

**PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS
AFLORES AL SUR DEL MUNICIPIO DE CÁCHIRA: APOORTE AL
CONOCIMIENTO GEOLÓGICO DEL BATOLITO DE RIONEGRO
(MAGMATISMO JURÁSICO) EN EL MACIZO DE SANTANDER**

SERGIO ANDRÉS HERNÁNDEZ GELVES

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGIA
BUCARAMANGA
2016**

**PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS
AFLORES AL SUR DEL MUNICIPIO DE CÁCHIRA: APOORTE AL
CONOCIMIENTO GEOLÓGICO DEL BATOLITO DE RIONEGRO
(MAGMATISMO JURÁSICO) EN EL MACIZO DE SANTANDER**

SERGIO ANDRÉS HERNÁNDEZ GELVES

**Trabajo de Grado para optar al título de
Geólogo**

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

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGIA
BUCARAMANGA
2016**

DEDICATORIA

*A mi madre Gloria Gelves
A mi padre Álvaro Hernández
Por el apoyo incondicional, ser el
mejor ejemplo y siempre creer en mí.*

*A Key Castillo
Con todo mi amor
por ser esa persona especial que
estuvo a mi lado en esta etapa de mi vida.*

*A mi hermana Jessica
A mi hermanito Camilo
A mi segunda madre Maricela
A mi tía Myriam
A mi abuela Aminta
A mis primos y demás familiares.*

*A todos mis amigos y personas que conocí
durante mi paso por la universidad.*

AGRADECIMIENTOS

Agradecimiento muy especial a **Msc. JULIÁN ANDRÉS LÓPEZ ISAZA**, director del proyecto y profesor asociado a la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander, por su orientación, paciencia y todas las cosas que me enseñó.

A la Universidad Industrial de Santander, a la Escuela de Geología y a todos los profesores que tuve en el transcurso de mi carrera, gracias por transmitirme sus conocimientos.

TABLA DE CONTENIDO

	pág.
INTRODUCCIÓN	13
1. OBJETIVOS.....	14
1.1 Objetivo general.....	14
1.2 Objetivos específicos	14
2. LOCALIZACIÓN.....	15
3. METODOLOGÍA	16
4. MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES	17
5. MÉTODOS ANALÍTICOS.....	19
6. RESULTADOS.....	20
6.1 LITOLOGÍA Y RELACIONES DE CAMPO.....	20
6.1.1 Petrografía.	22
6.2 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	29
6.2.1 Elementos Mayores.	30
6.2.2 Elementos Traza.....	33
6.3 DISCUSIÓN	42
7. CONCLUSIONES	46
BIBLIOGRAFÍA.....	47
ANEXOS.....	52

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Mapa de localización.	15
Figura 2. Mapa de localización de muestras.....	20
Figura 3. Fotografías del contacto entre el granitoide (G) y su roca caja (ES).	21
Figura 4. Diagrama QAP de la IUGS para clasificación modal de las muestras analizadas (recomendaciones de Le Maitre et al., 2002).....	22
Figura 5. A) Cuarzo mostrando desarrollo de subgranos. B) Cuarzo con extinción ondulante.	23
Figura 6. A) Fenocristal de microlina (Mc), con inclusiones de plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qz). B) Microclina (Mc) incluida en plagioclasa (Pl), la plagioclasa muestra zonación parchosa.....	23
Figura 7. Cristales de plagioclasa A) Plagioclasa mostrando macla Albita-Carlsbad. B) Plagioclasa con zonación parchosa, formando moscovita secundaria en planos de macla. C) Plagioclasa con zonación oscilatoria y textura de sineusis. D) Plagioclasa con macla de albita, presentando una textura mirmequítica. Todos los cristales presentan alteración a sericita.	24
Figura 8. Cristales de biotita. A) Cristal de biotita alterando a rutilo (Rt). B) Cristal de biotita alterando a epidota (Ep).	25
Figura 9. Minerales accesorios. A) Monacita (Mnz) incluida en cuarzo (Qz). B) Monacita incluida en biotita (Bt). C) Zircón (Zrn) incluido en cuarzo, nicoles paralelos. D) Zircón (Zrn) incluido en cuarzo, nicoles cruzados. E) Apatitos (Ap) aciculares incluidos en cuarzo. F) Apatito (Ap) incluido en cuarzo.	26
Figura 10. Texturas secundarias de estado sub-solidus.....	28
Figura 11. Fotografía de la roca caja muestra SH-1, donde se observa textura decusada en micas como evidencia de metamorfismo de contacto.	28
Figura 12. Test de alteraciones, modificado de Davis & Whitehead (2006).....	29
Figura 13. Diagrama TAS de Cox et al. (1979), las muestras se proyectan en los campos de los granitos y granodioritas.....	30

Figura 14. Diagrama A/NK vs A/CNK de Shand (1943).....	31
Figura 15. Diagramas Harker, donde se muestra la correlación entre el contenido de SiO ₂ y los demás óxidos mayores.	32
Figura 16. Diagrama K ₂ O vs SiO ₂ de Peccerillo and Taylor (1976) para clasificar el tipo de serie magmática.	33
Figura 17. Diagrama de clasificación Th vs Co de Hastie et al. (2007).....	34
Figura 18. Diagrama Rb/Zr vs Nb de Brown et al. (1984).	35
Figura 19. Diagramas de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984). VAG: Arco volcánico, syn-COLG: Sin-colisional, WPG: Intraplaca, ORG: Dorsal oceánica.	35
Figura 20. Diagrama de discriminación tectónica Harris et al. (1986).....	36
Figura 21. Diagrama para discriminar granitos tipo A de los I y S, de Whalen (1987).	37
Figura 22. Diagrama para distinguir granitoides A1 de A2 (Eby, 1992).	38
Figura 23. Patrón de Tierras Raras, normalizado al condrito de Nakamura (1974).	39
Figura 24. Aracnograma de elementos traza, normalizados al manto primitivo de Sun and McDonough (1989).....	39
Figura 25. Diagrama multi-catiónico para discriminación tectónica de Batchelor and Bowden (1985).....	40
Figura 26. Diagrama ACF de Chappell and White (1992), que permite definir la naturaleza y origen del magma, discriminando los granitoides en tipo I y tipo S. ...	41
Figura 27. Diagramas CaO/Na ₂ O vs Al ₂ O ₃ /TiO ₂ y Rb/Ba vs Rb/Sr de Sylvester (1998).	42

LISTA DE ANEXOS

	pág.
Anexo A. Análisis Geoquímicos.....	52

RESUMEN

TITULO:

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS AFLORANTES AL SUR DEL MUNICIPIO DE CÁCHIRA: APORTE AL CONOCIMIENTO GEOLÓGICO DEL BATOLITO DE RIONEGRO (MAGMATISMO JURÁSICO) EN EL MACIZO DE SANTANDER¹

AUTOR:

SERGIO ANDRÉS HERNÁNDEZ GELVES²

PALABRAS CLAVE:

BATOLITO DE RIONEGRO, MACIZO DE SANTANDER, CÁCHIRA, PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA, ROCAS ÍGNEAS, GRANITOS “TIPO S”.

DESCRIPCIÓN:

Las rocas ígneas aflorantes al sur de CÁCHIRA (Norte de Santander) cartografiadas como Batolito de Rionegro, pertenecen a un plutón Jurásico emplazado a un nivel transicional entre la mesozona y la epizona; corresponde a un granitoide “Tipo S” (con moscovita y granate) y presenta tres facies ígneas que corresponden a: monzogranitos pobres en biotita, monzogranitos-granodioritas ricas en biotita y pegmatitas con megacristales de microclina. Como minerales principales aparece cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y moscovita. Estas rocas son ácidas, fuertemente peraluminosas ($A/CNK > 1.1$), calcoalcalinas altas en K, asociadas a un ambiente distensivo relacionado a un arco maduro en un margen continental activo, probablemente una cuenca de extensión trasarco (back arc rifting) o un rift intracontinental, por fusión parcial de rocas metasamíticas siendo el Gneis de Bucaramanga un posible protolito. Este plutón intruye las rocas pertenecientes a la Formación Silgará, generando una aureola de contacto delgada que alcanza las facies metamórfica Hornfelsa Albita-epidota. En el estudio geoquímico se analizaron rocas del Batolito de Rionegro ubicadas en el playón (Santander) con el fin de hacer una comparación entre estas y las rocas de CÁCHIRA; estas muestras del playón se clasificaron con granitoides “Tipo A”. La asociación entre granitoides “Tipo S” y “Tipo A” son comunes en ambientes extensivos, lo que permite suponer que el Batolito de Rionegro es un plutón anidado formado por la inyección de diferentes pulsos magmáticos con composiciones variables.

¹ Trabajo de grado

² Facultad de Ingenierías Físico-Mecánicas. Escuela de Geología. Director: Julián Andrés López Isaza, Geólogo MSc.

ABSTRACT

TITLE:

PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF THE INTRUSIVE IGNEOUS ROCKS OUTCROPPING IN THE SOUTH OF CÁCHIRA: CONTRIBUTION TO RIONEGRO BATHOLITH GEOLOGICAL KNOWLEDGE (JURASSIC MAGMATISM) IN THE SANTANDER MASSIF¹

AUTHOR:

SERGIO ANDRÉS HERNÁNDEZ GELVES²

KEYWORDS:

RIONEGRO BATHOLITH, SANTANDER MASSIF, CÁCHIRA, PETROGRAPHY, GEOCHEMISTRY, IGNEOUS ROCKS, S-TYPE GRANITES.

DESCRIPTION:

The igneous rocks outcropping in south of CÁCHIRA (Norte de Santander) mapped as Rionegro Batholith, belongs to a Jurassic pluton emplaced on transitional level between mesozone and epizone; it corresponds to an "S-type" granitoid (with muscovite and garnet) and has three igneous facies corresponding to: monzogranite poor in biotite, monzogranite-granodiorite rich in biotite and pegmatites with microcline megacrystals. As major minerals appears quartz, plagioclase, alkali feldspar, biotite and muscovite. These rocks are acid, strongly peraluminous ($A / CNK > 1.1$), high K calc-alkaline, associated with extensional environment related to mature arc in an active continental margin, probably back arc rifting or intra-continental rift, by partial melting of metasedimentary rocks being the Bucaramanga gneiss a possible protolith. This pluton intruded the Silgará Formation rocks, creating a thin metamorphic contact aureole that reaches albite-epidote Hornfels facies. In the geochemical study was analyzed rocks at the Rionegro batholith located in the Playón (Santander) in order to make a comparison between these and CÁCHIRA's rocks; the Playón samples were classified as "A-type" granitoids. The association between "S-Type" and "A-Type" granitoids are common in extensive environments, which suggests that the Batholith Rionegro is a nested pluton formed by the injection of different magmatic pulses with variable compositions.

¹ Bachelor Thesis

² Facultad de Ingenierías Físico-Mecánicas. Escuela de Geología. Director: Julián Andrés López Isaza, Geólogo MSc.

