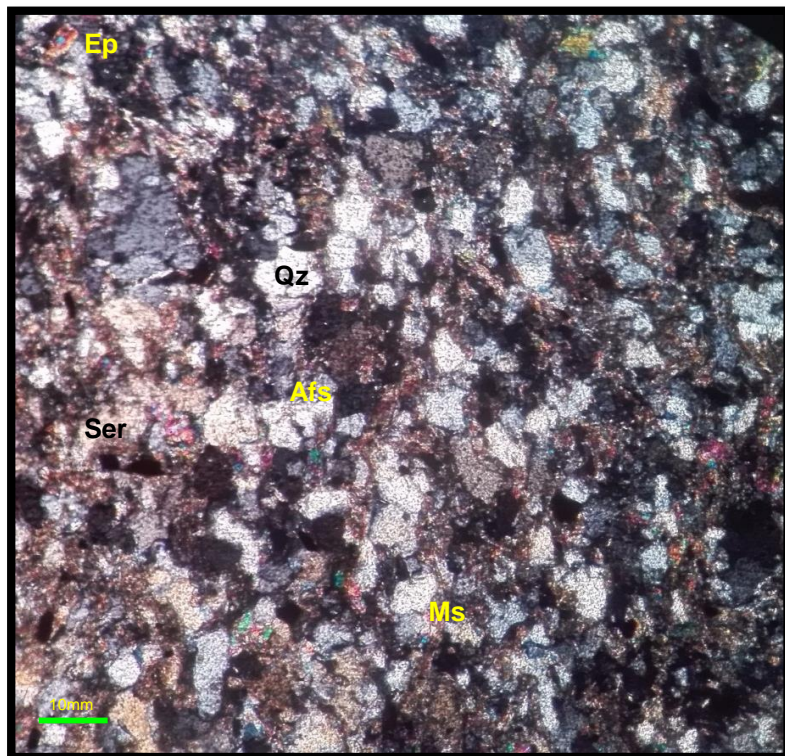


Figura 29. Observación de epidota perteneciente a la sección JL-CSB-036, tomada con aumento de 20X en nicoles cruzados.

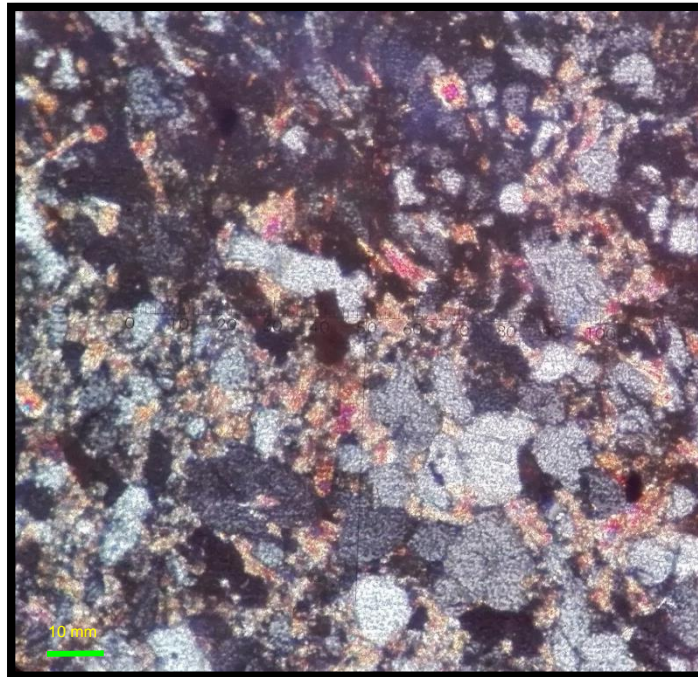


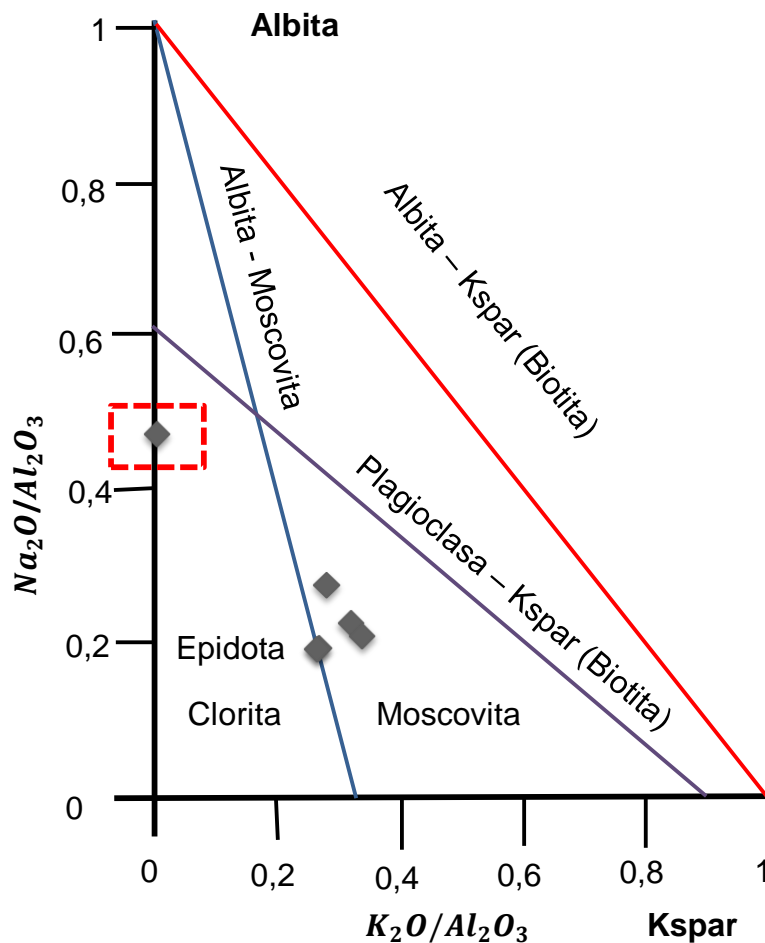
Figura 30. Asociación mineral Qz+Ms+Bt perteneciente a la sección JL-CSB-036, además se destaca una vena de biotita. Fotografía tomada con aumento de 10X en nicoles cruzados.



## 6.2. GEOQUIMICA

De las muestras recolectadas del Batolito de Santa Bárbara se seleccionaron 6 a las cuales se les realizaron análisis geoquímicos para la determinación de elementos mayores, menores y elementos traza; las muestras seleccionadas fueron JL-CSB-038, 039, 041A, 041C (dique granítico), 042 y 043 en el marco del proyecto de doctorado titulado: "ORIGEN DE LA CUARZOMONZONITA DE SANTA BÁRBARA Y SUS IMPLICACIONES EN EL MAGMATISMO TRIÁSICO-JURÁSICO DEL BORDE NORTE DE SURAMÉRICA", realizado por el director de este trabajo de grado. Previo al análisis de datos y de acuerdo con lo recomendado por Davis y Whitehead (2006) se realizó un test de alteración para tener en cuenta cuales muestras han sido alteradas; los resultados obtenidos se muestran en la Figura 31.

Figura 31. Test de alteración. La muestra JL-CSB-043 enmarcada dentro del cuadro rojo cae dentro del campo de rocas alteradas, las muestras restantes se ubican dentro del campo de rocas levemente alteradas a frescas. Modificado de Davis and Whitehead, 2006.

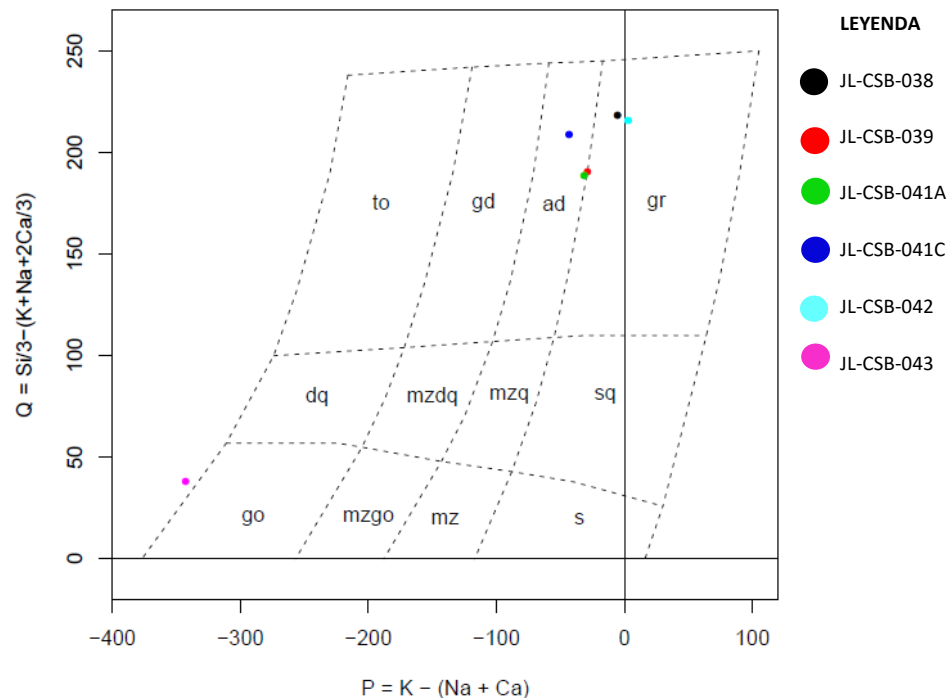


De acuerdo con lo obtenido en el test de alteración, se puede observar que solo la muestra JL-CSB-043 presenta alteración, mientras que las muestras JL-CSB.038, 039, 041A, 041C y 042 se ubican dentro del rango de rocas levemente alteradas a frescas.

### Elementos mayores

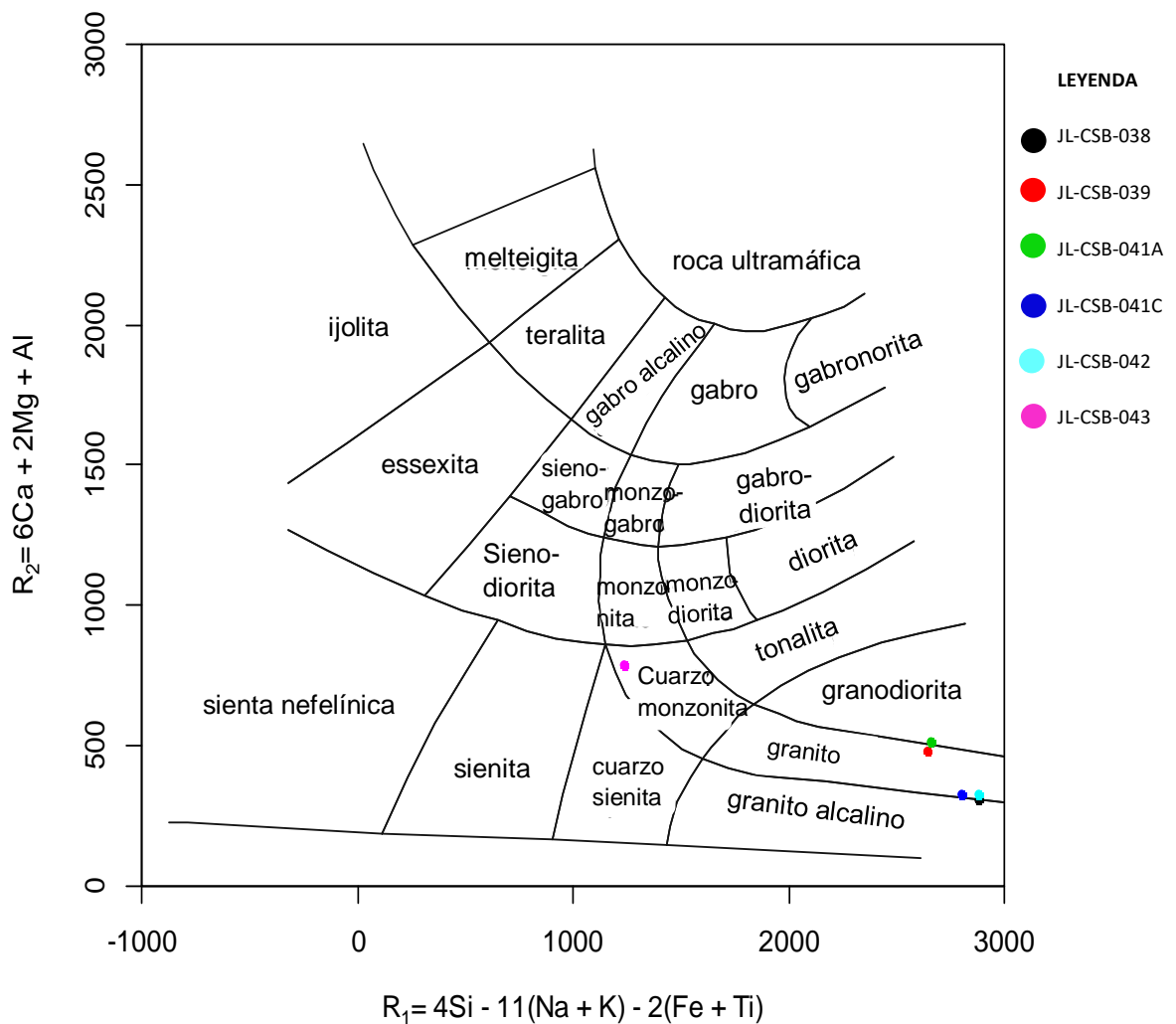
Las muestras seleccionadas presentan los siguientes porcentajes de óxidos mayores: SiO<sub>2</sub> (64,7%-78,2%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,65%-16,35%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,73%-2,3%), CaO (0,51%-4,04%), MgO (0,03%-0,72%), Na<sub>2</sub>O (2,88%-8,42%), K<sub>2</sub>O (0,05%-5,15%), TiO<sub>2</sub> (0,06%-0,48%) y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,01%-0,15%). Para la clasificación química de las muestras se utilizó el diagrama P-Q de Debon & Le Fort (1983) que permite clasificar las rocas ígneas de acuerdo a su composición química de elementos mayores, transformados a milicaciones (Figura 32), donde se puede observar que las muestras JL-CSB-039 y 041A se ubican en el límite entre adamelitas (ad) y granitos (gr), las muestras JL-CSB-038 y 042 se clasifican como granitos (gr), la muestra JL-CSB-041C correspondiente al dique granítico es graficada como adamelita (ad) y la muestra JL-CSB-043 se sale del gráfico.