INTRODUCCIÓN

Hacia el sur de CÁCHIRA (Norte de Santander) afloran rocas graníticas compuestas principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y moscovita. Estas rocas han sido cartografiadas como Batolito de Rionegro por Ward *et al.* (1973). Este batolito es un plutón extenso con edades de cristalización 196 ± 1.1 m.a. (Van der Lelij, 2013) y edades de enfriamiento 172 ± 6 M.a. y $177 \pm$ M.a. (Goldsmith *et al.*, 1971), que hace parte del Grupo Plutónico de Santander (Ward *et al.*, 1973). En la zona de estudio este plutón se encuentra intruyendo la Formación Esquistos del Silgará, y Ward *et al.* (1973) determinó que este cuerpo está formado principalmente por una facie cuarzomonzonítica. Con el objetivo de aportar al conocimiento geológico del magmatismo Jurásico en el Macizo de Santander, más específicamente del Batolito de Rionegro, este trabajo se centra en el estudio petrográfico y geoquímico de las rocas ígneas aflorantes al sur de CÁCHIRA, con el fin de determinar el ambiente geotectónico, los mecanismos de emplazamiento, y procesos ígneos involucrados en la génesis del plutón.

1. OBJETIVOS

1.1 Objetivo general

Caracterizar petrográfica y geoquímicamente las rocas ígneas intrusivas aflorantes al sur de Cáchira (asociadas al Batolito de Rionegro), con el fin de determinar sus características y definir su contexto tectónico y geodinámico de formación.

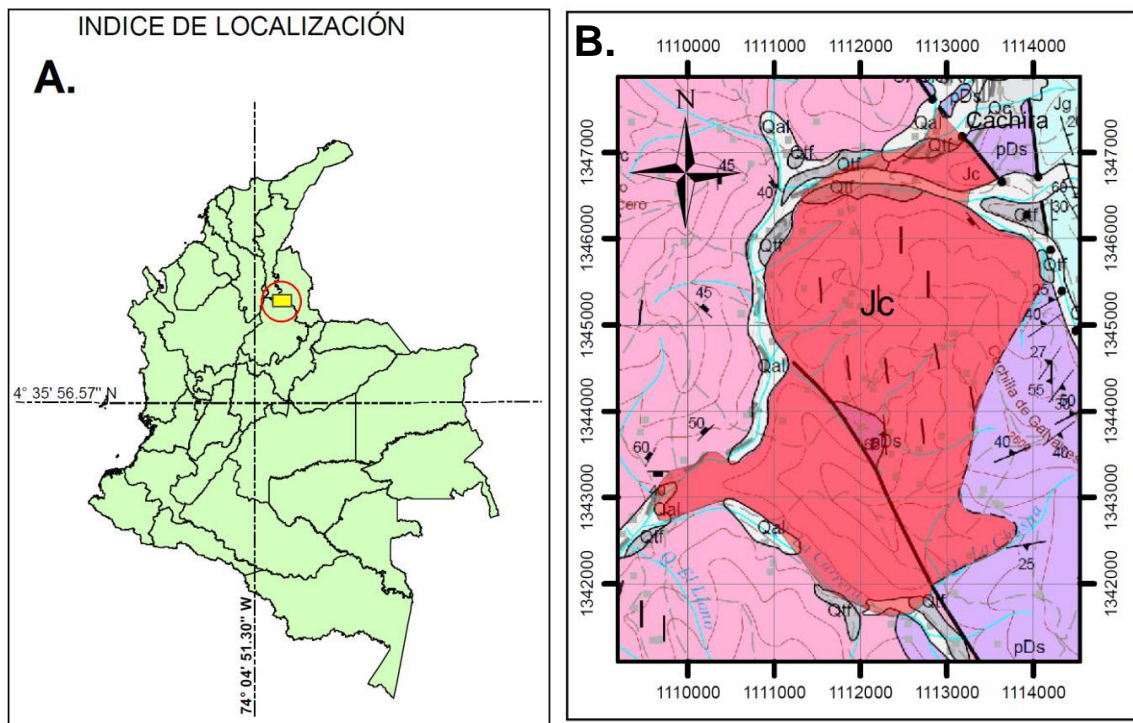
1.2 Objetivos específicos

- Determinar las facies ígneas de las rocas que afloran al sur del Municipio de Cáchira.
- Establecer los mecanismos de emplazamiento de las rocas ígneas intrusivas aflorantes al sur del Municipio de Cáchira.
- Definir el ambiente petrogenético con base en análisis petrográficos y de química de roca total.
- Caracterizar los procesos ígneos diferenciables a partir de los análisis petrográficos y químicos de roca total.

2. LOCALIZACIÓN

El área de trabajo es aproximadamente de 12.7 Km², ubicada dentro de la Plancha 97-II-D a escala 1:25.000, del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC), localizada en Cáchira en el Departamento de Norte de Santander, Macizo de Santander, como se muestra en la Figura 1.

Figura 1. Mapa de localización. A) Ubicación general de la zona. B) Área de estudio (zona roja).



Modificado de Vargas *et al.* (1978).

3. METODOLOGÍA

Este proyecto de investigación fue desarrollado siguiendo una serie de fases consecutivas, las cuales se describen a continuación:

1. Fase de consulta bibliográfica: Durante esta fase se compilo la información geológica disponible acerca del Batolito de Rionegro, con el fin de contextualizar geológicamente el área de estudio de forma regional y local, siguiendo por la consulta de información necesaria para llevar a cabo el análisis petrográfico y geoquímico. La bibliografía fue obtenida en la web utilizando bases de datos disponibles para consulta en la UIS y las que estén abiertas para el público.

2. Fase de campo: Se realizó una salida de campo con el fin de reunir muestras de los afloramientos presentes en el área de estudio y determinar las relaciones de campo entre el plutón y la roca caja.

3. Fase de análisis petrográficos: En esta fase mediante la descripción de las muestras de mano y las secciones delgadas se determinaron texturas y facies minerales, que permitieron hacer un bosquejo de las rocas aflorantes en el área de estudio. Además se definió la facie de metamorfismo de contacto que alcanzo la roca caja.

4. Fase de interpretación de datos: Durante esta fase se analizaron los datos obtenidos en los estudios geoquímicos, utilizando el programa GCDkit 4.1 en la elaboración de las gráficas, con el propósito de clasificar geoquímicamente las rocas. Luego de la interpretación en conjunto de los datos obtenidos en campo, petrografía y geoquímica se elaboró un modelo de génesis para el plutón.

5. Elaboración y entrega del informe final: Finalmente, se registró la información obtenida en el durante la realización del trabajo y se procedió a la elaboración del informe final, siguiendo las normas Icontec para la presentación de trabajos de grado recomendadas por la Universidad Industrial de Santander. Las abreviaturas minerales utilizadas fueron tomadas de Whitney and Evans (2010).

4. MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

El municipio de Cáchira está ubicado en Norte de Santander, en la ladera occidental del Macizo de Santander. Su geología se encuentra dominada por la presencia de la Formación Silgará (pDs), la Formación Girón (Jg) y la Cuarzomonzonita del Batolito de Rionegro (Jc).

La Formación Girón está compuesta por areniscas de grano medio, grueso a ligeramente conglomerático, de color rojo violáceo, rojo grisáceo y gris verdoso, estratificación cruzada, en capas gruesas, con interestratificaciones de limolitas y lodolitas, de color rojo violeta, grisáceo y algunos niveles delgados de conglomerados con guijos de cuarzo hasta de 4 cm. El espesor de esta unidad varía considerablemente de un sitio a otro, desde unos pocos metros hasta 4.650 m en el Río Lebrija. El ambiente de sedimentación es continental, fluvial a lacustre-fluviátil. La Formación Girón reposa en discontinuidad estratigráfica sobre las formaciones Bocas y Jordán e infrayace concordantemente a la Formación Los Santos (Tambor). Para el Grupo Girón se ha establecido una edad Jurásico superior- Cretácico inferior (Royero y Clavijo, 2001).

La Formación Silgará, según Ward, et al. (1973) es una secuencia de rocas clásticas metamorfizadas de estratificación delgada, compuestas por filitas, cuarcitas, esquistos, metareniscas y menores cantidades de pizarra y filita calcárea, cuya sección tipo se localiza en la Quebrada Silgará, afluente del Río Salamanca, al occidente de Cáchira. El grado de metamorfismo de estas litologías varía desde facies esquistos verdes a facies anfíbolita y es de edad Ordovícico temprano (García et al., 2005; Ríos et al., 2003).

El Batolito de Rionegro (Ward *et al.*, 1973) se ubica dentro del Terreno Santander según Etayo et al. (1983), en el Terreno Chibcha en el sentido de Toussaint and Restrepo (1988), y en el Terreno Chicamocha de acuerdo con lo expuesto por Cediél et al. (2003), que constituyen la Provincia Grenvilliana (Gómez *et al.*, 2007). El batolito está encajado dentro de rocas metamórficas correspondientes a esquistos y gneises, donde el contacto oriental es intrusivo en su totalidad con la Formación Silgará, mientras que el contacto occidental, en la región norte central, es con el Neis de Bucaramanga. Adicionalmente intruye al ortoneis continuándose hacia el sur en contacto fallado con el mismo ortoneis y solamente en el suroccidente está cubierto por sedimentos de la Formación Bocas (Vargas et al., 1981).

Composicionalmente se encuentra conformado por cuarzomonzonita (Jc) acompañada de granito rosado pálido en su parte norte y granodiorita con cantidades apreciables de tonalita en la parte sur, cerca del municipio de Rionegro Santander (Ward *et al.*, 1973). La cuarzomonzonita es biotítica, de grano medio, equigranular a subporfírica, rosada a gris claro, y consiste en un 5% de biotita negra y cantidades aproximadamente iguales de cuarzo gris, plagioclasa blanca y feldespato alcalino rosado naranja a rosado pálido. El granito rosado pálido ocurre cerca de los contactos con la Formación Silgará, su composición es parecida a la de la cuarzomonzonita con excepción de su contenido de albita en vez de oligoclasa y hasta 5% de moscovita, mientras que la biotita y el óxido de hierro juntos son menores del 2% (Ward *et al.*, 1973).

El Batolito de Rionegro es considerado de una edad entre el Jurásico Temprano y Medio, basándose en dos mediciones isotópicas por el método K/Ar en biotita de una granodiorita colectada cerca de Santa Cruz, que dieron edades de 172 ± 6 M.a. y $177 \pm$ M.a. (Goldsmith *et al.*, 1971), además de una datación de U-Pb en zircones de una tonalita cerca de Rionegro que dio una edad de 196 ± 1.1 m.a. (Van der Lelij, 2013). Ward *et al.* (1973) incluyó al batolito dentro del grupo plutónico de Santander apoyándose en la semejanza petrológica con otras rocas del mismo grupo, a pesar de haber dado edades más jóvenes en las determinaciones radiométricas K/Ar que las datadas en los otros batolitos de esta zona.

5. MÉTODOS ANALÍTICOS

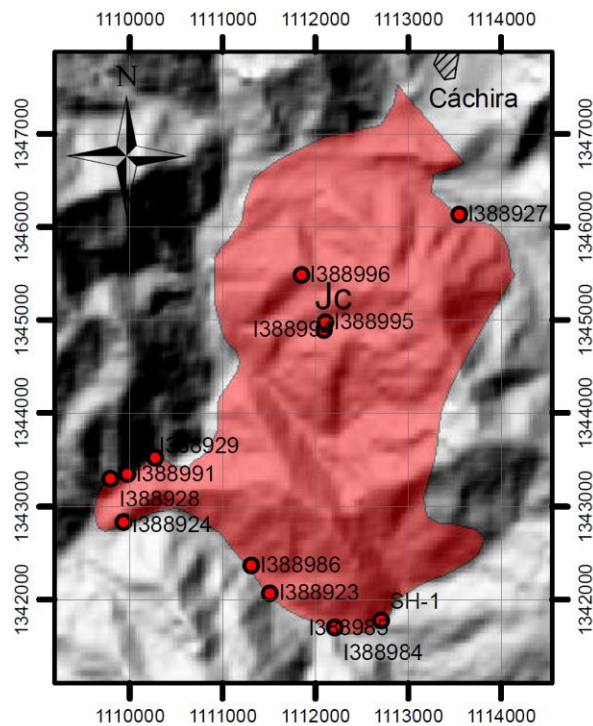
Para el desarrollo del proyecto se usaron 9 láminas delgadas y 16 análisis geoquímicos. Las láminas se elaboraron en Minerlab Ltd. Bogotá, y los análisis geoquímicos en "Laboratorio ALS Canadá. Para los óxidos mayores se analizaron las muestras por "espectroscopia de emisión atómica con plasma acoplado inductivamente (ICP-AES)" y para los elementos traza por "espectroscopia de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS)".

6. RESULTADOS

6.1 LITOLOGÍA Y RELACIONES DE CAMPO

El plutón es una roca leucocrática, fanerítica a subporfírica en algunas zonas debido a la presencia de fenocristales de feldespato alcalino, inequigranular seriada, de tamaño de grano grueso a fino, predominando el tamaño de grano medio. Mineralógicamente está compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita como minerales principales. Esta roca fue clasificada en campo como granitoide según el diagrama QAPF de la UIGS (recomendaciones de Le Maitre *et al.*, 2002). Los accesorios son granate, zircón, apatito, monacita y opacos, los secundarios son sericita, clorita y rutilo. En algunas zonas la roca presenta un alto grado de meteorización. El cuerpo principal es cortado por diques pegmatíticos compuestos por cuarzo, plagioclasa, moscovita y fenocristales de feldespato alcalino de tamaño de grano muy grueso. La ubicación de las muestras se puede apreciar en la figura 2.

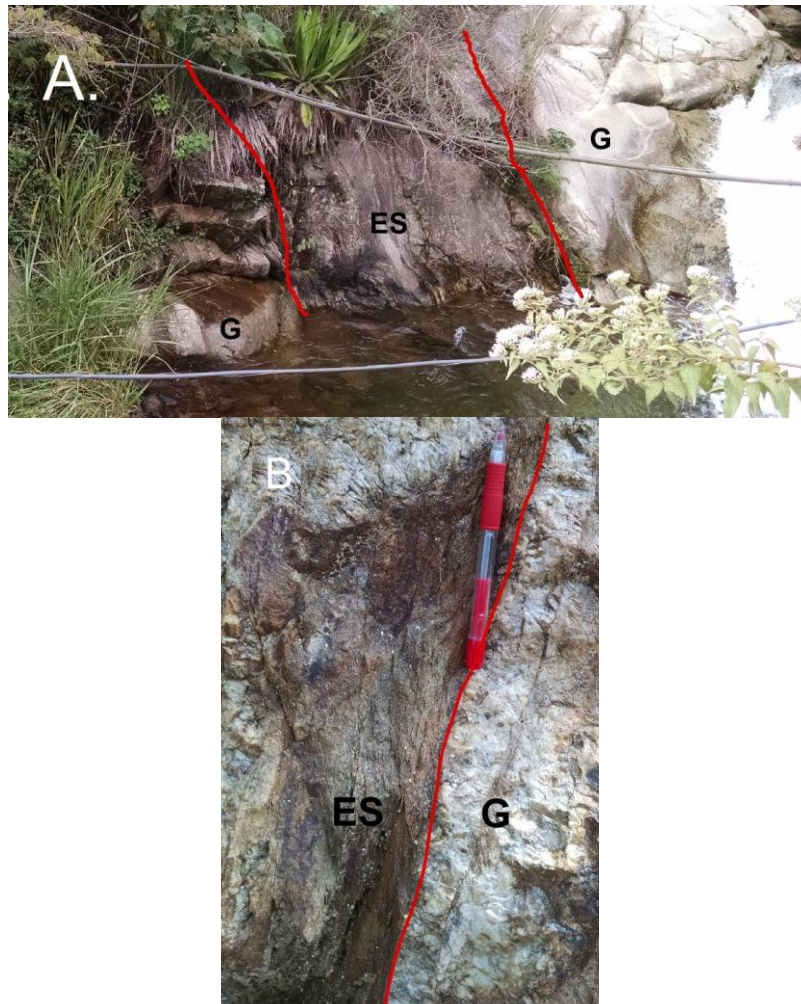
Figura 2. Mapa de localización de muestras.



Mapa realizado por el autor.

Este cuerpo ígneo intruye las rocas metamórficas de la unidad Esquisto del Silgará. El contacto es concordante paralelo a la foliación (FIGURA 3B) aunque en algunas zonas es levemente discordante a esta. En las zonas alejadas del plutón se observan diques pegmatíticos paralelos a la foliación cortando a la roca caja y a medida que se acerca el plutón aparecen techos colgantes (*roof pendant*) de tamaños mayores a 1 metro (FIGURA 3A). Esta intrusión desarrolla un metamorfismo de contacto en la roca caja que es evidente por la presencia de biotitas decusadas. El tamaño de grano del cuerpo ígneo disminuye hacia el borde del contacto mostrando un margen de enfriamiento (*chilled margins*).

Figura 3. Fotografías del contacto entre el granitoide (G) y su roca caja (ES). A) Roof pendant de la unidad Esquitos del Silgará (ES), su espesor es aproximadamente de 1.5 m. B) La intrusión (G) es concordante con la foliación del esquisto (ES).



Fotografías tomadas por el autor.

6.1.1 Petrografía. En el análisis petrográfico se estudiaron las características mineralógicas y texturales de las muestras en secciones delgadas. La clasificación modal se realizó según el diagrama QAP (M<90) de la IUGS (recomendaciones de Le Maitre *et al.*, 2002) mediante el conteo de 500 puntos sobre 8 secciones delgadas, ubicándose las muestras en el campo de los monzogranitos y en el límite entre estos y las granodioritas (FIGURA 4).

Figura 4. Diagrama QAP de la IUGS para clasificación modal de las muestras analizadas (recomendaciones de Le Maitre *et al.*, 2002).

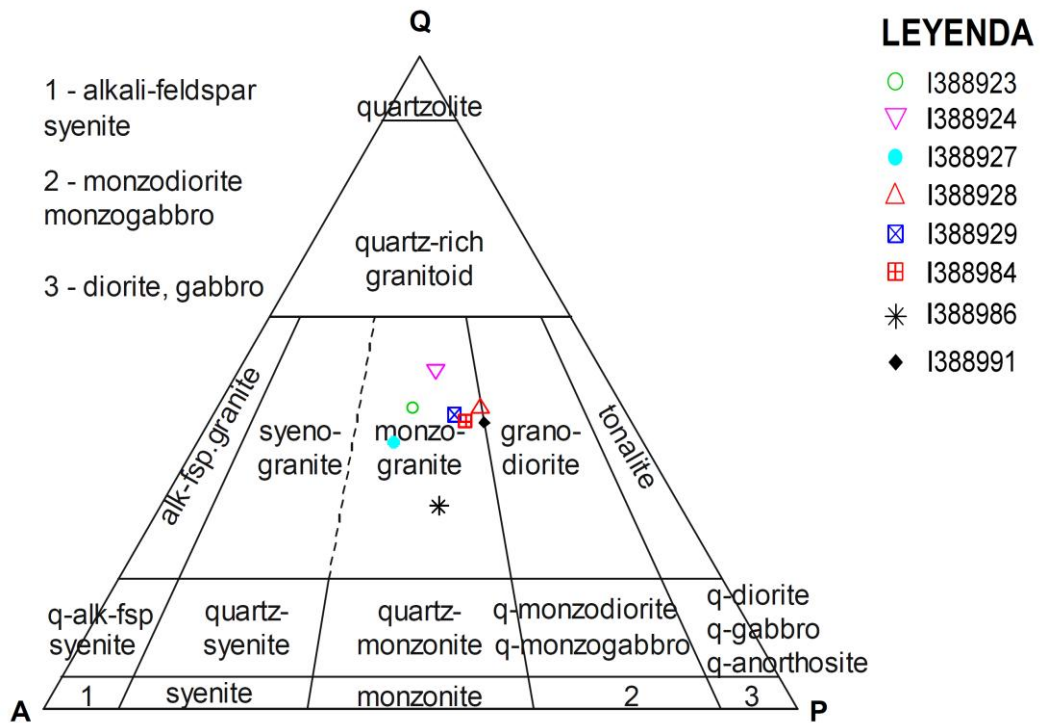
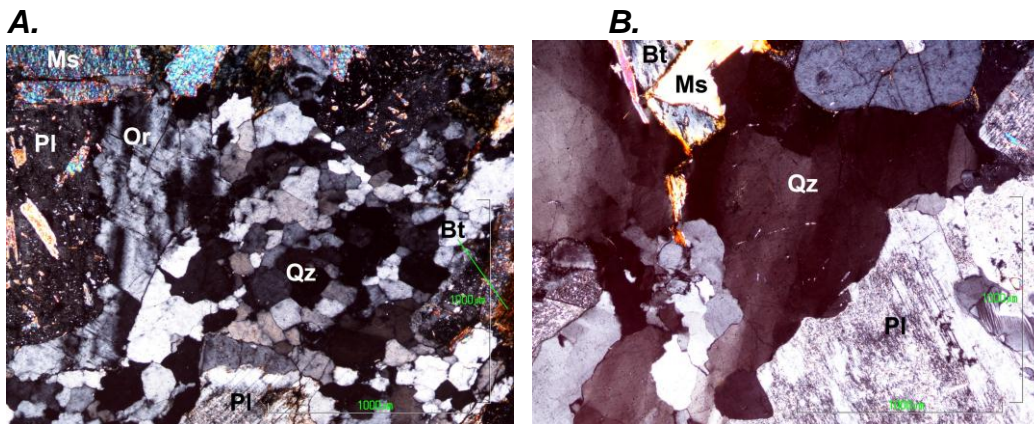


Diagrama elaborado en el programa GCDkit 4.1.

El cuarzo (FIGURA 5) es anhedral de hábito granular con bordes irregulares a levemente rectos en agregados monominerales con tamaño de grano muy fino a medio (< 3mm), también se presenta como cristales aislados dentro de los fenocristales de feldespato alcalino y asociado a plagioclasa formando mirmequitas (FIGURA 7B y 8B). Su porcentaje modal varía entre 31.6% y 47.6%. En algunas zonas muestra desarrollo de subgranos (FIGURA 5A) y extinción ondulante.