Figura 32. Diagrama P-Q de Debon & Le Fort (1983) donde to: tonalita, gd: granodiorita-granogabro, ad: adamelita, gr: granito, dq: cuarzodiorita-cuarzogabro-cuarzoanortosita, mzdq: cuarzomonzodiorita-cuarzomonzogabro, mzq: cuarzomonzonita, sq: cuarzosienita, go: gabro-diorita-anortosita, mzgo: monzogabro-monzodiorita, mz: monzonita, s: sienita. Las muestras se ubican dentro de los campos granitos y adamelitas (monzogranitos). Elaborado con el software GCDkit 4.1.



Adicionalmente se utilizó el Diagrama R1-R2 De La Roche et al., (1980) (Figura 33) que se basa en la proporción de milcaciones y utiliza ocho elementos mayores como arrojando arroja una clasificación más precisa y robusta. En este diagrama la muestra 043 se clasifica como cuarzomonzonita, la 041A se ubica como granodiorita, las muestras 039, 041C y 042 se grafican como granitos y la muestra 038 está en el límite entre granitos y granitos alcalinos.

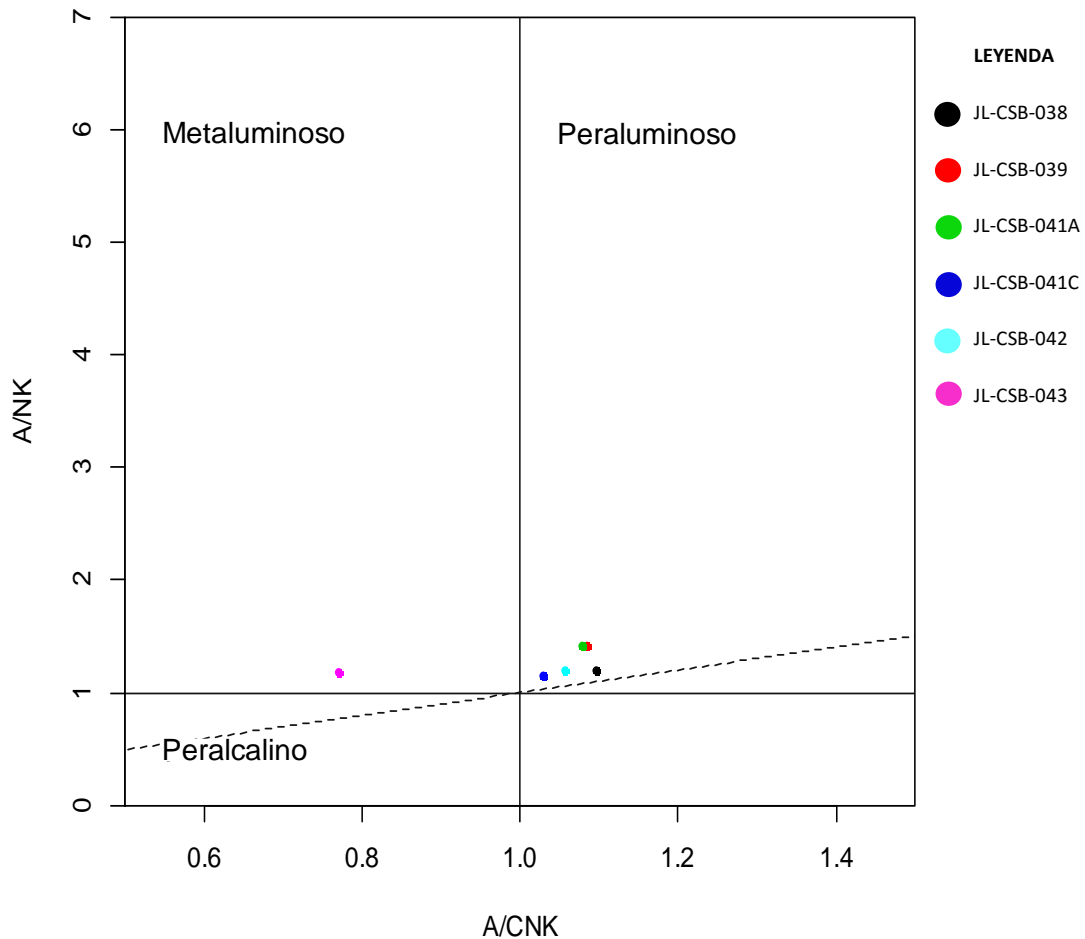
Figura 33. Diagrama R1-R2 De La Roche et al., 1980 para clasificación de rocas plutónicas. Diagrama elaborado por el software GCDkit 4.1.



Para determinar la afinidad con el ambiente tectónico en el cual se pudieron haber generado los granitoides se utilizó el diagrama de Shand (1943) (Figura 34), el cual se basa en los óxidos mayores de  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$  y  $NaO$  recalculados a

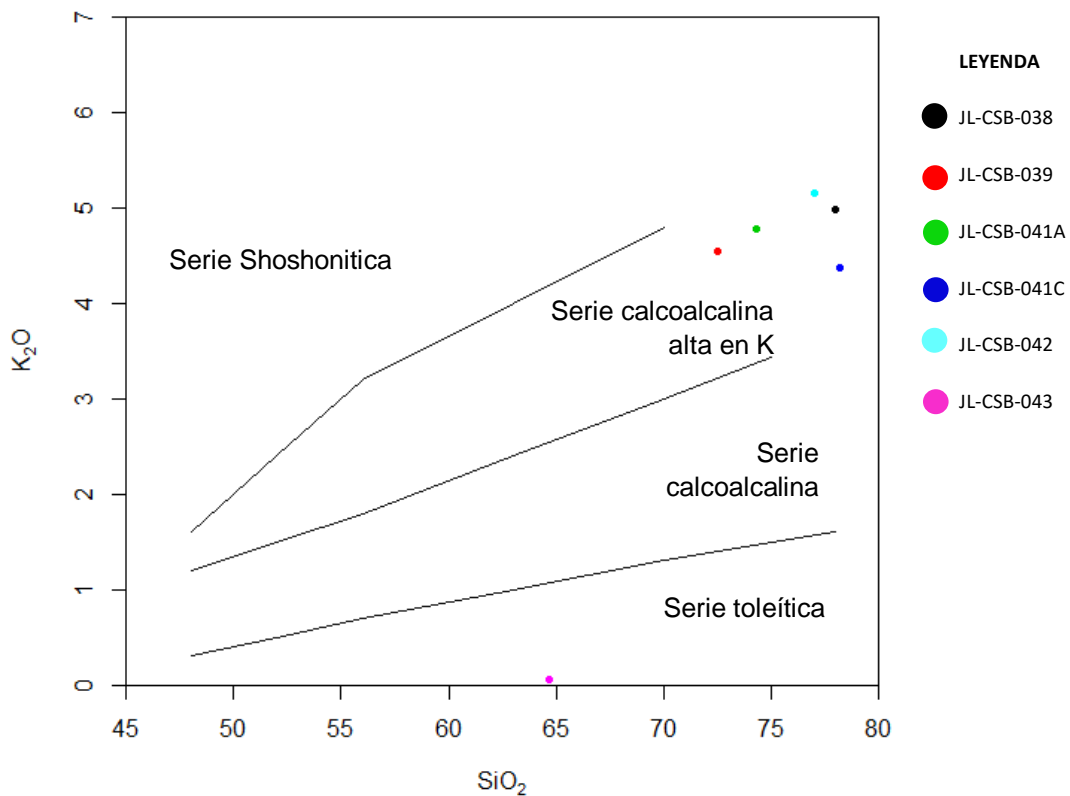
concentraciones molares, en este diagrama las muestras son graficadas en la categoría de peraluminosas con excepción de la muestra JL-CSB-043 la cual cae dentro de la categoría de metaluminosa.

Figura 34. Diagrama A/NK vs A/CNK de Shand (1943) donde se puede observar que la gran mayoría de las muestras se clasifican como peraluminosas, a excepción de la muestra JL-CSB-043 que se clasifica como metaluminosa. Diagrama elaborado con el software GCDkit 4.1.



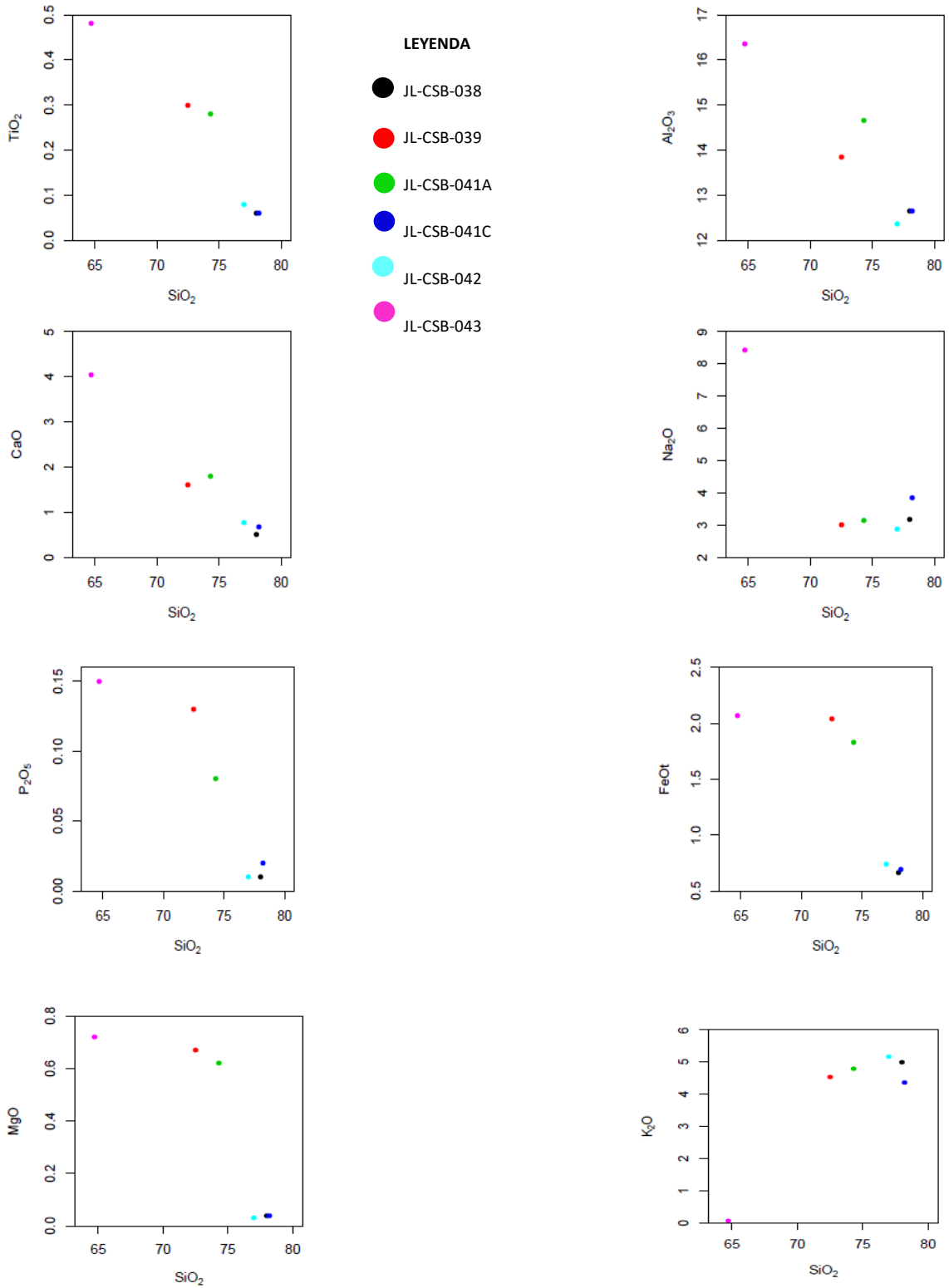
El Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) (Figura 35) utilizado para clasificar la serie magmática clasifica las muestras JL-CSB-038, 039, 041A, 041C (dique) y 042 como calcoalcalinas ricas en K, mientras que la muestra JL-CSB-043 se ubica dentro de la serie toleítica.

Figura 35. Diagrama  $K_2O$  vs  $SiO_2$  de Peccerillo y Taylor (1976), se observa la clasificación de las rocas dentro del rango de series calcoalcalinas ricas en K; la muestra JL-CSB-043 se ubica dentro de las series toleíticas. Diagrama generado con el software GCDkit 4.1.



La variación de elementos mayores respecto al contenido de sílice se presenta en Figura 36 en los diagramas Harker, donde se observa una correlación negativa para  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $P_2O_5$ ,  $FeO$ , y  $MgO$ , mientras que la correlación para  $Na_2O$  y  $K_2O$  es pobre pero positiva, indicando que a medida que se da un enriquecimiento en sílice también lo hace en sodio y potasio.