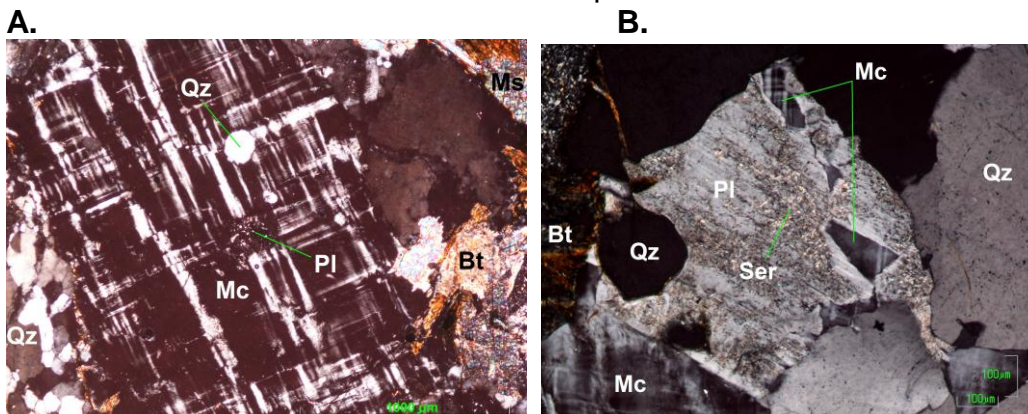
El feldespato potásico (FIGURA 6 y 10A) se presenta tanto como microclina y ortoclasa, predominando en algunas muestras la microclina y en otras la ortoclasa. Su porcentaje modal varía entre 15.2% y 31.2%. Se destaca la presencia de fenocristales euhedrales a subhedrales de tamaño de grano medio a grueso, de hábito tabular con textura poiquilítica incluyendo minerales como cuarzo, plagioclasa y biotita, dándole a la roca una especie de textura porfírica. También se presenta en menor proporción como cristales intersticiales de tamaño de grano fino de ortoclasa, y microclina incluida en plagioclasa (FIGURA 6B) relacionada posiblemente con la zonación parchosa (*patchy zoning*) de estas (Vance, 1965). Los fenocristales de ortoclasa se caracterizan por mostrar texturas peritéticas (FIGURA 10A), mientras que la microclina exhibe su típica macla de tartán o enrejado (FIGURA 6A).

Figura 5. A) Cuarzo mostrando desarrollo de subgranos. B) Cuarzo con extinción ondulante.



Fotografías tomadas por el autor.

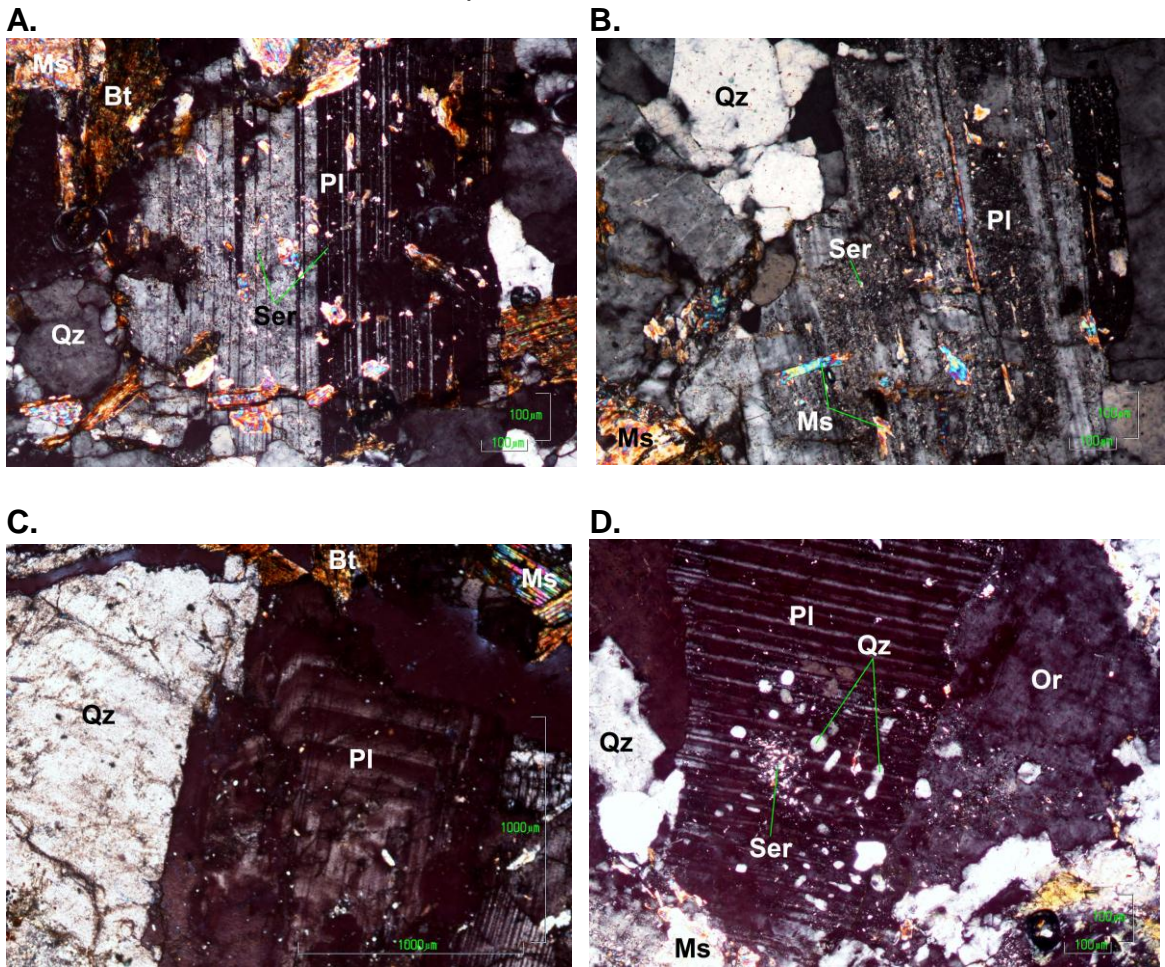
Figura 6. A) Fenocristal de microclina (Mc), con inclusiones de plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qz). B) Microclina (Mc) incluida en plagioclasa (Pl), la plagioclasa muestra zonación parchosa.



Fotografías tomadas por el autor.

La plagioclasa se presenta como cristales subhedrales a anhedrales de hábito tabular y granular, de tamaño de grano fino a medio (< 4mm) formando agregados granulares con cuarzo y feldespato alcalino. Su porcentaje modal varía entre 16% y 36.8%. En el mineral aparecen maclas tipo albita, albita-carlsbad y carlsbad (FIGURA 7A-D). La zonación es normal, oscilatoria y parchosa (Vance, 1965) (FIGURA 3B-C) y algunos cristales presentan sineusis (FIGURA 7C). Su composición oscila entre An₆ y An₉ (según el método de Michel-Levy en Kerr, 1965). Altera a sericita y algunos cristales forman moscovita en planos de foliación y maclas (FIGURA 7B).

Figura 7. Cristales de plagioclasa A) Plagioclasa mostrando macla Albita-Carlsbad. B) Plagioclasa con zonación parchosa, formando moscovita secundaria en planos de macla. C) Plagioclasa con zonación oscilatoria y textura de sineusis. D) Plagioclasa con macla de albita, presentando una textura mirmequítica. Todos los cristales presentan alteración a sericita.

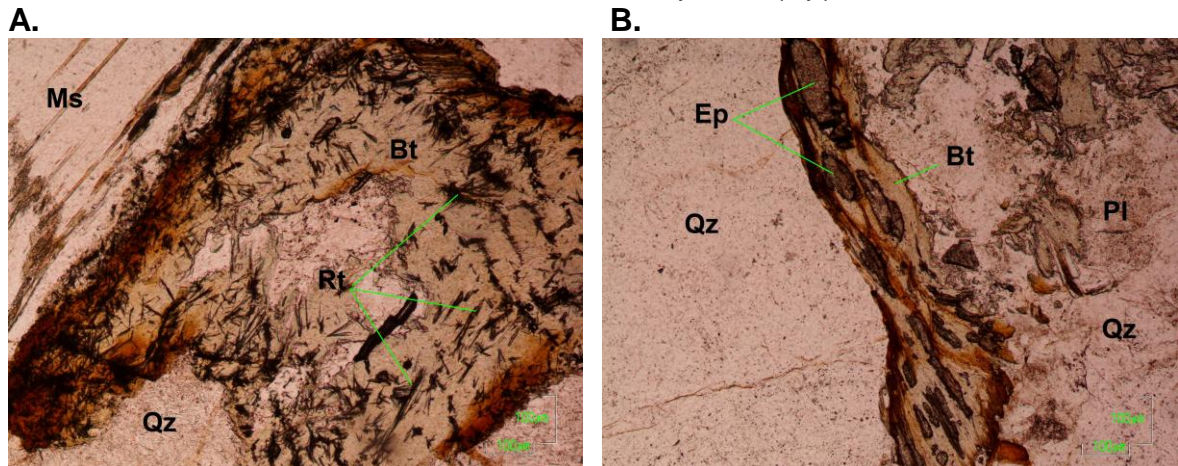


Fotografías tomadas por el autor.

La biotita se presenta como cristales subhedrales a anhedrales, de tamaño de grano muy fino a medio y hábito hojoso. Su porcentaje modal varía entre 1.2% y 16%, siendo las rocas más félsicas las que menor porcentaje poseen. Presenta pleocroísmo de pardo oscuro a café. Se observan dos generaciones de biotita, la primera como cristales subhedrales de tamaño de grano medio y la segunda como cristales anhedrales neoformados con tamaño de grano muy fino a fino (FIGURA 8A-B, 9 B,E). Altera principalmente a clorita aunque en algunas muestras también se encuentra alterando a epidota y a minerales opacos de hábito acicular muy probablemente rutilo (FIGURA 8A-B).

La moscovita se presenta como cristales subhedrales a anhedrales, de tamaño de grano muy fino a medio y hábito hojoso. Su porcentaje modal varía entre 0.4% y 8.8%. Se observan tres variedades, la primera de origen magmático con forma subhedral y tamaño de grano fino a medio, la segunda y tercera de origen secundario por alteración de plagioclasa, la segunda siendo cristales de grano fino formados en los planos de foliación y maclas y la tercera ocurre como sericita en tamaño de grano muy finos (FIGURA 5A, 8^a, 9H y 7B).