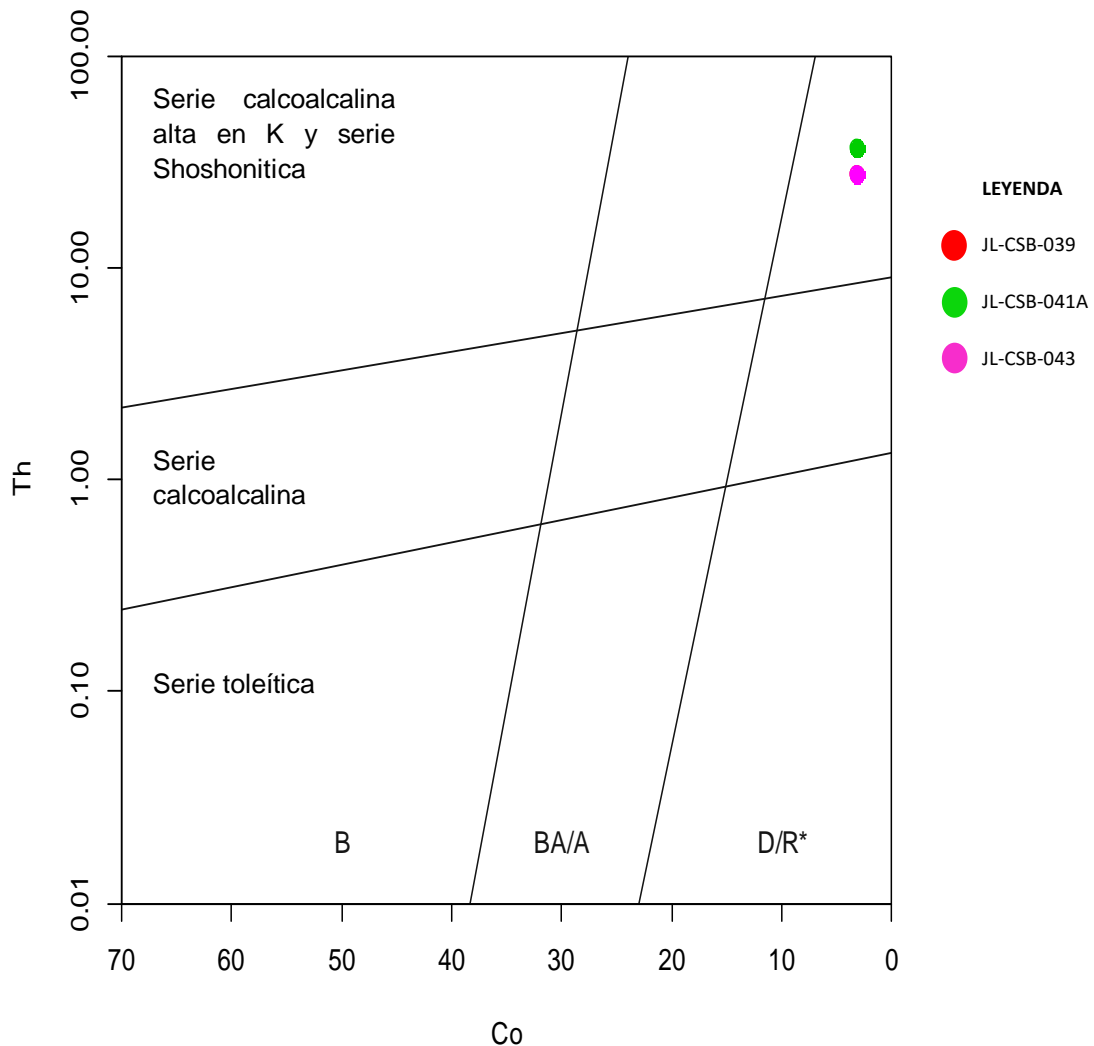
Figura 36. Variación de elementos mayores respecto al contenido de SiO<sub>2</sub> (Diagramas Harker). Diagrama generado con el software GCDkit 4.1.



### Elementos traza

Teniendo en cuenta que el diagrama  $K_2O-SiO_2$  de Peccerillo y Taylor (1976) es particularmente susceptible a los efectos de la alteración, se utilizó el diagrama Co-Th (Hastie et al., 2007) (Figura 37) para clasificar la serie magmática que al utilizar elementos inmóviles (Th y Co) le imprime un mayor grado de confiabilidad a los resultados obtenidos. En el diagrama se observa que las muestras caen en las series calcoalcalinas altas en K.

Figura 37. Diagrama Co-Th de Hastie et al., 2007 donde se puede apreciar que las muestras son graficadas en el campo de series calcoalcalinas altas en K. Diagrama elaborado con el software GCDkit 4.1.



Debido a que los elementos Rb, Y (Yb) y Nb (Ta) son los más efectivos para la discriminación tectónica de granitos dada su incompatibilidad durante la génesis del MORB (la cual incrementa desde Yb a Rb) (Pearce et al., 1984), se utilizó el diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al., 1984 (Figura 38), en éste se puede observar que las muestras JL-CSB-038, 039, 041A, 041C (dique granítico) y 042 se ubican dentro del grupo de granitoides sincolisionales (syn-COLG), por otra parte, la muestra JL-CSB-043 se ubica dentro del grupo de granitoides de arco volcánico. El diagrama petrogenético multicatiónico R1 ( $4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ ) vs. R2 ( $6Ca+2Mg+Al$ ) de Batchelor y Bowden (1985) (Figura 39) clasifica las muestras JL-CSB-038, 039, 041A, 041C y 042 como sincolisionales, mientras que la muestra JL-CSB-043 se ubica como orogénica tardía.

Figura 38. Diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al., 1984. VAG: Granitoides de arco volcánico, WPG: Granitoides intraplaca, ORG: Granitoides de dorsal oceánica, syn-COLG: Granitoides sincolisionales. Diagrama generado con el software GCDkit 4.1.

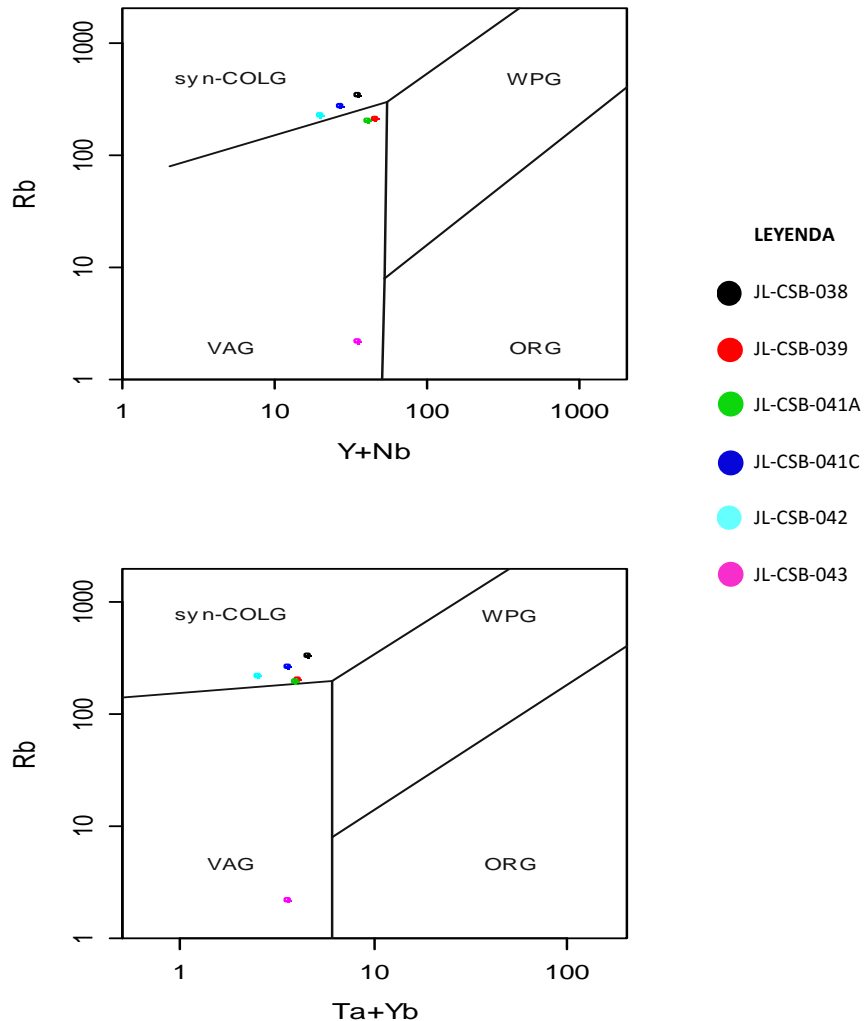
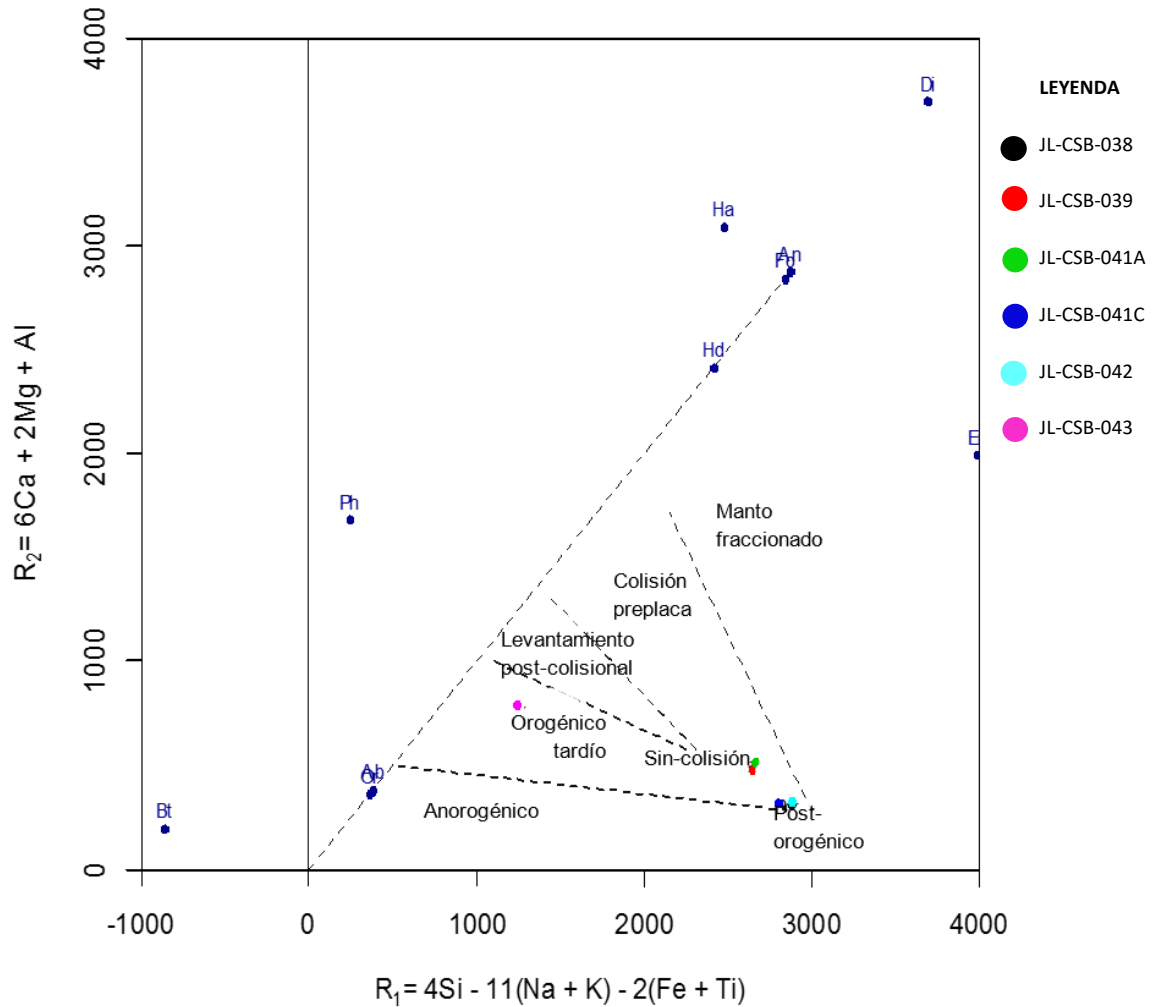
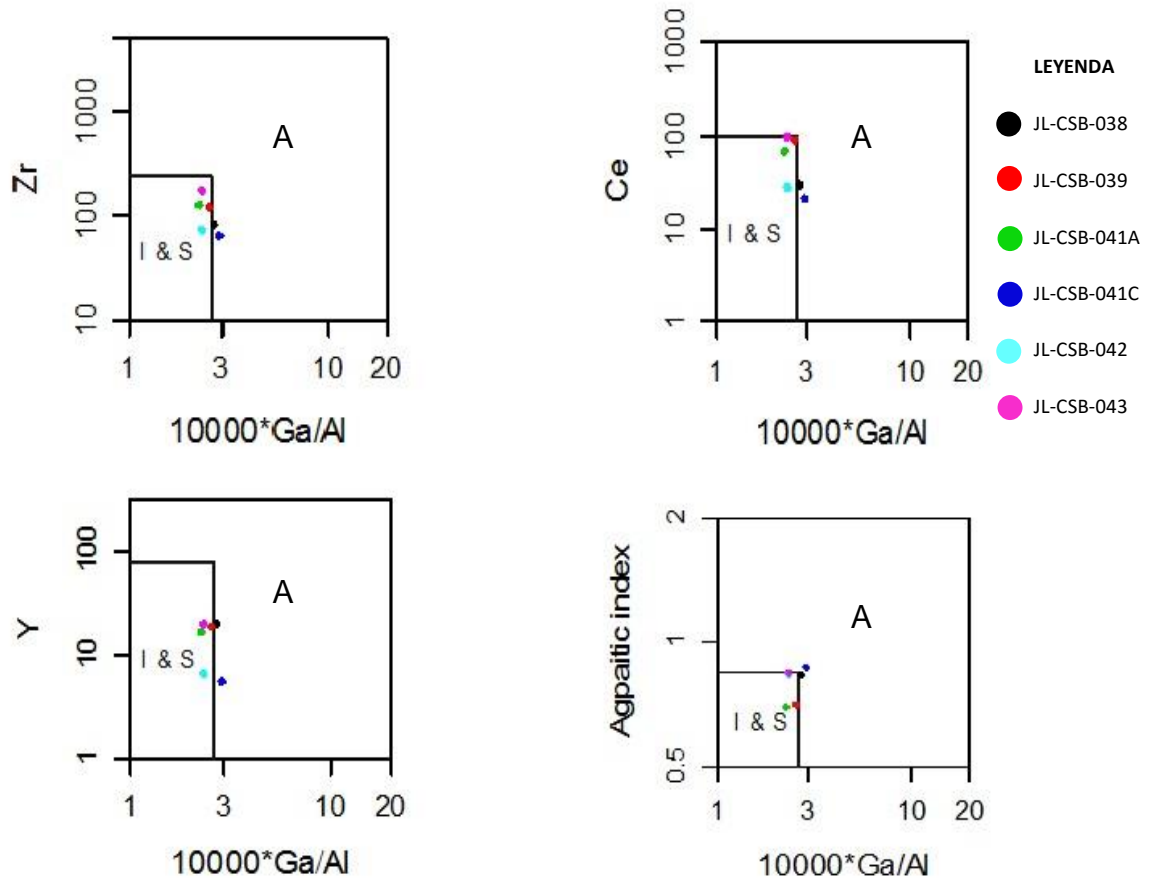


Figura 39. Diagrama petrogenético multicatiónico R1 (4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) vs. R2 (6Ca+2Mg+Al) de Batchelor y Bowden (1985) generado con el software GCDkit 4.1.