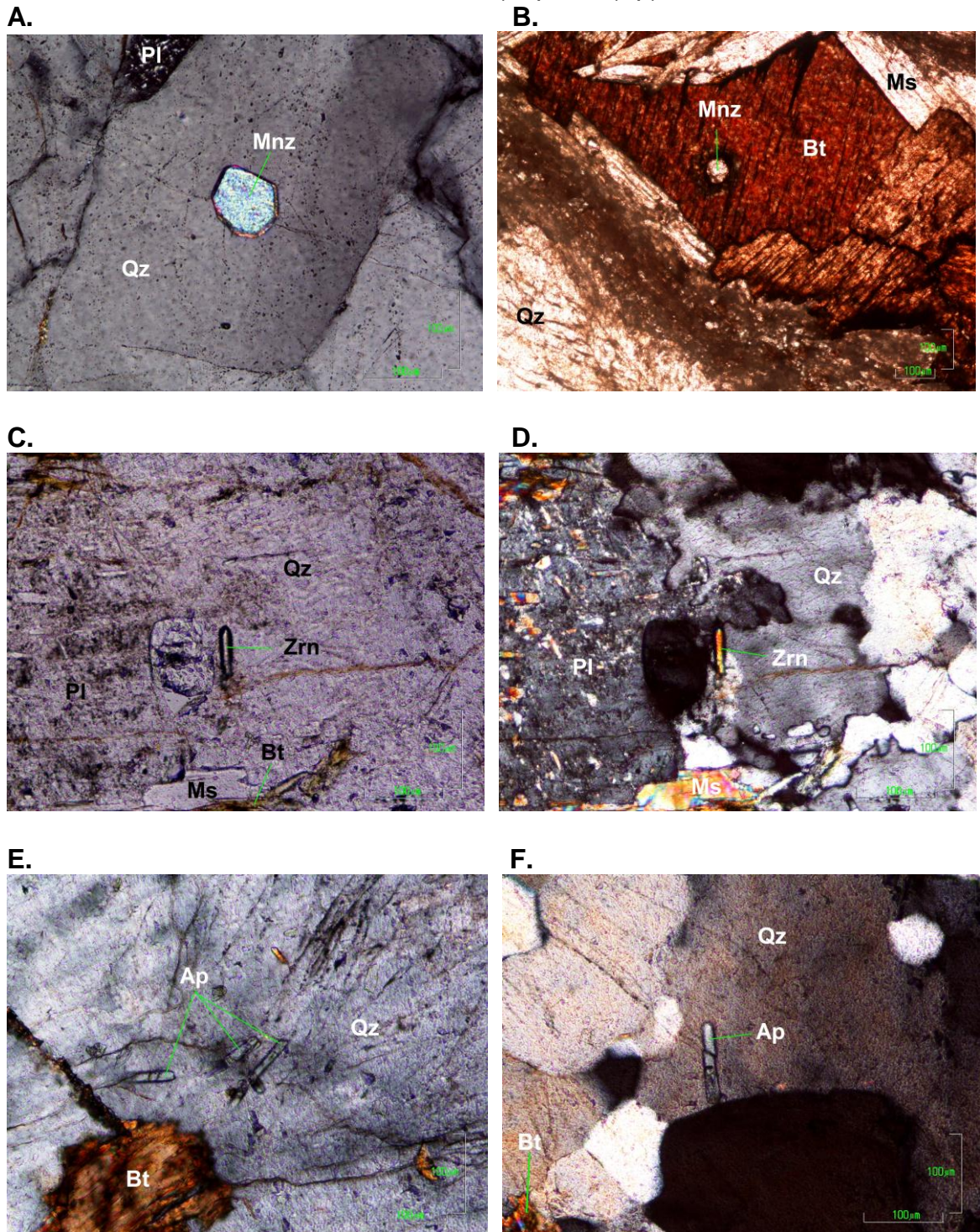
Figura 8. Cristales de biotita. A) Cristal de biotita alterando a rutilo (Rt). B) Cristal de biotita alterando a epidota (Ep).



Fotografías tomadas por el autor

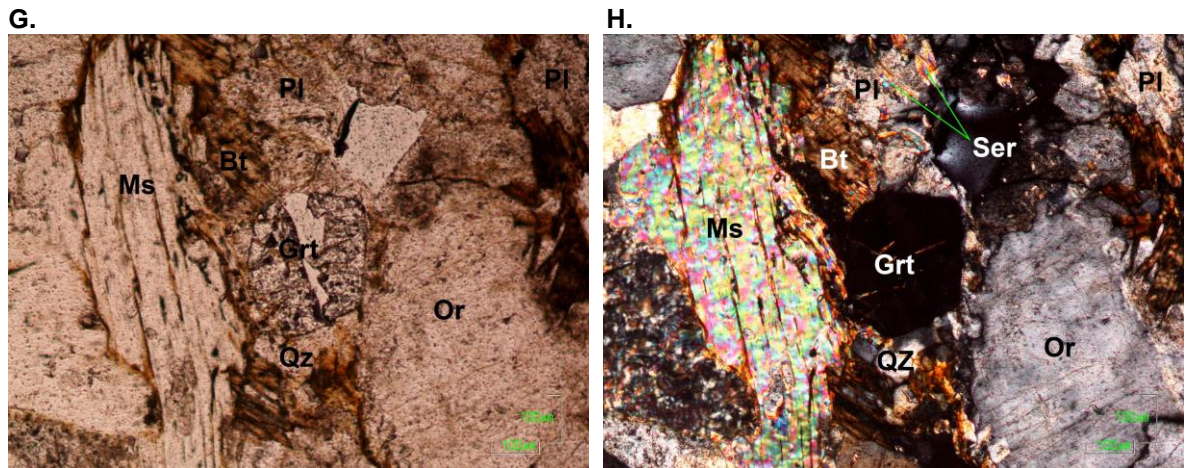
Como minerales accesorios dentro del cuerpo aparecen granates, zircón, apatito, monacita y opacos. Los granates se presentan como cristales subhedrales de tamaño de grano fino y a veces alterando a biotita y clorita (FIGURA 9G-H). Zircón y apatito aparecen como cristales subhedrales de tamaño de grano muy fino, con hábito prismático corto (FIGURA 9C-F). La monacita por su parte se presenta en cristales subhedrales a anhedrales de tamaño de grano muy fino, incluidos en cuarzo y biotita (FIGURA 9A-B), los opacos aparecen como cristales anhedrales de tamaño de grano muy fino.

Figura 9. Minerales accesorios. A) Monacita (Mnz) incluida en cuarzo (Qz). B) Monacita incluida en biotita (Bt). C) Zircón (Zrn) incluido en cuarzo, nicoles paralelos. D) Zircón (Zrn) incluido en cuarzo, nicoles cruzados. E) Apatitos (Ap) aciculares incluidos en cuarzo. F) Apatito (Ap) incluido en cuarzo.



Fotografías tomadas por el autor.

Figura 9 (continuación). G) Granate en nicols paralelos. H) Granate en nicols cruzados.



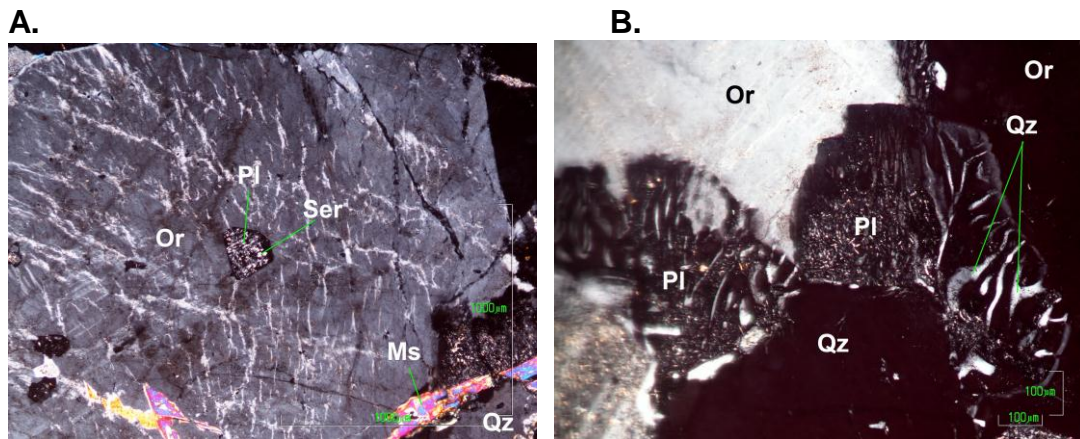
Fotografías tomadas por el autor.

En el cuerpo ígneo se aprecian texturas primarias y secundarias en el sentido de Shelley (1993). Las primeras son aquellas texturas generadas a partir de procesos magmáticos y que registran eventos de enfriamiento y cristalización del fundido, las segundas están relacionadas con procesos que ocurren un poco antes o después de la solidificación del magma. Las texturas primarias en la roca que se pueden apreciar son las texturas granítica y poiquilítica (Shelley, 1993).

En las texturas secundarias tenemos según Shelley (1993) texturas generadas por eventos sub-solidus y por deformación de estado sólido. Entre las relacionadas con estado sub-solidus aparecen texturas de desmezcla, como perfitas (FIGURA 10A), que se forman en fenocristales de algunas muestras donde el feldespato potásico predominante es la ortoclasa. Intercrecimientos simplectíticos entre cuarzo y plagioclasa o mirmequitas (FIGURA 10B) que se presentan en todas las muestras analizadas, se observan como gusanos, varillas y burbujas de cuarzo dentro de las plagioclasa formándose en los contactos entre cristales de feldespato potásico y estas, creciendo desde el contacto hacia el interior. Otras de las texturas sub-solidus observadas son las texturas de inversión, evidenciadas por las maclas de transformación (FIGURA 6A) generadas por la inversión de ortoclasa a microclina.

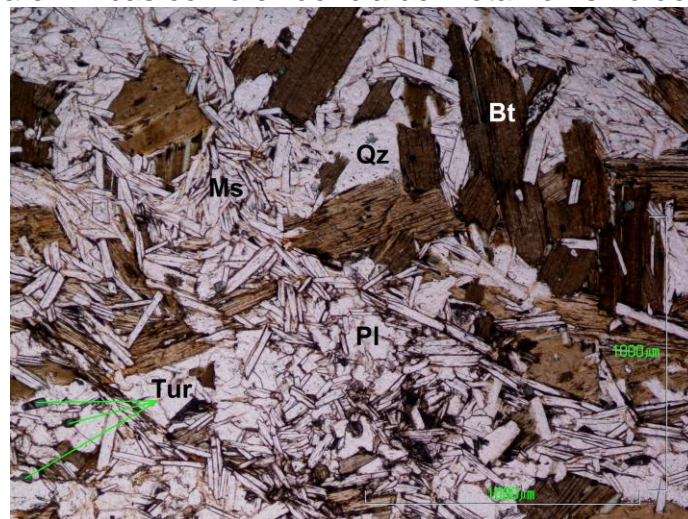
En las texturas por deformación en estado sólido se encuentran cuarzos con extinción ondulante (FIGURA 5B) y el desarrollo de subgranos de cuarzo en algunas muestras (FIGURA 5A).

Figura 10. Texturas secundarias de estado sub-solidus. A) Pertita, ortoclasa (Or) con exsoluciones de plagioclasa. B) Textura mirmequítica entre plagioclasa y cuarzo.



En el estudio petrográfico también se analizó una muestra de la roca caja con el fin de determinar mineralogía, texturas y el grado de metamorfismo de contacto que alcanza la roca. Mineralógicamente está compuesta por biotita, moscovita, cuarzo, zircón, plagioclasa y turmalina (FIGURA 11). Su textura principal es granolepidoblástica y localmente lepidogranoblástica. También se observa textura decusada en biotitas y moscovitas. Su paragénesis mineral está dada por cuarzo + biotita + moscovita ± plagioclasa sódica. Esta asociación mineral indica condiciones de metamorfismo de contacto en las facies hornfelsa albíta-epidota (García, 2007).