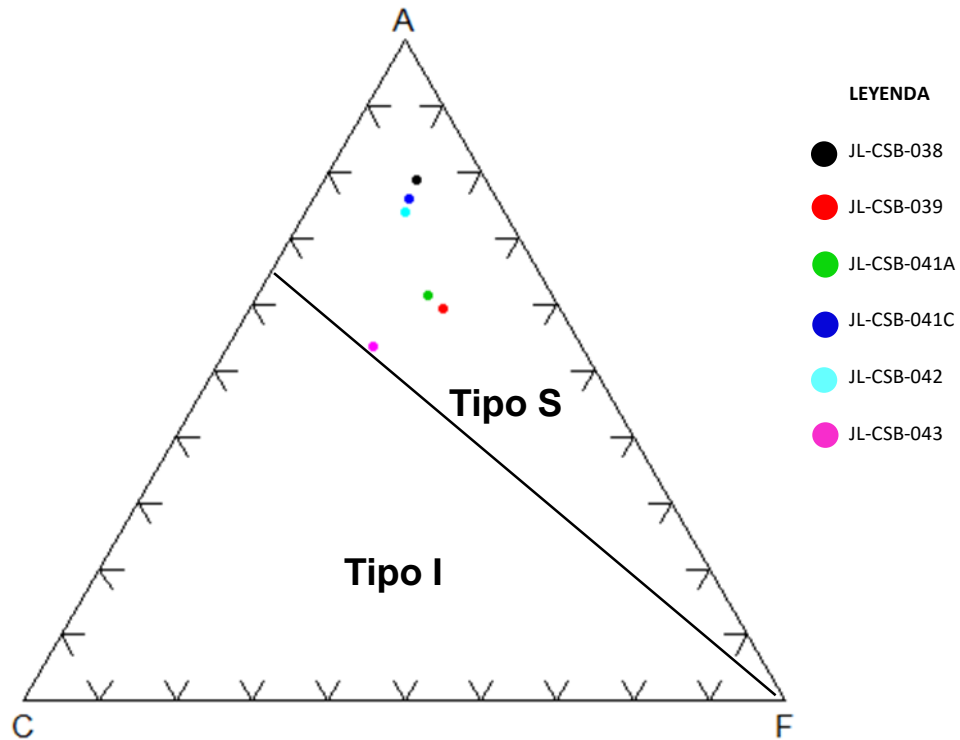
Debido a que las muestras se han clasificado como granitoides se utilizó el Diagrama de discriminación de rocas ácidas de Whalen et al., 1987 (Figura 40) para diferenciar entre granitos tipo I-S y A. En la figura se observa que las muestras 038 y 041C (dique granítico) se grafican cerca del límite con los granitos tipo A y las muestras resultantes se ubican como granitos I y S.

Figura 40. Diagrama de clasificación de rocas ácidas de Whalen et al., 1987. Elaborado por el software GCDkit 4.1.



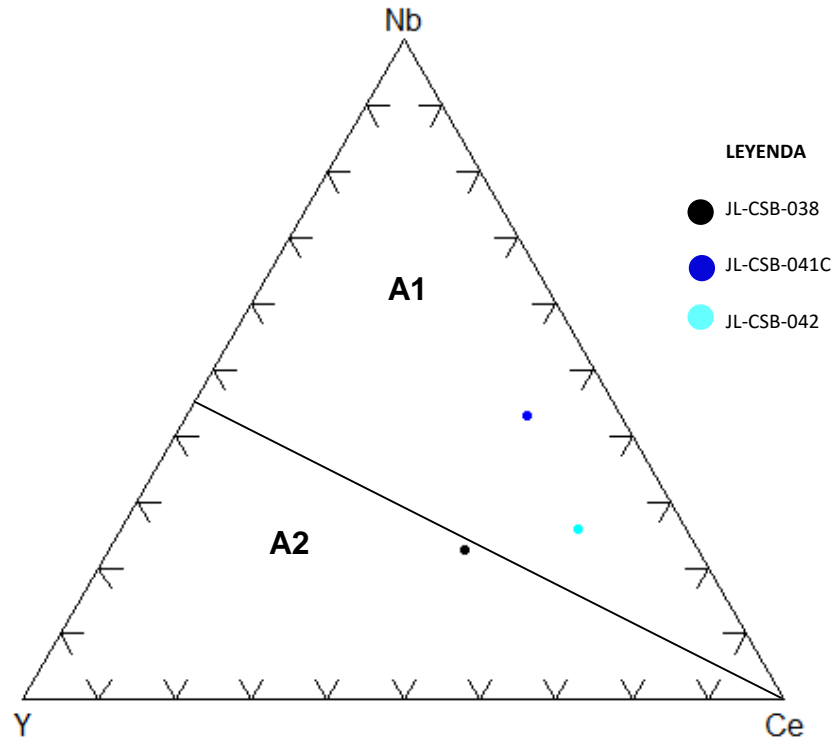
Para discriminar los granitos Tipo I de los granitos Tipo S se hizo uso del diagrama ACF de Chappell & White (1992) (Figura 41), donde se observa que las rocas corresponden a granitos Tipo S los cuales, y según los autores tienen una fuente sedimentaria o supracortical, son siempre peraluminosos como consecuencia de los bajos contenidos de Ca y Na y contienen minerales ricos en Al (Chappell & White, 1992).

Figura 41. Diagrama ACF (A=  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ; C=CaO; F=FeOt + MgO) de Chappell & White, 1992 para discriminar los granitos Tipo I de los Tipo S. Elaborado por el software GCDkit 4.1.



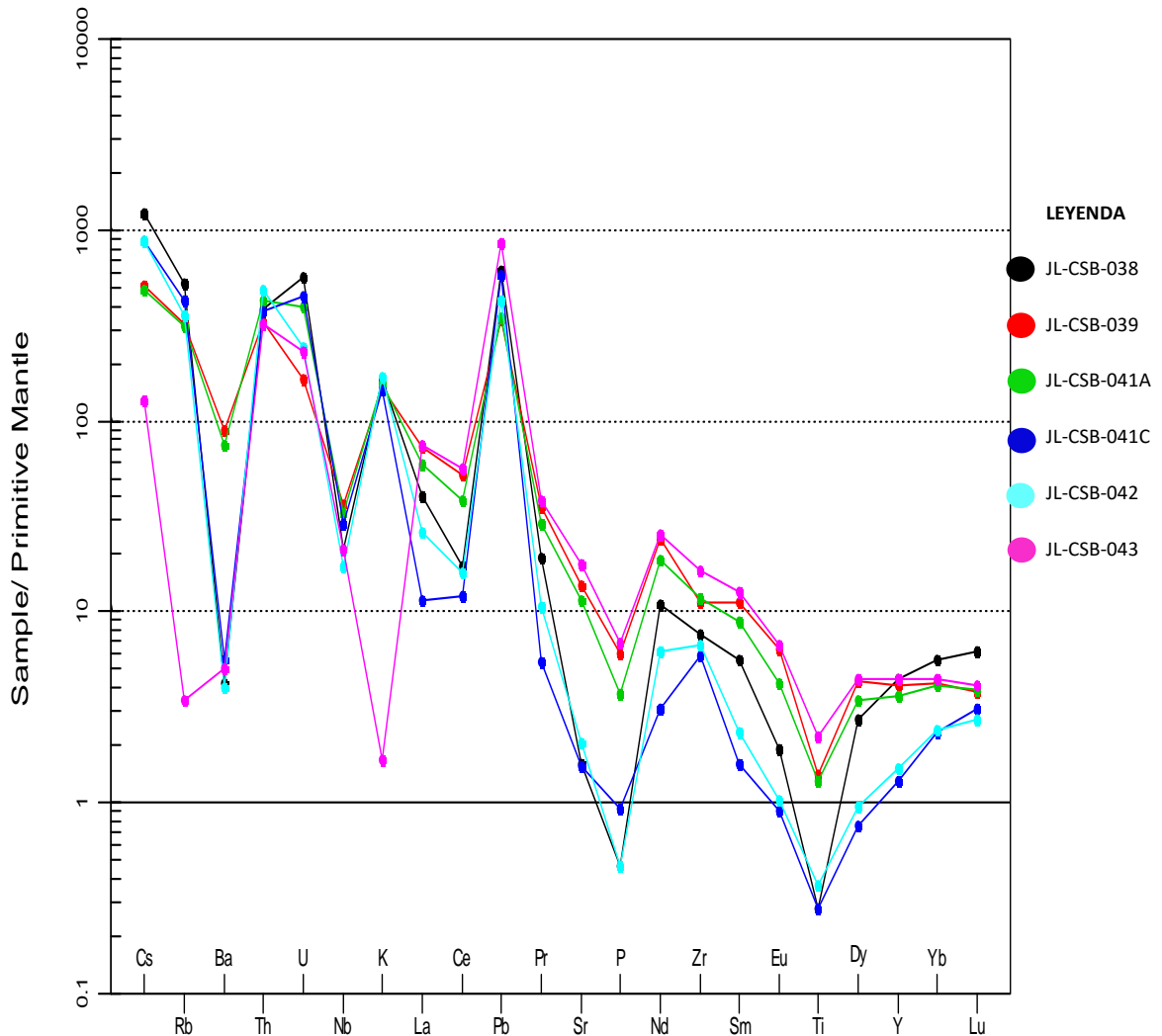
Para la discriminación de los granitos Tipo A se utilizó el diagrama ternario Nb-Y-Ce de Eby (1992) (Figura 42), en el cual las muestras JL-CSB-041C (dique) y 042 son graficadas en el campo de los granitos A1 y la muestra JL-CSB-038 es graficada cerca al límite entre los granitos A1 y A2.

Figura 42. Diagrama ternario Nb-Y-Ce de Eby (1992) para discriminar granitos tipo A, donde A1: granitos relacionadas a zonas de *rift* continental y A2: granitos poscolisionales. Elaborado por el software GCDkit 4.1.



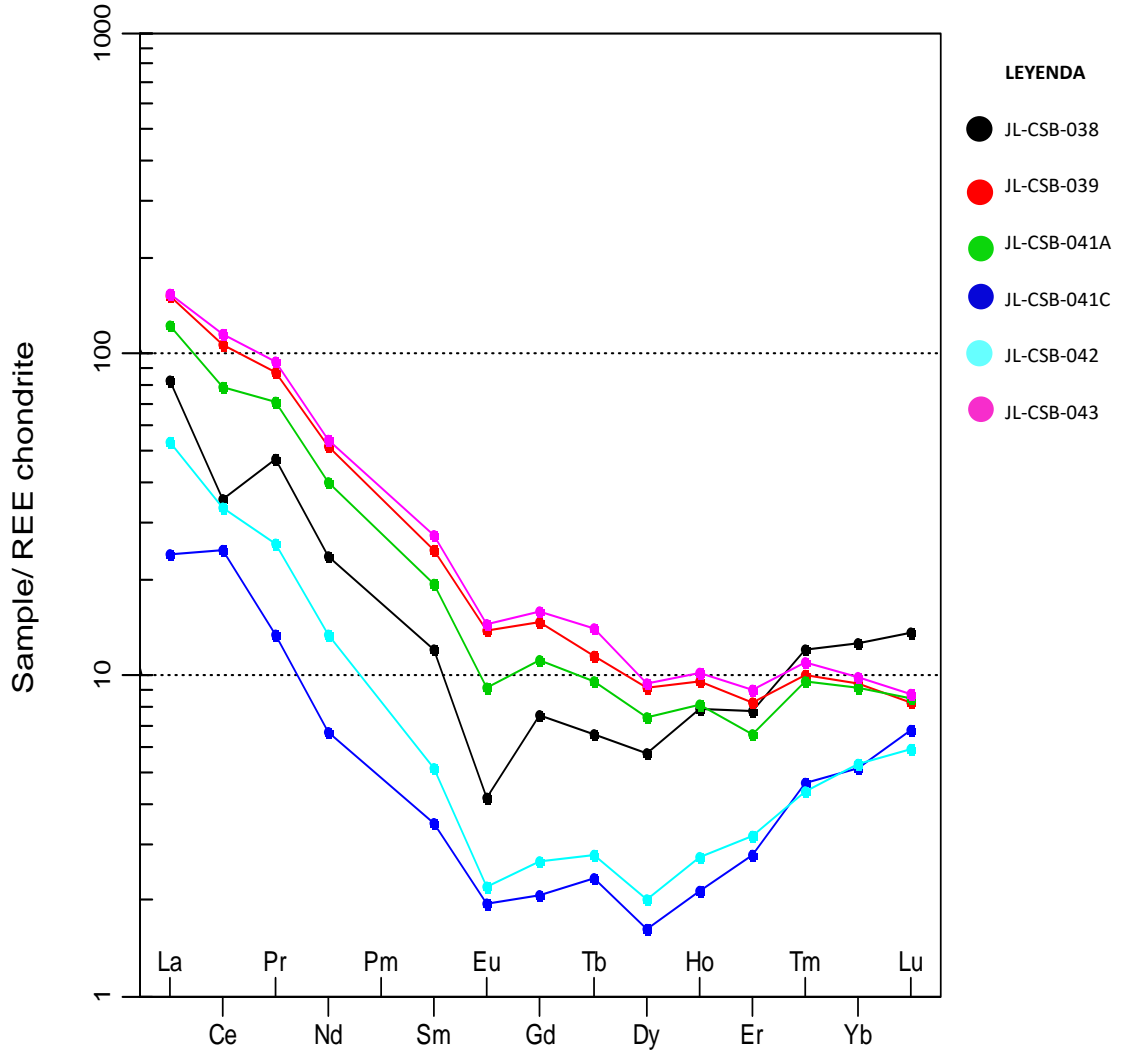
En el diagrama de tierras raras (REE) normalizado al manto primitivo de Sun y McDonough, 1989 (Figura 43) se aprecia que las muestras JL-CSB-038, 039, 041A, 041C y 042 exhiben patrones similares de picos y depresiones sugiriendo así que han sufrido procesos comunes (Philpotts & Ague, 2009; Best, 2003); por otra parte la muestra 043 presenta una depresión en K que coincide con la pérdida de este elemento por alteración hidrotermal y una anomalía negativa para el Rb debida a que este elemento puede sustituir el K en micas y feldespatos potásicos en magmas silíceos (Frost & Frost, 2015; Best, 2003). El gráfico presenta anomalías negativas para el Ba, Nb, P, Ti; el empobrecimiento en Nb puede deberse a que este elemento sustituye una parte de Ti en la formación de titanitas residuales en zonas de subducción (Philpotts & Ague, 2009; Best, 2003); el P llega a ser un elemento compatible en magmas silíceos e intermedios (Frost & Frost, 2015). También se observa una ligera anomalía negativa para el Ce. Anomalías positivas para U, K, Pb, Nd y se aprecia un ligero enriquecimiento en tierras raras pesadas como Dy, Y, Yb y Lu, aunque este es mucho menor que el enriquecimiento que presentan las tierras raras ligeras; todo esto concuerda con los resultados obtenidos anteriormente.

Figura 43. Diagrama de tierras raras (REE) normalizado al manto primitivo (Sun y McDough, 1989). Elaborado por el software GCDkit 4.1.



Por otra parte, se utilizó el diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito de Nakamura (1974) (Figura 44) ya que recopila en un solo modelo las características generales que presenta un condrito y su composición química es representativa para la Tierra primitiva; este diagrama muestra un enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) respecto a las tierras raras pesadas (HREE) ( $La_N/Yb_N = 4-17,7$ ) y se aprecia la anomalía negativa de Eu característica de los feldespatos la cual depende de la fugacidad del oxígeno y la temperatura, esta anomalía puede marcar la cristalización fraccionada de la plagioclasa o el equilibrio de su producción cuando entra en contacto con el manto, esta anomalía negativa es un buen indicador de que el líquido estuvo en equilibrio con la plagioclasa (Frost & Frost, 2015; Best, 2003).

Figura 44. Diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito (Nakamura, 1974). Elaborado por el software GCDkit 4.1.



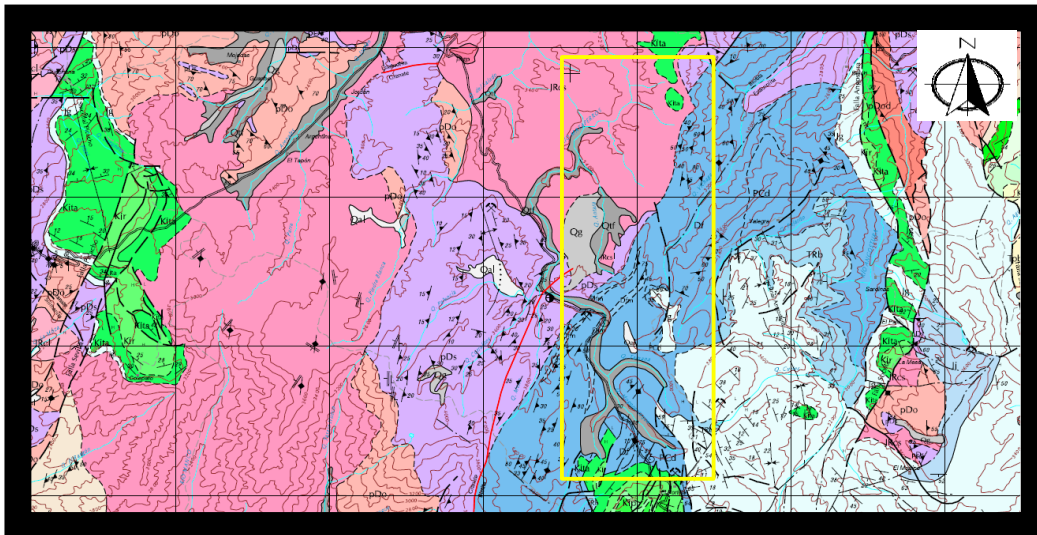
Adicionalmente se observa en el diagrama de Nakamura (1974) que las muestras JL-CSB-039, 041A y 043 presentan comportamientos similares con contenidos altos de  $\text{SiO}_2$  (>56%), porcentajes de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 13,85% y 16,35%, bajos contenidos de  $\text{MgO}$  (0,62%-0,72%), Y (16,6-19,9 ppm), Yb (2,02-2,17 ppm), relaciones Sr/Y (14,69-18,74), La/Yb (20,14-24,01), Sm/Yb (1,93-2,57) y La/Ce (0,50-0,59).

### 6.3. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

El Macizo de Santander es la continuación norte de la Cordillera Oriental de Colombia y forma el margen sureste del Bloque Triangular de Maracaibo (Van der Lelij et al., 2015). Hacia el norte de Bucaramanga esta margen occidental está bien definida por el sistema de fallas Bucaramanga-Santa Marta a lo largo de una dirección NNW (Van Der Lelij et al., 2015) y hacia el límite este se encuentra definido por el sistema de fallas Pamplona-Cubogón-Mercedes (Restrepo-Pace, 1995). El macizo muestra una dirección Noroeste y es cortado por un conjunto de fallas con direcciones predominantemente Noroeste – Sureste, Noroeste - Suroeste, Norte – Sur y Este – Oeste (López et al., 2013 en Allado, 2015).

En la zona de estudio la Formación Silgará constituye la roca caja del Batolito de Santa Bárbara, pero en las inmediaciones de Berlín el batolito se encuentra en contacto con otros cuerpos como: La Formación Tambor con la cual presenta un contacto discordante (Allado, 2015), granodiorita y tonalita de Páramo Rico, Granito de Pescadero, Ortogneis con contacto concordante (Ward et al., 1973) y algunos depósitos de terraza aluvial (Figura 45).

Figura 45. Mapa geológico que muestra el contacto entre el Batolito de Santa Bárbara y otras litologías presentes en la zona, el polígono amarillo muestra la zona de estudio. Modificado de Ward et al., 1973. Escala 1:100.000



Dentro de las observaciones de campo se destacan ciertas características estructurales en la roca caja y el batolito las cuales son datadas y graficadas en proyecciones estereográficas buscando conocer cómo se desarrolla su tendencia a lo largo del área estudiada, estas son:

- **Venas de cuarzo:** este tipo de venas fue observado únicamente en la roca caja en las estaciones JL-CSB-033 y 035 (Figura 46), allí se encontró que presentan una tendencia sureste dominante en ambas estaciones, pero adicionalmente se encontró esta clase de venas con otras orientaciones únicamente en la estación JL-CSB-035 que presenta como particularidad diferentes disposiciones de estos rellenos como tendencias noreste marcadas dentro de las representaciones en los estereogramas.
- **Venas y diques aplíticos:** estas estructuras se encontraron dentro del batolito en la facie ígnea sienogranito donde tanto en venas como en diques predomina la dirección noroeste, además se halló otra familia de fracturas con este tipo de relleno en dirección noreste formando venas y diques, pero en menor frecuencia que la tendencia principal de estos fluidos.
- **Foliación  $S_{n+1}$ :** esta foliación se localizó dentro de la roca caja donde inicialmente se observa en forma casi horizontal en la estación JL-CSB-033 posteriormente adquiere una tendencia sureste que se mantiene a lo largo de las estaciones JL-CSB-034 y JL-CSB-036 para finalmente presentar una orientación noreste en la estación JL-CSB-037 donde se evidenció por última vez en la zona.
- **Foliación  $S_{n+2}$ :** fue observada en la estación JL-CSB-033 donde presenta una dirección suroeste, luego se vuelve a observar en la estación JL-CSB-035 donde presenta una tendencia sureste.
- **Diaclasas:** estas fracturas son las frecuentes en la zona tanto en la roca caja como en el batolito, únicamente se ausentaron en la estación JL-CSB-033 en las demás estaciones se encontraron diferentes familias de diaclasas con orientaciones heterogéneas donde predomina la familia de diaclasas en dirección noreste y las diaclasas de menor frecuencia presentaron tendencia sureste; con base a estas estructuras se realizan diagramas de rosas en los cuales se evidencia la diversidad de familia de diaclasas, en las rosetas predominan los valores máximos entre  $1^\circ$  a  $40^\circ$  exhibidos en las estaciones JL-CSB-034, 035, 036, 037, 038, 041 y 42 (Figura 47).

Figura 46. Mapa del área de estudio con proyecciones estereográficas de cada estación. Proyecciones de: Foliación Sn+1 (naranja), foliación Sn+2 (verde), venas de cuarzo (gris), venas y diques aplíticos (gris plata) y diaclasas (azul).

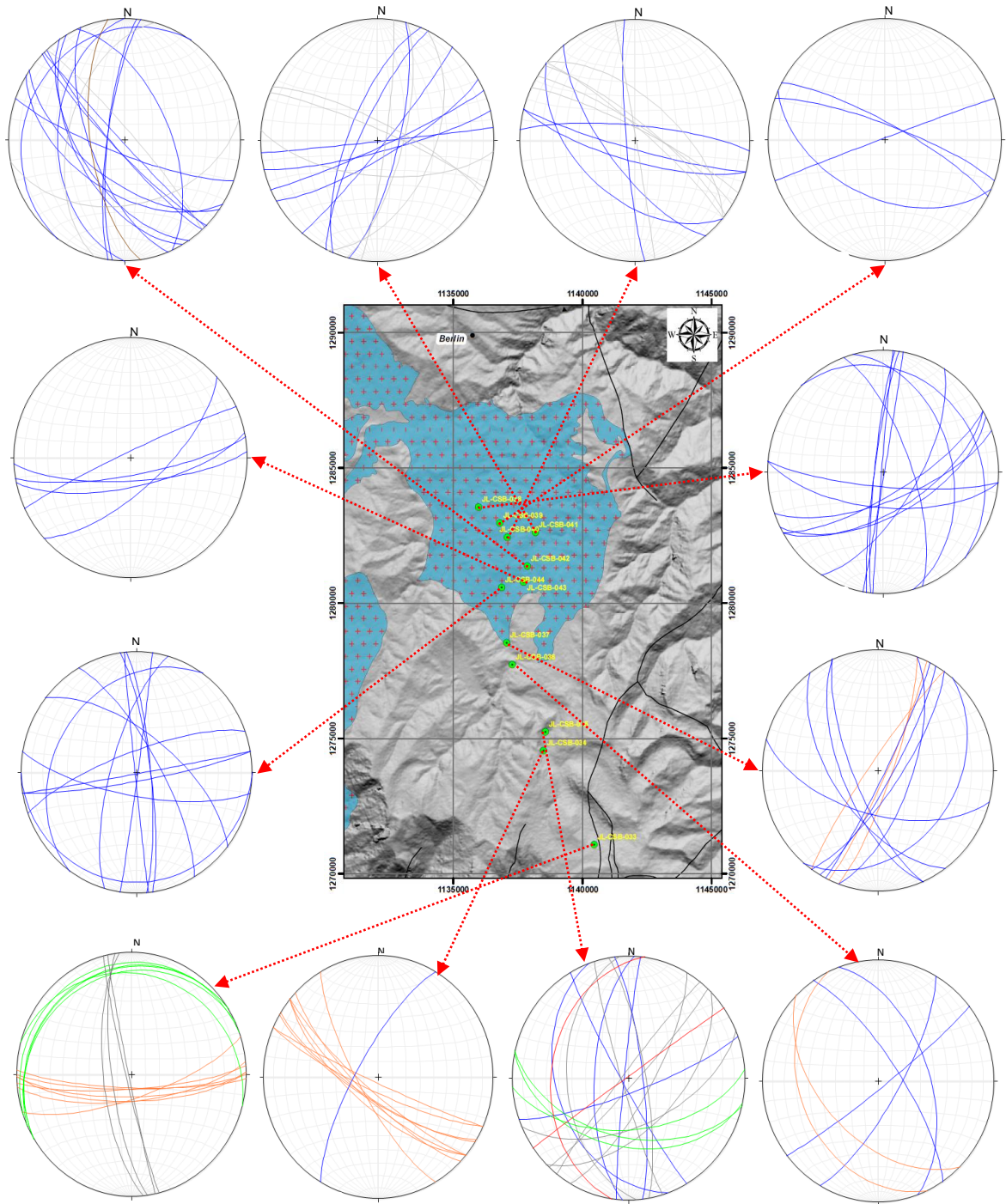
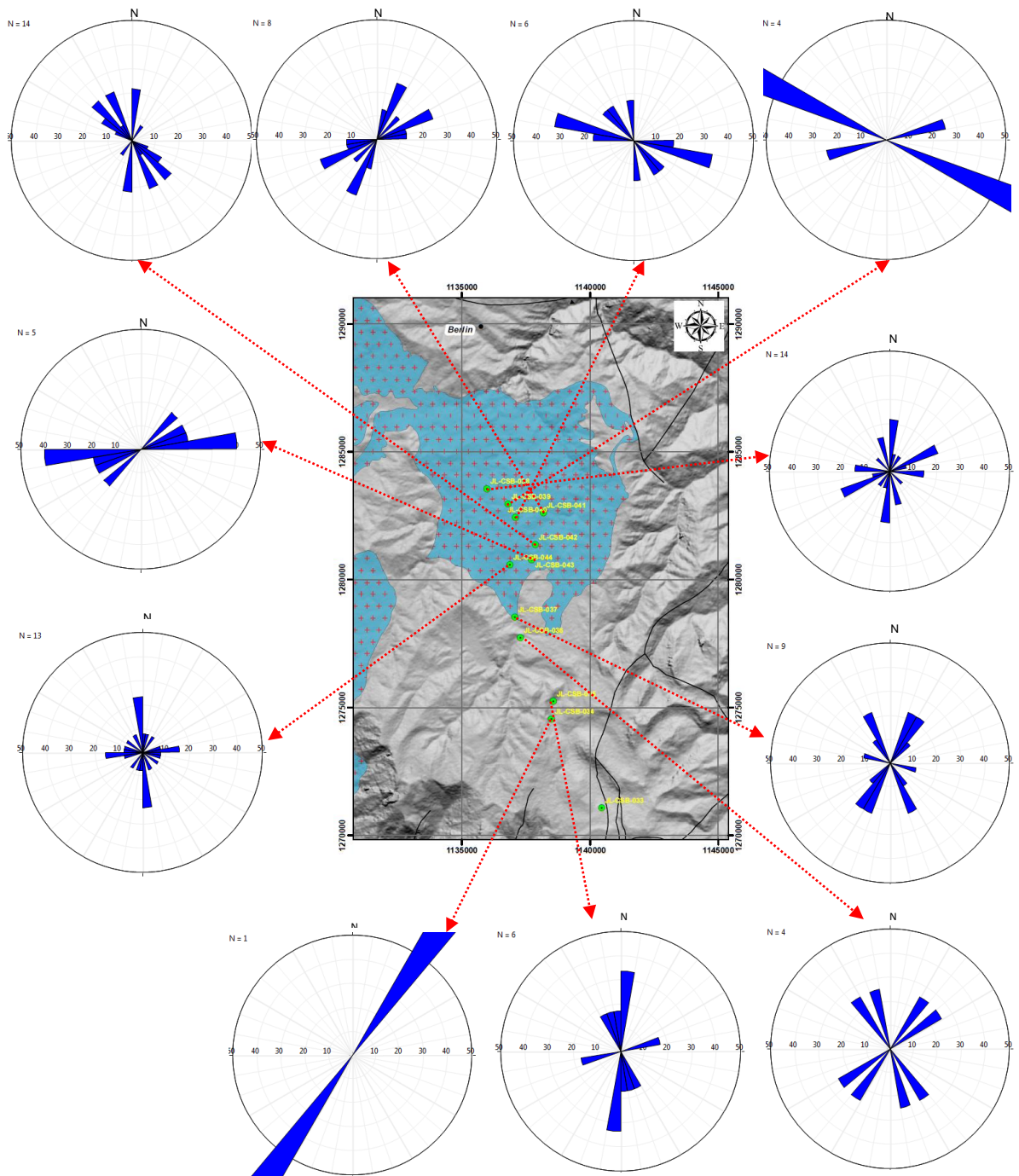