Figura 11. Fotografía de la roca caja muestra SH-1, donde se observa textura decusada en micas como evidencia de metamorfismo de contacto.

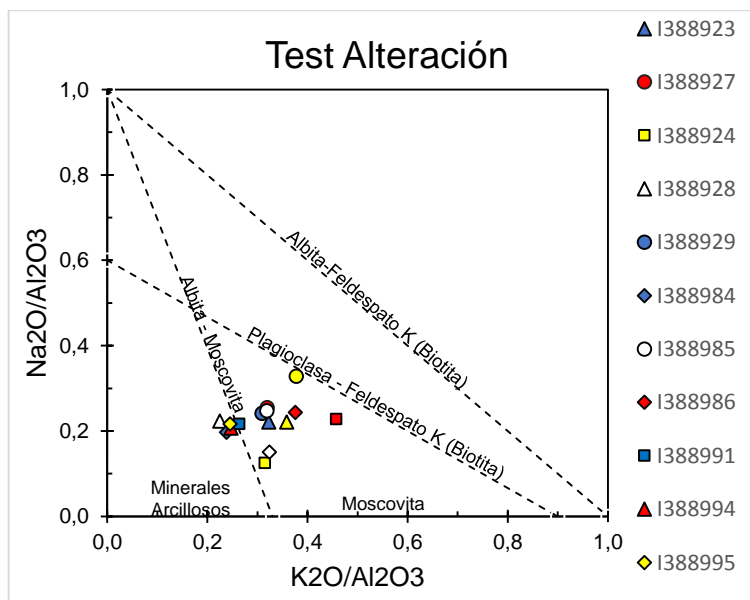


Fotografías tomadas por el autor.

6.2 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Trece (13) muestras de la unidad Batolito de Rio Negro recolectadas en la zona de estudio fueron sometidas a análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y trazas. También se analizaron tres (3) muestras ubicadas en el Playón (I388935, I388944, J989624) con el fin de hacer una breve comparación entre las rocas de estos dos sectores que han sido cartografiados como Batolito de Rio Negro. La muestra I388985 corresponde a una pegmatita, y las muestras I388996 y J988624 son venas de cuarzo por lo tanto hay tener presente a la hora de su interpretación que estas muestras se encuentran empobrecidas o enriquecidas por fraccionamiento en algunos elementos y esto puede generar valores anómalos en algunas gráficas. Antes de realizar el tratamiento de los datos, se realizó un test de alteración (según lo propuesto por Davies y Whitehead, 2006), con el fin de tener en cuenta aquellas muestras que han sufrido alteración ya sea por procesos hipógenos o supérgenos. Este test dio como resultado (ver FIGURA 12) que cuatro (4) muestras de las quince (15) presentan alteración a minerales arcillosos. Estas muestras son las siguientes: I388928, I388984, I388994 y I388995. Según lo anterior los valores de elementos móviles en estas cuatro muestras no pueden ser considerados como datos confiables. Las muestras restantes se ubican en el campo de las rocas levemente alteradas a frescas.

Figura 12. Test de alteraciones. Las muestras I388928, I388984, I388994 y I388995 caen en el campo de las rocas alteradas a minerales arcillosos; las demás muestras caen en el campo de las rocas levemente alteradas a frescas.



Modificado de Davis & Whitehead (2006).

6.2.1 Elementos Mayores. Las rocas analizadas tienen una concentración de $\text{SiO}_2 > 66.8 \text{ wt\%}$ (66.8-90.1 wt%), $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 2.23 \text{ wt\%}$ (2.23-8.29 wt%), $\text{Al}_2\text{O}_3 > 3.85 \text{ wt\%}$ (3.85-15.35 wt%), $\text{FeO}^* > 0.68 \text{ wt\%}$ (0.68- 4.03 wt%), $\text{TiO}_2 > 0.03$ (0.03-0.6 wt%), $\text{CaO} > 0.05$ (0.05-2.26 wt%), $\text{MgO} > 0.07$ (0.07-1.01 wt%). En los diagramas de clasificación que se usaron para este trabajo, los símbolos de color rojo en la leyenda identifican a las muestras que se determinaron como alteradas en el diagrama de Davis & Whitehead (2006), y los símbolos de color amarillo a las muestras pertenecientes a la zona del Playón. En el diagrama TAS de Cox *et al.* (1979) se observa que la mayoría de las muestras caen en el campo de los granitos y algunas en el de las granodioritas (FIGURA 13). También se determina que todas las muestras son rocas subcalcinas ácidas. Según el diagrama A/NK vs A/CNK de Shand (1943) todas las muestras se ubican en el área de las rocas peraluminosas (FIGURA 14).

Figura 13. Diagrama TAS de Cox et al. (1979), las muestras se proyectan en los campos de los granitos y granodioritas.

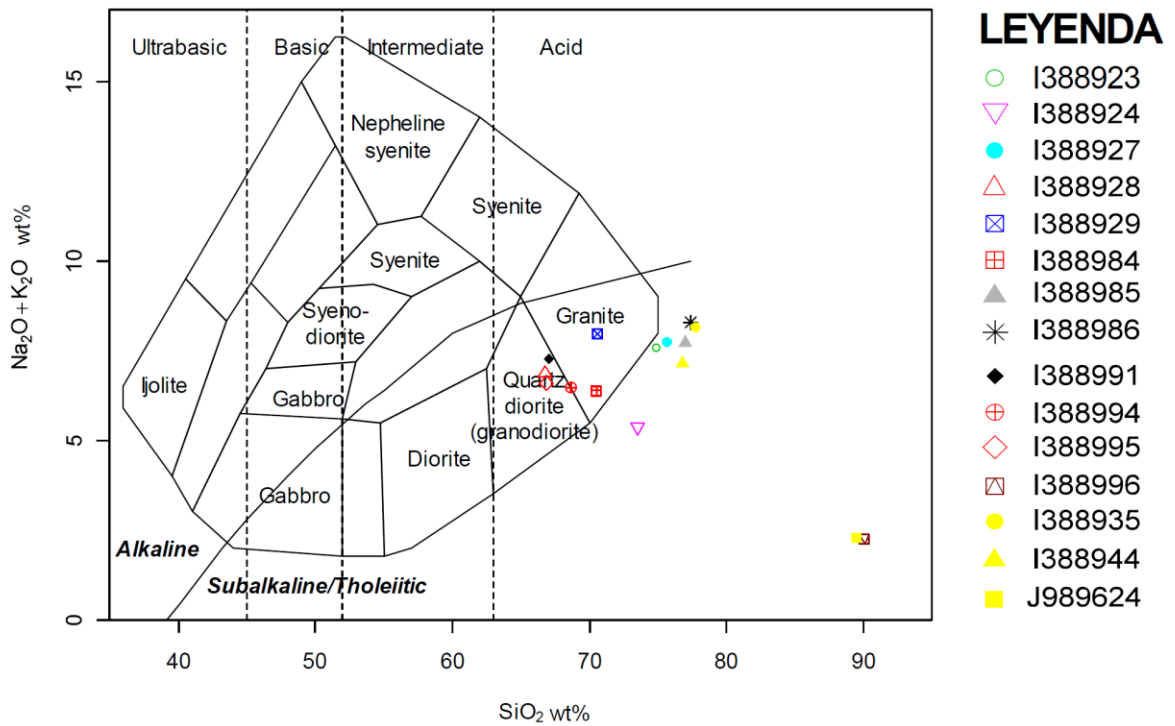


Figura 14. Diagrama A/NK vs A/CNK de Shand (1943). Los símbolos de color rojo identifican a las muestras que se determinaron como alteradas en el diagrama de Davis & Whitehead (2006), los símbolos de color amarillo a las muestras pertenecientes a la zona del Playón.

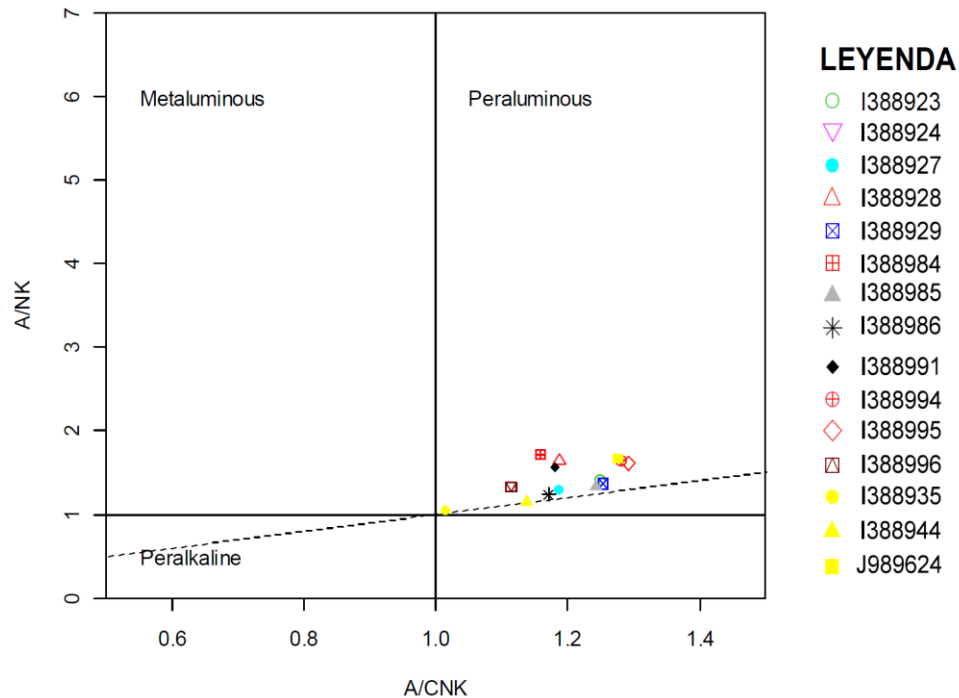


Diagrama elaborado en GCDkit 4.1.

En términos generales, las muestras analizadas en diagramas Harker (SiO_2 contra elementos mayores) (FIGURA 15), muestran una correlación negativa para el TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , y P_2O_5 , mientras que K_2O y Na_2O presentan una correlación positiva aunque en el Na_2O se observa una correlación débil que posiblemente se deba a la movilidad del Na por la alteración de algunas muestras. Los valores anómalos observados en las muestras I388996 y J989624 se deben a que estas son pegmatitas o fases residuales de la cristalización que se encuentran empobrecidas en algunos elementos como K y Na, mientras que los otros elementos parecen mantenerse constantes con el aumento del SiO_2 .

En el diagrama K_2O vs SiO_2 de Peccerillo and Taylor (1976) (FIGURA 16), todas las muestras se proyectan en el campo de la serie calcoalcalina alta en K excepto las muestras J989624 y I388996, que se ubican en el campo de la serie toleítica, esto debido a que estas rocas son pegmatitas empobrecidas en K por el fraccionamiento de feldespato alcalino en una fase anterior, lo que le imprime una firma toleítica a estas muestras, aunque no pertenezcan a dicha serie.