Figura 47. Diagramas rosa de diaclasas correspondiente a cada estación con N = número de datos graficados. Para identificar datos proyectados revisar anexos.



## 7. DISCUSIÓN

Ward et al., 1973 definen la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara, como aquella que forma la masa principal del Batolito de Santa Bárbara cuyas rocas, según dicho autor, son de manera uniforme cuarzomonzonitas rosadas de grano grueso (Ward et al., 1973). En contraste con ello los resultados obtenidos del análisis petrográfico de las secciones delgadas del Batolito de Santa Bárbara en las inmediaciones de Berlín y Silos muestran que este cuerpo presenta dos facies ígneas principales: una sienogranítica (porcentajes modales de cuarzo entre 21%-37%, feldespato alcalino 43%-54% y plagioclasa 19%-25%) y otra cuarzomonzonítica (porcentajes modales de cuarzo 15%-20%, feldespato alcalino 34%-52% y plagioclasa 29%-51%).

Los batolitos Mesozoicos del Grupo Plutónico de Santander han sido datados por el método U-Pb y han dado edades entre ~210 Ma y ~196 Ma, se han reportado como calcoalcalinos y discriminados como de arco continental (Dörr et al., 1995; Mantilla et al. 2013 en Van der Lelij et al., 2015). Los datos geoquímicos obtenidos por Van der Lelij et al., 2015 de los granitoides del Triásico Tardío – Jurásico Temprano del Macizo de Santander indican que estos son principalmente peraluminosos y tienen composiciones de  $K_2O$  y  $Na_2O$  típicas de granitos Tipo I. Los resultados obtenidos mediante los análisis geoquímicos clasifican como granitos Tipo S a las muestras analizadas correspondientes al Batolito de Santa Bárbara y confirman el carácter calcoalcalino del magma. Se considera que la fuente de magmas Tipo S son rocas metasedimentarias, de las cuales las más apropiadas serían las metagrauvacas (Clemens, 2003). Los terrenos dominados por metapelitas son fuentes menos comunes para magmas Tipo S a pesar de que tienen un gran potencial para producir grandes volúmenes de magma (Clemens and Wall, 1981; Miller, 1985; Clemens and Vielzeuf, 1987 en Clemens, 2003). Los granitos tipo S se encuentran asociados principalmente a ambientes de colisión continental (Cobbing, 1990), sin embargo, existen reportes de granitos Tipo S asociados a ambientes de extensión (*back arc*) donde el ascenso de la astenosfera y el adelgazamiento del manto listosférico favorecen un aumento de la temperatura y generan la anatexis de las rocas de la corteza (Jiang et al., 2011). Para el Macizo de Santander se reportan intrusiones voluminosas hace aproximadamente 213 Ma, el magmatismo entre 213 Ma y 196 Ma está relacionado con un margen continental activo, mientras que ~202 Ma a ~196 Ma ocurre un *roll back* durante un magmatismo de arco el cual fue coetáneo con la formación de cuencas *back arc* y fue acompañado por la migración del eje del arco hacia el oeste de la Cordillera Central de Colombia como resultado de la extensión del *roll back* (Van der Lelij et al., 2015). Este ambiente tectónico pudo favorecer la formación de los granitos Tipo S que conformarían el Batolito de Santa Bárbara.

Adicionalmente en los análisis geoquímicos se observó que las muestras JL-CSB-039, 041A y 043 presentan comportamientos similares en el diagrama de Nakamura (1974) con contenidos altos de  $SiO_2$  (>56%), porcentajes de  $Al_2O_3$  entre 13,85% y

16,35%, bajos contenidos de MgO (0,62%-0,72%), Y (16,6-19,9 ppm), Yb (2,02-2,17 ppm), relaciones Sr/Y (14,69-18,74), La/Yb (20,14-24,01), Sm/Yb (1,93-2,57) y La/Ce (0,50-0,59) lo cual podría sugerir una afinidad adakítica. Este término fue introducido Defant y Drummond en 1990 para referirse a rocas volcánicas o intrusivas en arcos Cenozoicos asociados con subducción de litosfera oceánica joven ( $\leq 25$  Ma) caracterizadas por  $\geq 56$  wt% SiO<sub>2</sub>,  $\geq 15\%$  Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (raramente menor), usualmente  $< 3\%$  MgO (raramente arriba del 6% MgO), bajo Y y alto Sr (Defant y Drummond, 1990). A pesar de que el término fue introducido para litosfera oceánica joven, existen reportes de adakitas formadas por fusión de corteza oceánica relativamente antigua durante el inicio del arco y la colisión del mismo en el complejo tectónico del sur de Filipinas y en las zonas de subducción plana en el norte de los Andes (Gutscher et al., 2000; Beate et al., 2001; Bourdon et al., 2002 en Castillo, 2006). En términos generales las adakitas se caracterizan principalmente por presentar altas relaciones Sr/Y y La/Yb y bajos contenidos de Y y Yb; resultados experimentales sugieren que la placa primitiva fundida puede no sobrevivir o mantener su composición original durante el transporte a través de la cuña del manto peridotítico y, por lo tanto, la mayoría de adakitas en arcos modernos consisten de magmas híbridos o magmas producidos por la fusión de la cuña del manto metasomatizado; en cualquier caso, la fusión de la placa puede ocurrir más probablemente en zonas de subducción (Castillo, 2006). Pese a esto, las adakitas se pueden generar en diferentes ambientes tectónicos y por ello no se puede considerar que las características geoquímicas anteriormente mencionadas puedan ser usadas como indicadores definitivos, para ello es necesario contar con información adicional incluyendo isótopos radiogénicos y evidencia geofísica (Castillo, 2006). Por lo tanto, en relación con las muestras del batolito que de acuerdo a la geoquímica presentan una afinidad adakítica se sugiere un muestreo geoquímico más extenso de las rocas que conforman el cuerpo ígneo de Santa Bárbara en la zona de estudio que incluya las evidencias ya mencionadas para confirmar si las rocas del batolito tienen en efecto una afinidad adakítica o son el resultado de magmas híbridos.

En el análisis petrográfico de las secciones delgadas del batolito, se determinó la presencia de texturas gráfica, granofírica, mirmequítica y pertítica. La textura gráfica es el producto de una cristalización subsolvus a alta presión de H<sub>2</sub>O en presencia de abundantes fluidos y se interpreta como un proceso de cristalización simultánea de los dos minerales en un punto eutéctico, la textura mirmequítica se considera como una textura de reacción postmagmática y se asocia frecuentemente con la deformación en granitos y la textura pertítica se genera por desmezcla en estado sólido de feldespato potásico y albita al dejar de ser miscibles por descenso de la temperatura (López y Bellos, 2006). La mineralogía de los feldespatos y su composición global indican que muchos intercrecimientos granofíricos son fenómenos hipersolvus que se forman por la cristalización simultánea de cuarzo y feldespato alcalino homogéneo de alta temperatura, los granitos gráficos pueden resultar de cristalización subsolvus (Barker, 1970). Estas características texturales

sumadas a la presencia de feldespato potásico y plagioclasa como cristales individuales confirman el carácter subsolvus e hipersolvus del Batolito. Según Parada (1984) es muy probable que los granitos hipersolvus se deriven de los subsolvus, mediante un proceso de fraccionamiento dominado por esta fase, que causa un empobrecimiento progresivo del magma en Ca. El fraccionamiento de plagioclasa y las condiciones de saturación de H<sub>2</sub>O alcanzadas por el magma residual a baja presión produce una laguna o *gap* en el sistema ternario de los feldespatos entre el solvus y el solidus (Tuttle y Bowen, 1958; Seck, 1971; Carmichael et al., 1974; Martin y Bonin, 1976 en Parada, 1984) que permitió el desarrollo de feldespatos alcalinos hipersolvus. Ya que los granitos se clasificaron como Tipo S, los cuales se generan en ambientes extensionales por anatexis sin presencia de fluidos (Barbarin, 1996 en Hernández, 2016) se puede asumir que el magma parental podría haber sido insaturado en H<sub>2</sub>O y haberse enriquecido en esta durante el ascenso o emplazamiento.

Los resultados de los análisis químicos ubican a las rocas JL-CSB-038, 041C y 042 como granitos Tipo A de acuerdo con el diagrama de Whalen et al., 1987 y como rocas sincolisionales de acuerdo con el diagrama de Batchelor y Bowden (1985); estas rocas presentan rasgos químicos característicos de este tipo de granitos (relaciones (Ce/Yb<sub>N</sub>) entre 2,9-6,15, marcadas anomalías de Eu entre 0,3-0,45 y picos negativos de Ba, Sr) además de características texturales como intercrecimientos micrográficos e intercrecimientos de ortoclasa-albita comunes en este tipo de granitos (Whalen et al., 1987). El diagrama de Eby (1992) utilizado para clasificar los granitos Tipos A grafico las muestras JL-CSB-041C y 042 como granitos A1, mientras que la muestra 038 fue graficada cerca al límite entre los granitos A1 y A2 debido probablemente a que la muestra proviene de un magma contaminado. Eby (1992) clasificó los granitos Tipo A dentro de 2 subgrupos: los granitos A1 relacionados a ambientes de *rift* y los granitos A2 los cuales son poscolisionales (Eby, 1992). Jiang et al., 2011 reportan la presencia de granitos Tipo S y Tipo A en el sureste de China, donde el ambiente es extensivo o de *back arc*. Dada la presencia de granitos Tipo S y Tipo A en el Batolito de Santa Bárbara y considerando que los granitos Tipo A1 representan diferenciación del manto (contaminados en mayor o menor grado por corteza continental) dos tipos de granitos se hayan generados de diferentes pulsos magmáticos.

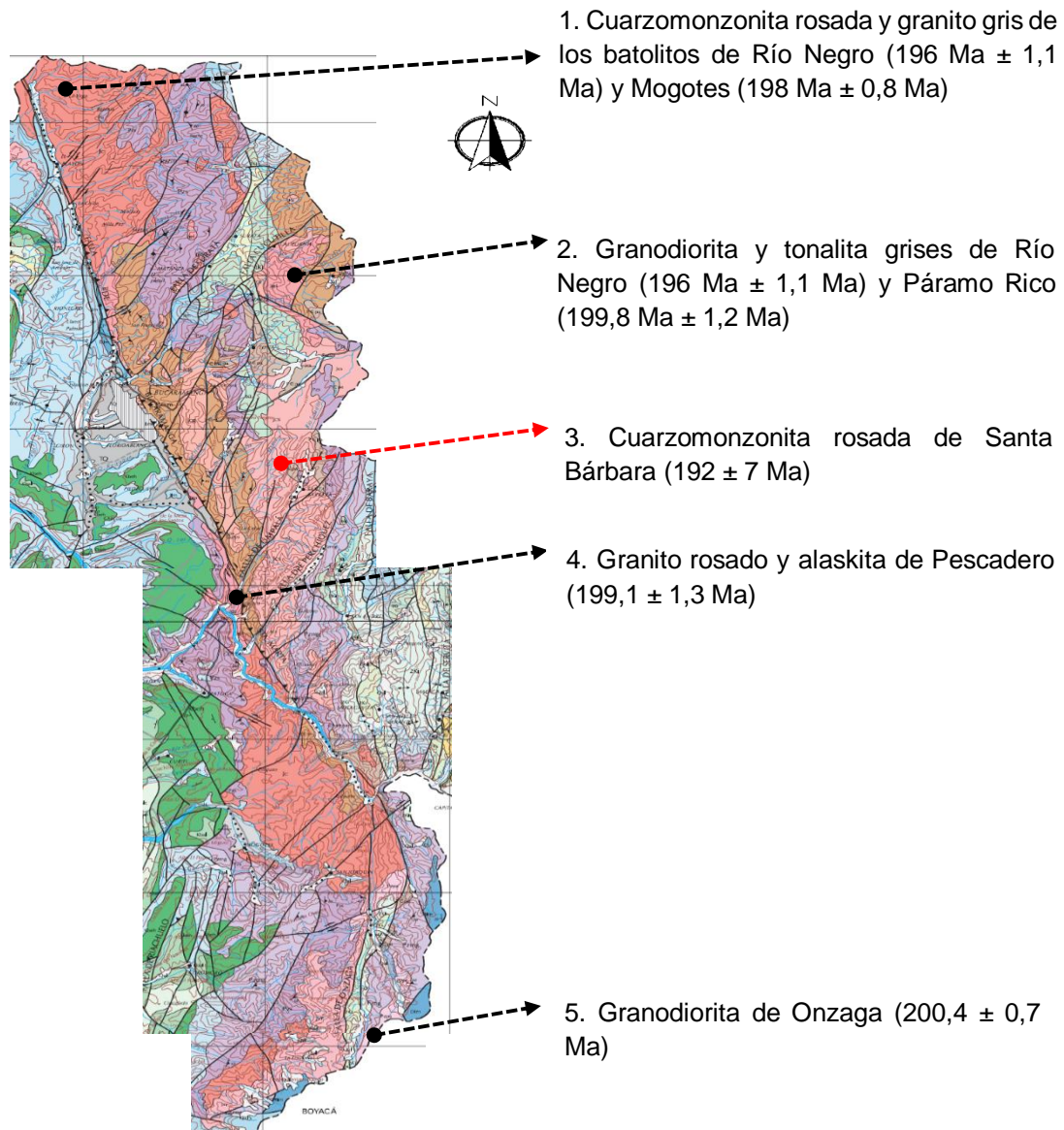
El análisis petrográfico permitió determinar la facies metamórfica que alcanza el contacto con las rocas de la Formación Silgará, siendo esta Hornfelsa Albita-Epidota evidenciada por la paragénesis Qz + Ms + Bt. Las observaciones hechas en campo muestran que el contacto entre el batolito y la Formación Silgará es transicional y sinuoso con desarrollo de una aureola de contacto relativamente amplia, con presencia de diques y disminución en el tamaño de grano, también se encontró presencia de venas aplíticas y el contacto entre El Batolito de Santa Bárbara y la Formación Silgará es discordante.

El emplazamiento del Batolito de Santa Bárbara es considerado como epizonal de acuerdo con los reportes hechos por Clarke (1992) sobre las características presentes en granitos epizonales como metamorfismo regional de la roca caja con facies esquistos verdes – anfibolita (para la Formación Silgará se reportan facies esquistos verdes – anfibolita; García et al., 2005), presencia de alteración hidrotermal, diques y pórfidos (Allado, 2015 reporta presencia de diques aplíticos y riolitas porfidícas en el batolito) y texturas granofírica y mirmequítica (Barker, 1970 reporta la presencia de estas texturas como un rasgo importante en granitos epizonales). Este nivel de emplazamiento propuesto para el Batolito de Santa Bárbara concuerda por lo propuesto por Van der Lelij et al., 2016.

Determinar el mecanismo de emplazamiento de un plutón es una labor compleja ya que para obtener la historia completa se requiere de enormes relieves topográficos y un terreno en el cual el nivel de erosión presente exhiba las partes altas, medias y bajas de un solo plutón (Flood and Shaw, 1979; Barnes et al., 1990 en Clarke, 1992) buscando identificar los diferentes rasgos característicos del mismo; también se debe considerar que el emplazamiento del magma en la corteza esta siempre controlado por la combinación de diferentes mecanismos (Buddington, 1959; Paterson & Fowler, 1993b en Burchardt, 2009). Para el Batolito de Santa Bárbara se sugiere el *stoping* como posible mecanismo de emplazamiento ya que los mecanismos de emplazamiento a niveles superficiales tienden a ser predominantemente pasivos (Agar, 1986) y los procesos característicos son frágiles (Buddington, 1959 en Paterson et al., 1996), lo cual concuerda con lo observado en campo: contacto discordante y ausencia de deformación dúctil.

Ward et al., 1973 determinaron que la mayoría de las rocas ígneas que conforman el Grupo Plutónico de Santander pertenecían a un solo intervalo plutónico basados en edades radiométricas y relaciones estratigráficas. Los recientes estudios realizados por Van der Lelij et al., 2015 por el método U – Pb podrían sugerir que algunos de los cuerpos que forman el Grupo Plutónico de Santander son contemporáneos. Los análisis geoquímicos realizados por Hernández, 2016 sobre el Batolito de Río Negro concuerdan con los obtenidos en el presente estudio, resaltando las firmas calcoalcalinas que presentan los magmas, la asociación de Granitos Tipo S y Tipo A y el posible ambiente tectónico relacionado (*back arc*). Se sugiere realizar un estudio completo de los demás cuerpos intrusivos del Grupo Plutónico de Santander con el fin de confirmar el ambiente extensivo reportado aquí y las características geoquímicas del magma que dio origen a estos cuerpos. La Figura 48 muestra la ubicación de los intrusivos del Grupo Plutónico de Santander y sus edades reportadas.

Figura 48. Ubicación y edades reportadas por Van der Lelij et al., 2015 para las unidades que conforman el Grupo Plutónico de Santander. La flecha roja ubica el cuerpo en estudio. Modificado de Royero y Vargas, 1999. Escala 1:300.000



## 8. CONCLUSIONES

Las rocas pertenecientes al Batolito de Santa Bárbara en las inmediaciones de Berlín y Silos se componen de dos facies ígneas principales, una sienogranítica y otra cuarzomonzonítica y de manera general son holocristalinas, hipidiomórficas, inequigranulares de grano grueso.

A nivel geoquímico el Batolito de Santa Bárbara se compone de rocas peraluminosas, calcoalcalinas altas en K con evidencia de procesos de diferenciación química; estos análisis permitieron identificar dos poblaciones de granitos: unos granitos Tipo S que presentan características geoquímicas similares a adakitas y que pueden ser producto de magmas híbridos, y granitos Tipo A1 asociados a un ambiente de *rift*. Esta asociación de granitos se relaciona con un ambiente distensivo (*back arc rifting*) considerando que estos tipos de granitos presentan fuentes diferentes es posible que el Batolito de Santa Bárbara se haya generado de diferentes pulsos magmáticos y para confirmar este hecho es necesario llevar a cabo un estudio más detallado de todo el cuerpo ígneo.

Las características texturales observadas en las secciones delgadas del Batolito de Santa Bárbara (texturas mirmequíticas, peritíticas, gráficas y granofíricas) confirman el carácter hipersolvus-subsolvus del mismo donde es probable que los granitos hipersolvus se deriven de los subsolvus, mediante un proceso de fraccionamiento dominado por esta fase, que causa un empobrecimiento progresivo del magma en Ca.

La facies metamórfica alcanzada en el contacto entre El Batolito de Santa Bárbara y la Formación Silgará (roca caja) corresponde a Hornfelsa facies Albita-Epidota, este contacto es discordante, tajante o neto y con desarrollo de una aureola de contacto que presenta diques y disminución en el tamaño de grano, características que sumadas a la presencia de venas aplíticas, las texturas encontradas en el batolito, y la facies metamórfica de la Formación Silgará permiten determinar un nivel de emplazamiento epizonal y un posible mecanismo de *stoping* magmático.

## 9. RECOMENDACIONES

Para corroborar si el Batolito de Santa Bárbara es el resultado de diferentes pulsos magmáticos se sugiere realizar un estudio más detallado de todo el cuerpo ígneo.

En relación con las muestras del batolito que de acuerdo a la geoquímica presentan una afinidad adakítica se sugiere un muestreo geoquímico más extenso de las rocas que conforman el cuerpo ígneo de Santa Bárbara en la zona de estudio que incluyan estudios con isotopos radiogénicos y estudios geofísicos para confirmar si las rocas del batolito tienen en efecto una afinidad adakítica o son el resultado de magmas híbridos.

Se sugiere un muestreo completo del cuerpo ígneo de Santa Bárbara para confirmar el mecanismo de emplazamiento propuesto en este informe.

## BIBLIOGRAFÍA

AGAR, R. A. Structural geology of felsic plutonic rocks in The Arabian Shield; styles, modes and levels of emplacement. *Journal of African Earth Science*. 1983, Vol. 4, pp. 105-121.

ALLADO, Mayra Alejandra. Geología del área de Berlín, Macizo de Santander. Trabajo de Grado, Bucaramanga. Universidad Industrial de Santander. 2015.

BÁEZ, B. P. Petrografía de los granitoides en los sectores de Vetas, California y Charta, Macizo de Santander. Trabajo de Grado, Bucaramanga. Universidad Industrial de Santander. 2012.

BARKER, Daniel S. Compositions of Granophyre, Myrmekite and Graphic Granite. *Geological Society of America Bulletin*. 1970, Vol. 81, pp. 3339-3350.

BATCHELOR, Richard. & BOWDEN, Peter. Petrogenetic Interpretation of Granitoids Rocks Series Using Multicationic Parameters. *Chemical Geology*. 1985, Vol. 48, N° 1, pp 43-55.

BEST, Myron. Igneous and Metamorphic petrology. 2 Ed. United States. Blackwell Science Ltda. 2003. ISBN 1-40510-588-7

BURCHARDT, Steffi. Mechanism of magma emplacement in the upper crust. Tesis de Doctorado. Georg-August-Universität Göttingen. 2009.

CASTILLO, Paterno R. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*. 2006, Vol 51, N° 3, pp 257-268.

CHAPPELL, B. W. & WHITE, J. R. I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Science*. 1992, Vol. 83, Issue 1-2, pp 1-26.

CLARKE, D. Barrie. Granitoid Rocks. Topics in The Earth Sciences. London. Chapman & Hall. 1992, p 149. ISBN 412-29170-3.

CLEMENS, J. D. S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. *Earth Science Reviews*. 2003, Vol. 61, pp 1-18.

COBBING, E. J. A Comparison of granites and their tectonic settings from The South American Andes and Southeast Asian tin belt. *Geological Society of America*. 1990, special paper 241.

DAVIES, J. F. & WHITEHEAD, R. E. Alkali-Alumina Molar Ratios of Altered and Unaltered Rhyolites. 2006, Vol. 15, N° 1-2, pp 75-88.

DEBON, F. & LE FORT, P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*. 1983, Vol. 73, pp. 135–149.

DEFANT, M. J. AND DRUMMOND, M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*. 1990, Vol. 347, pp. 662-665.

DE LA ROCHE, H. et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses-its relationship and current nomenclature. *Chemical Geology*. 1980, Vol. 29, pp 193-210.

EBY, G. Nelson. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geological Society of America*. 1992, Vol 20, pp. 641-644.

FROST, B. Ronald & FROST, Carol. Essentials of Igneous and Metamorphic petrology. United States of America. Cambridge University Press, 2015. ISBN 978-1-107-02754-1

GARCÍA, Carlos Alberto et al. Medium-Pressure Metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología*. 2005, Vol. 27, N° 2, pp. 43-68.

GOLDSMITH, Richard, MARVIN, Richard F., MEHNERT, Harald H. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes, U. S. *Geological Survey Professional Paper*. 1971, Vol 750 – D. pp D41-D49.

HASTIE, A. R. et al. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th - Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*. 2007, Vol. 48, N° 12, pp 2341-2357.

HERNANDEZ, Sergio Andrés. Petrografía y Geoquímica de las rocas ígneas aflorantes al sur del municipio de Cáchira: Aporte al conocimiento geológico del Batolito de Río Negro (Magmatismo Jurásico) en el Macizo de Santander. Trabajo de Grado, Bucaramanga. Universidad Industrial de Santander. 2016.

JANOŠEK, V., FARROW, C. & ERBAN, V. Geochemical Data toolkit (GCDkit). GCDkit versión 4.1. [online] [Praga: República Checa] February 10, 2016. Disponible en internet: <http://www.gcdkit.org/>

JIANG, Yao Hui et al. Petrogenesis and tectonic implications of Early Cretaceous S and A type granites in the northwest of the Gan- Hang rift, SE China, *Lithos*. 2011, Vol.121, pp 55-73.

LÓPEZ, J. P. & BELLOS, L. I. Textura y Estructura de las Rocas Ígneas: Significado Petrológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas. Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO). 2006, Miscelánea INSUGEO 15.

NAKAMURA, Noboru. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1974. Vol. 38, N° 5, pp. 757-775.

PARADA, Miguel A. La asociación de granitos subsolvus e hipersolvus del Plutón Monte Grande (Chile 30°S) y el desarrollo de sus pertitas. *Revista Geológica de Chile*. 1984, N° 23, pp. 69-77.

PATERSON, Scott R. et al. Pluton emplacement in arcs: a crustal scale Exchange process. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science*. 1996, Vol. 87, pp. 115-123.

PEARCE, Julian A., HARRIS, Nigel & TINDLE, Andrew G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. 1984, Vol. 25, N° 4, pp 956-983.

PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from The Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1976, Vol. 58, pp 63-81.