Figura 15. Diagramas Harker, donde se muestra la correlación entre el contenido de SiO₂ y los demás óxidos mayores.

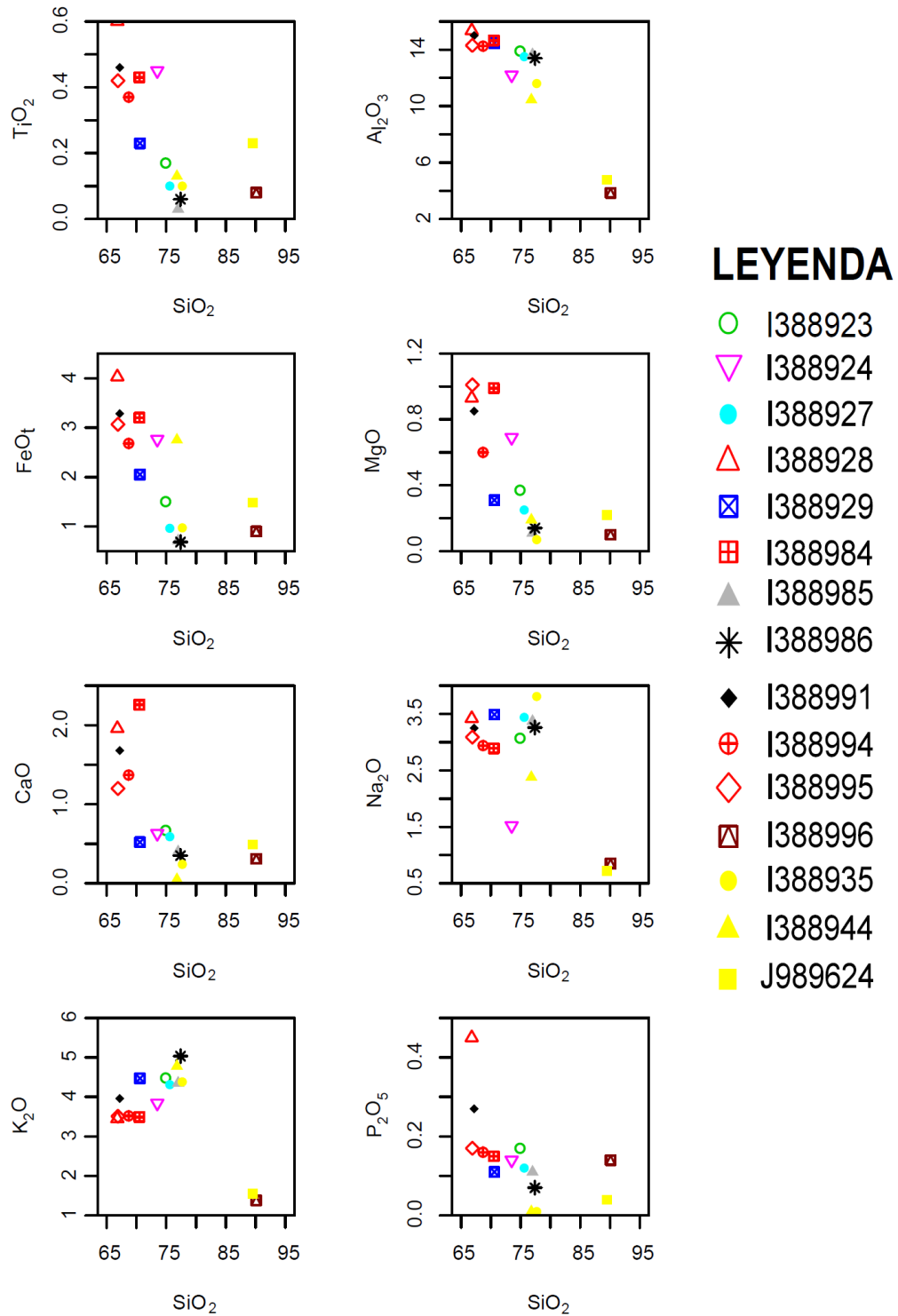


Diagrama elaborado en GCDkit 4.1.

Figura 16. Diagrama K₂O vs SiO₂ de Peccerillo and Taylor (1976) para clasificar el tipo de serie magmática.

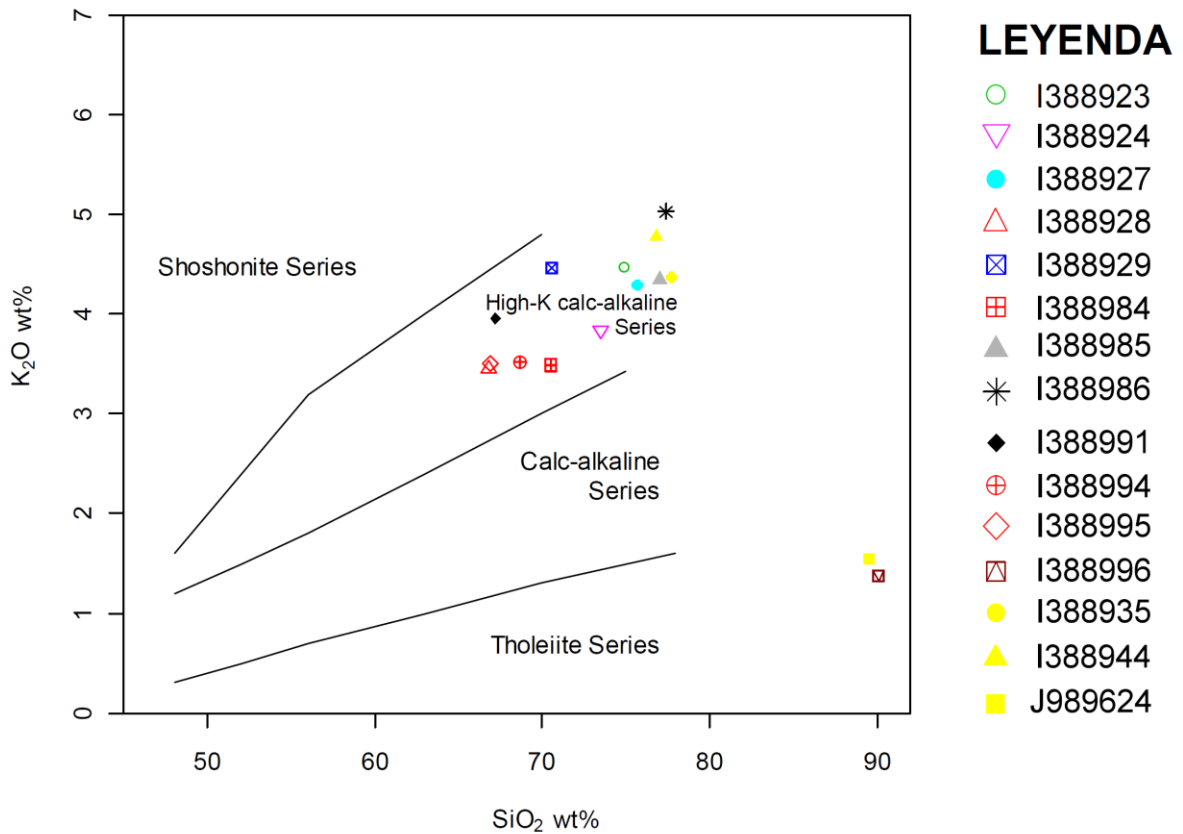


Diagrama elaborado en GCDkit 4.1.

6.2.2 Elementos Traza. Se ha utilizado el diagrama de Peccerillo and Taylor (1976) para clasificar la serie magmática, no obstante, teniendo en cuenta la movilidad del K también se utilizó el diagrama de Th vs Co de Hastie *et al.* (2007) (FIGURA 17), el cual tiene un grado mayor de confiabilidad al usar elementos traza incompatibles. En el diagrama las muestras se ubican en el campo de las series calcoalcalina (I388923, I388927, I388985, I388986, I388996 y J989624) y calcoalcalina alta en K (I388924, I388928, I388929, I388984, I388991, I388994, I388995, I388935 y I388944).

Para determinar la madurez del arco se usó el diagrama Rb/Zr vs Nb de Brown *et al.* (1984) (FIGURA 18), donde la mayoría de las muestras se proyectaron en el campo de los arcos normales, excepto las muestras I388985 y J989624 que se ubican en el campo de los arcos maduro y primitivo respectivamente.

Figura 17. Diagrama de clasificación Th vs Co de Hastie et al. (2007). B: Basalto, BA: Basalto-Andesita, A: Andesita, D: Dacita, R: Riolita.

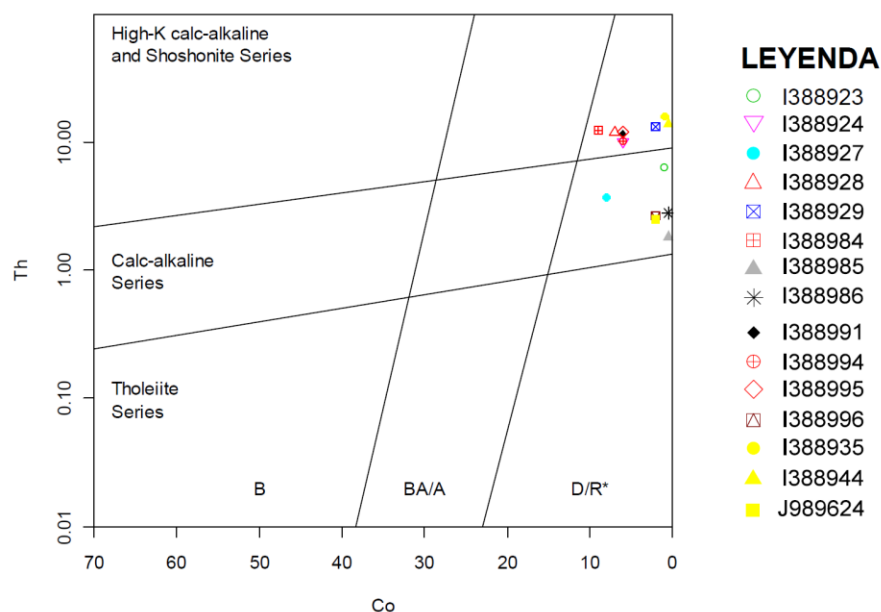


Diagrama elaborado en GCDkit 4.1.

Respecto a los diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984) (FIGURA 19), los cuales usan las relaciones Rb vs Y+Nb y Rb vs Ta+Yb para definir el ambiente geodinámico de formación de los granitoides, se observa que gran parte de las muestras se proyectan en el campo de las rocas de arco volcánico (VAG) post-colisionales, las muestras I388985, I388944 se ubican en el campo de los granitos sin-colisionales (syn-COLG) e intraplaca (WPG) respectivamente.

También se usó el diagrama de discriminación tectónica de Harris *et al.* (1986) (FIGURA 20), donde las muestras se proyectan en el campo de los granitos pre-colisionales o VA (I388924, I388928, I388984, I388991, I388995 y J989624), sin-colisionales o grupo 2 (I388927, I388985 y I388986), post-colisionales o grupo 3 (I388923, I388929, I388996 y I388935) y de intraplaca o WP (I388944 y I388994).