PHILPOTTS, Anthony. & AGUE, Jay. Principles of Igneous and Metamorphic petrology. 2 Ed. United Kingdom. TJ International Ltda. 2009. ISBN 978-0-521-88006-0.

PRIETO, Daniel et al. Programa de Exploración de Granitoides de Colombia, Macizo de Santander: Área California, Vetas, Berlín, Tona, Charta. 2010, INGEOMINAS.

RESTREPO-PACE, P. A. Late Precambrian to early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data. Unpub. Ph.D. thesis, University of Arizona. 1995, Vol.1-195.

ROYERO, Jairo & CLAVIJO, Jairo. Memoria Explicativa del Departamento de Santander, escala 1:300.000. 2001, INGEOMINAS.

ROYERO, J. M. & VARGAS, R. Geología del Departamento de Santander. Escala 1:300.000. 1999, INGEOMINAS.

SHAND, S. J. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification and their Relation to Ore-Deposits with a chapter on Meteorite. New York: Jhon Wiley & Sons. 1943.

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, Vol. 42, N° 1, pp. 313-345.

TOUSSAINT, J. F. Evolución Geológica de Colombia – Triásico y Jurásico, Universidad Nacional Medellín. 1995, Tomo 2: 94 p.

VAN DER LELIJ, Roelant et al. Paleozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific oceans. *Gondwana Research*. 2015.

VAN DER LELIJ, Roelant et al. Thermochronology and tectonics of the Mérida Andes and the Santander Massif, NW South America. *Lithos*, 2016.

VARGAS, R., et al. Geología del Cuadrángulo I-13, Málaga. INGEOMINAS. *Boletín Geológico*. 1976, Vol. 24 (3) (1981), 1-76. Bogotá.

VARGAS, R., et al. Geología de las planchas 136 Málaga y 152 Soatá, Cuadrángulo I-13, INGEOMINAS. *Boletín de Geología*. 1981, Vol. 24 (3), pp 1-76. Bogotá.

WARD, W. et al. Memoria explicativa cuadrángulo H12 Bucaramanga, planchas 109 Rio Negro – 120 Bucaramanga y cuadrángulo H13 Pamplona, planchas 110 Pamplona-121 Cerrito, escala 1:100.000, *Boletín Geológico XXI*. 1973, Vol. 1-3.

WHALEN, Joseph B., CURRIE, Kenneth L. & CHAPPELL, Bruce W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987, Vol. 95, pp 405-419.

WHITNEY, Donna & EVANS, Bernard. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 2010, Vol. 95, pp. 185-187.

## ANEXOS

### ANEXO A. RESULTADOS DE ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SrO	BaO	LOI
<b>JL-CSB-038</b>	78	12.65	0.73	0.51	0.04	3.17	4.99	<0.01	0.06	0.03	0.01	<0.01	<0.01	0.98
<b>JL-CSB-039</b>	72.5	13.85	2.26	1.61	0.67	2.99	4.54	<0.01	0.3	0.07	0.13	0.03	0.07	1.57
<b>JL-CSB-041A</b>	74.3	14.65	2.03	1.79	0.62	3.13	4.78	<0.01	0.28	0.06	0.08	0.03	0.06	1.09
<b>JL-CSB-041C</b>	78.2	12.65	0.77	0.67	0.04	3.85	4.37	<0.01	0.06	0.02	0.02	<0.01	<0.01	0.73
<b>JL-CSB-042</b>	77	12.35	0.82	0.76	0.03	2.88	5.15	<0.01	0.08	0.02	0.01	0.01	<0.01	0.74
<b>JL-CSB-043</b>	64.7	16.35	2.3	4.04	0.72	8.42	0.05	<0.01	0.48	0.21	0.15	0.04	<0.01	2.45

	Ba	Ce	Cr	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd	Pr	Rb	Sm
<b>JLCSB-038</b>	29.2	30.6	10	9.66	1.98	1.74	0.32	18.1	2.07	4.4	0.55	27.4	0.46	15	14.9	5.28	337	2.45
<b>JLCSB-039</b>	620	92.7	10	4.03	3.14	1.86	1.07	18.8	4.07	3.7	0.67	50.2	0.28	26	32.6	9.88	207	5.01
<b>JLCSB-041A</b>	522	68.2	10	3.8	2.54	1.48	0.71	17.6	3.06	4.2	0.57	40.7	0.29	23.2	25	7.95	198.5	3.91
<b>JLCSB-041C</b>	38.6	21.2	10	6.96	0.56	0.62	0.15	19.1	0.57	3.7	0.15	7.9	0.23	20.4	4.2	1.49	271	0.71
<b>JLCSB-042</b>	27.8	28.6	10	6.85	0.69	0.71	0.17	15.3	0.73	3.3	0.19	17.7	0.2	12.4	8.4	2.9	227	1.04
<b>JLCSB-043</b>	35.5	100.5	20	1.02	3.22	2.04	1.12	20.5	4.38	5.4	0.71	51	0.3	15	34.2	10.55	2.2	5.59

	<b>Sn</b>	<b>Sr</b>	<b>Ta</b>	<b>Tb</b>	<b>Th</b>	<b>Tm</b>	<b>U</b>	<b>V</b>	<b>W</b>	<b>Y</b>	<b>Yb</b>	<b>Zr</b>
<b>JL-CSB-038</b>	2	33.3	1.7	0.31	32.8	0.36	11.8	9	1	20	2.77	84
<b>JL-CSB-039</b>	2	288	1.9	0.54	27.8	0.3	3.49	43	2	18.7	2.09	125
<b>JL-CSB-041A</b>	2	244	1.8	0.45	36.6	0.29	8.23	37	2	16.6	2.02	130
<b>JL-CSB-041C</b>	2	32.9	2.4	0.11	31.9	0.14	9.33	6	2	5.8	1.14	65
<b>JL-CSB-42</b>	1	43.4	1.3	0.13	41.3	0.13	5.04	<5	2	6.8	1.17	75
<b>JL-CSB-043</b>	2	373	1.4	0.66	27.6	0.33	4.87	53	5	19.9	2.17	183

	<b>Ag</b>	<b>As</b>	<b>Cd</b>	<b>Co</b>	<b>Cu</b>	<b>Li</b>	<b>Mo</b>	<b>Ni</b>	<b>Pb</b>	<b>Sc</b>	<b>Tl</b>	<b>Zn</b>
<b>JL-CSB-038</b>	<0.5	<5	<0.5	<1	1	10	<1	2	43	3	<10	10
<b>JL-CSB-039</b>	<0.5	<5	<0.5	3	13	20	<1	3	24	5	10	39
<b>JL-CSB-041A</b>	<0.5	<5	<0.5	3	2	40	<1	2	25	4	<10	30
<b>JL-CSB-041C</b>	<0.5	<5	<0.5	<1	1	10	<1	<1	41	3	<10	9
<b>JL-CSB-042</b>	<0.5	<5	<0.5	<1	2	10	<1	1	30	2	10	5
<b>JL-CSB-043</b>	<0.5	<5	<0.5	3	4	20	<1	2	60	5	10	77

## ANEXO B. DATOS ESTRUCTURALES TOMADOS EN CAMPO

ESTACIÓN JL-CSB-033	
Dato	Tipo
089/75	foliación $S_{n+1}$
238/14	Foliación $S_{n+2}$
238/15	Foliación $S_{n+2}$
086/80	Foliación $S_{n+1}$
250/10	Foliación $S_{n+2}$
072/74	Foliación $S_{n+1}$
245/18	Foliación $S_{n+2}$
084/72	Foliación $S_{n+1}$
089/72	Foliación $S_{n+1}$
172/76	Vena de Qz
166/86	Vena de Qz
174/70	Vena de Qz
168/88	Vena de Qz
092/81	Foliación $S_{n+1}$
285/19	Foliación $S_{n+2}$
090/80	Foliación $S_{n+1}$

ESTACIÓN JL-CSB-034	
Dato	Tipo
122/75	Foliación $S_{n+1}$
114/80	Foliación $S_{n+1}$
121/74	Foliación $S_{n+1}$
210/75	Diaclasa
114/86	Foliación $S_{n+1}$
130/74	Foliación $S_{n+1}$
130/70	Foliación $S_{n+1}$
150/76	Foliación $S_{n+1}$
130/80	Foliación $S_{n+1}$
134/76	Foliación $S_{n+1}$

ESTACIÓN JL-CSB-035	
Dato	Tipo
235/89	Falla
176/46	Vena Qz
163/85	Vena Qz
067/57	Vena Qz
188/34	Falla
183/66	Diaclasa
353/80	Diaclasa
160/38	Diaclasa
186/87	Diaclasa
070/80	Diaclasa
150/85	Diaclasa
218/86	Vena Qz
045/55	Vena Qz
350/78	Vena Qz
30/74	Vena Qz
043/85	Vena Qz
102/43	Foliación $S_{n+2}$
103/50	Foliación $S_{n+2}$
205/88	Plano axial
086/55	Foliación $S_{n+2}$

ESTACIÓN JL-CSB-036	
Dato	Tipo
155/33	Foliación $S_{n+1}$
030/75	Diaclasa
326/75	Diaclasa
340/54	Diaclasa
052/85	Diaclasa
135/50	Foliación $S_{n+1}$

<b>ESTACIÓN JL-CSB-037</b>	
<b>Dato</b>	<b>Tipo</b>
<b>025/84</b>	Foliación Sn <sub>+1</sub>
<b>020/80</b>	Foliación Sn <sub>+1</sub>
<b>215/84</b>	Foliación Sn <sub>+1</sub>
<b>027/85</b>	Diaclasa
<b>238/89</b>	Plano fricción
<b>035/75</b>	Diaclasa
<b>144/59</b>	Diaclasa
<b>157/65</b>	Diaclasa
<b>030/80</b>	Diaclasa
<b>157/73</b>	Diaclasa
<b>040/34</b>	Diaclasa
<b>020/66</b>	Diaclasa
<b>105/60</b>	Diaclasa

<b>ESTACIÓN JL-CSB-038</b>	
<b>Dato</b>	<b>Tipo</b>
<b>315/20</b>	Diaclasa
<b>060/74</b>	Diaclasa
<b>186/84</b>	Diaclasa
<b>070/70</b>	Diaclasa
<b>345/40</b>	Diaclasa
<b>063/60</b>	Diaclasa
<b>340/70</b>	Diaclasa
<b>010/89</b>	Diaclasa
<b>032/66</b>	Diaclasa
<b>060/63</b>	Diaclasa
<b>095/80</b>	Diaclasa
<b>095/66</b>	Diaclasa
<b>188/84</b>	Diaclasa
<b>185/89</b>	Diaclasa

<b>ESTACIÓN JL-CSB-039</b>	
<b>Dato</b>	<b>Tipo</b>
<b>298/79</b>	Diaclasa
<b>290/80</b>	Diaclasa
<b>250/89</b>	Diaclasa
<b>114/50</b>	Diaclasa

<b>ESTACIÓN JL-CSB-040</b>	
<b>Dato</b>	<b>Tipo</b>
<b>302/80</b>	Vena aplítica
<b>350/89</b>	Vena aplítica
<b>296/82</b>	Vena aplítica
<b>130/50</b>	Diaclasa
<b>310/62</b>	Vena aplítica
<b>142/70</b>	Diaclasa
<b>275/80</b>	Diaclasa
<b>310/82</b>	Vena aplítica
<b>105/84</b>	Diaclasa
<b>308/78</b>	Vena aplítica
<b>175/84</b>	Diaclasa
<b>105/76</b>	Diaclasa

<b>ESTACIÓN JL-CSB-041</b>	
<b>Dato</b>	<b>Tipo</b>
<b>060/78</b>	Diaclasa
<b>040/85</b>	Diaclasa
<b>084/89</b>	Diaclasa
<b>076/82</b>	Diaclasa
<b>202/70</b>	Diaclasa
<b>014/75</b>	Diaclasa
<b>66/85</b>	Diaclasa
<b>206/78</b>	Diaclasa
<b>293/83</b>	Dique aplítico
<b>095/66</b>	Dique aplítico
<b>015/72</b>	Dique aplítico
<b>296/78</b>	Dique aplítico
<b>008/84</b>	Dique aplítico
<b>025/50</b>	Vena aplítica

<b>ESTACIÓN JL-CSB-042</b>	
<b>Dato</b>	<b>Tipo</b>
<b>195/50</b>	Vena aplítica
<b>110/80</b>	Diaclasa
<b>172/66</b>	Clivaje tectónico
<b>150/55</b>	Diaclasa
<b>138/82</b>	Diaclasa
<b>135/82</b>	Diaclasa
<b>186/78</b>	Diaclasa
<b>188/78</b>	Diaclasa
<b>080/45</b>	Vena aplítica
<b>146/58</b>	Diaclasa
<b>122/54</b>	Diaclasa
<b>318/84</b>	Vena aplítica
<b>136/88</b>	Diaclasa
<b>336/58</b>	Diaclasa
<b>215/15</b>	Diaclasa
<b>125/62</b>	Diaclasa
<b>158/66</b>	Diaclasa
<b>180/42</b>	Diaclasa

<b>ESTACIÓN JL-CSB-043</b>	
<b>Dato</b>	<b>Tipo</b>
<b>245/86</b>	Diaclasa
<b>087/74</b>	Diaclasa
<b>048/68</b>	Diaclasa
<b>078/70</b>	Diaclasa
<b>080/78</b>	Diaclasa

<b>ESTACIÓN JL-CSB-044</b>	
<b>Dato</b>	<b>Tipo</b>
<b>008/89</b>	Diaclasa
<b>080/84</b>	Diaclasa
<b>174/89</b>	Diaclasa
<b>090/10</b>	Diaclasa
<b>355/80</b>	Diaclasa
<b>250/76</b>	Diaclasa
<b>100/74</b>	Diaclasa
<b>215/30</b>	Diaclasa
<b>080/89</b>	Diaclasa
<b>352/80</b>	Diaclasa
<b>330/74</b>	Diaclasa
<b>308/64</b>	Diaclasa
<b>196/72</b>	Diaclasa