Debido a que algunas muestras se graficaron en el campo de los granitos intraplaca se empleó el diagrama de Whalen (1987) para distinguir granitos tipo A de los tipo I y S (FIGURA 21), dos muestras se ubicaron en el campo de los tipo A, la muestra I388944 que en los diagramas de Pearce y Harris cae en el campo de los granitos intraplaca y la muestra I388935 que se ubica en el límite de los granitos de arco volcánico (VGA) e intraplaca (WPG) en el diagrama de Pearce.

Figura 18. Diagrama Rb/Zr vs Nb de Brown et al. (1984).

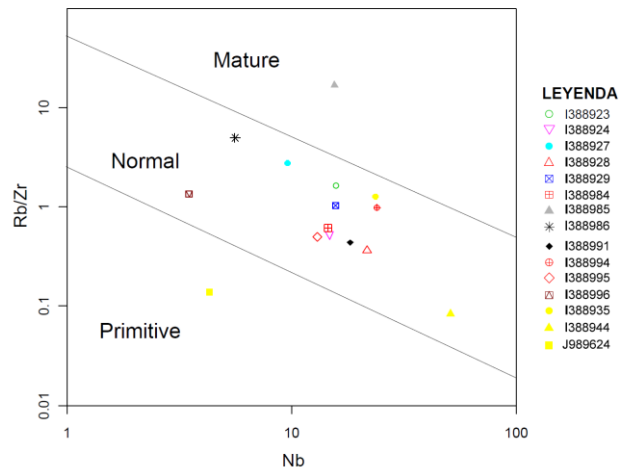
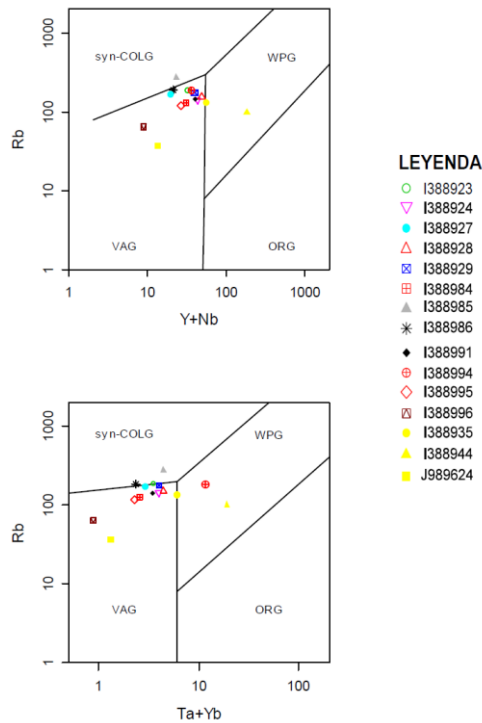


Figura 19. Diagramas de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984). VAG: Arco volcánico, syn-COLG: Sin-colisional, WPG: Intraplaca, ORG: Dorsal oceánica.



Diagramas elaborados en GCDkit 4.1.

Se utilizó el diagrama de Eby (1992) (FIGURA 22), para definir a que grupo de granitos tipo A pertenecen las muestras I388944 y I388935. Las muestras se proyectaron en el campo A2, el cual se relaciona con granitos post-colisionales.

Figura 20. Diagrama de discriminación tectónica Harris et al. (1986). VA: Arco volcánico o pre-colisional, Group 2: Sin-colisional, Group 3: Post-colisional, WP: Intraplaca.

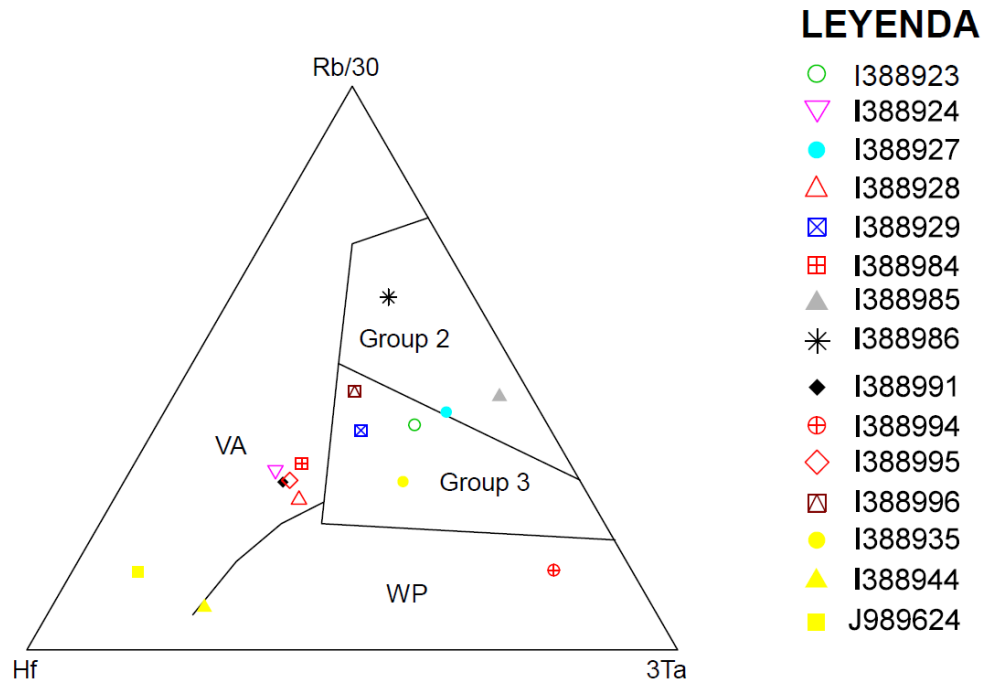


Diagrama elaborado en GCDkit 4.1.

El patrón de Elementos de Tierras Raras (REE) (FIGURA 23) normalizados al condrito de Nakamura (1974), muestra un enriquecimiento en Tierras Raras Ligeras o LREE respecto a las Tierras Raras Pesadas o HREE ($LaN/YbN= 4-28.08$), exceptuando las muestras I388944 ($LaN/YbN=2.06$) e I388985 ($LaN/YbN=1.85$). La mayoría de las muestras evidencian leves a moderadas anomalías negativas de Eu ($Eu/Eu^*= 0.56-0.82$), las muestras I388985, I388935 e I388944 exhiben fuertes anomalías negativas ($Eu/Eu^*= 0.14-0.27$), y la muestra I388996 presenta una muy leve anomalía positiva ($Eu/Eu^*= 1.05$). La marcada diferencia entre el grado de las anomalías negativas podría sugerir una evolución magmática distinta para estos dos grupos de muestras. Se destacan las muestras I388944 e I388985 por su bajo enriquecimiento en tierras raras ligeras, fuerte anomalía de Eu y distribución casi plana de tierras raras pesadas, características típicas de granitos "tipo A".

Figura 21. Diagrama para discriminar granitos tipo A de los I y S, de Whalen (1987).

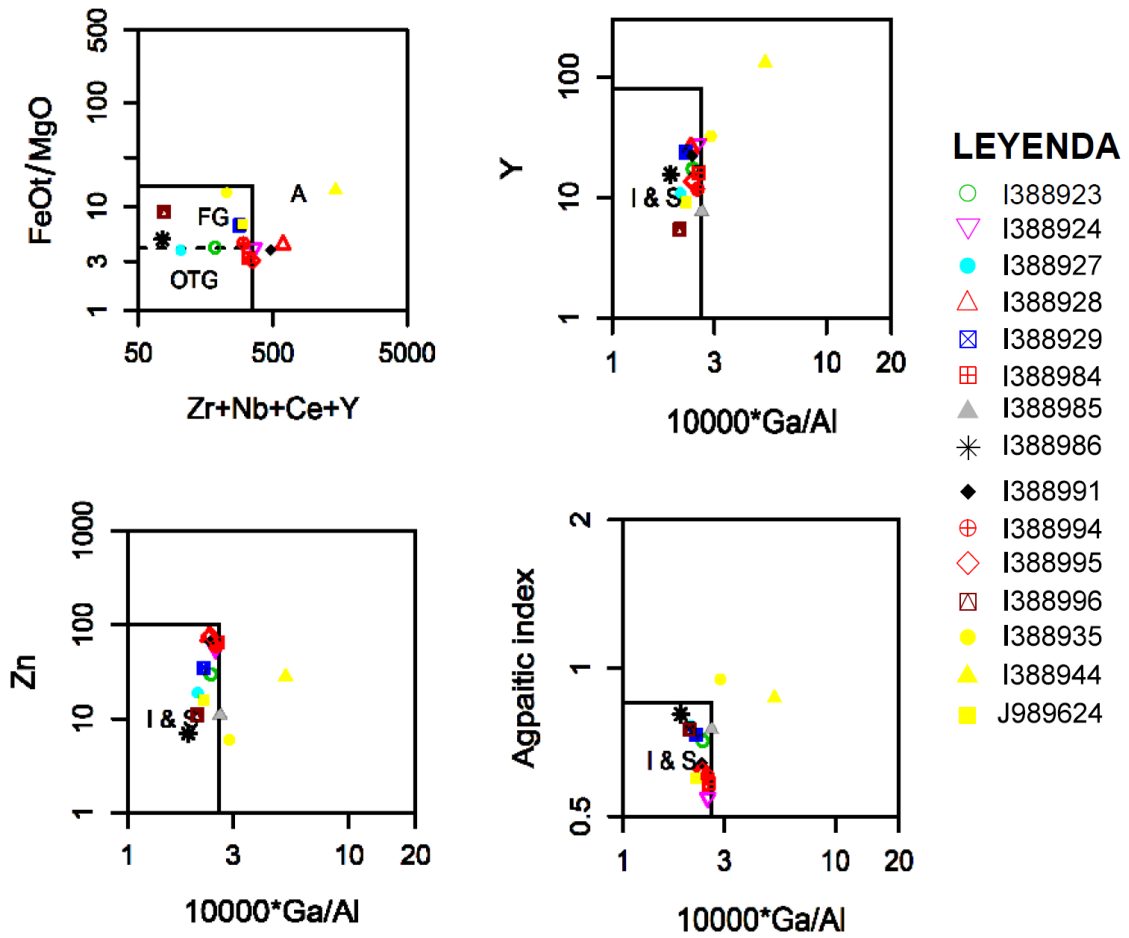


Diagrama elaborado en GCDkit 4.1.

Otra observación importante en los patrones normalizados, es la disminución de la concentración de Tierras Raras Ligeras (LREE) con el aumento de SiO_2 , implicando fraccionamiento de minerales accesorios como la monazita donde estos elementos se comportan compatibles (Miller and Mittlefehldt, 1982). Este fenómeno también pudo haber disminuido el contenido de Th (Hermann, 2002) en las muestras más diferenciadas y por lo tanto dar un resultado errado en el diagrama Th vs Co de Hastie et al. (2007) (FIGURA 17), y como se observa las rocas que se proyectaron en el campo calcoalcalino (con menor contenido de Th) son las mismas que tienen un bajo contenido de LREE (mas diferenciadas), por tanto se concluye que todas las unidades litológicas pertenecen a la serie calcoalcalina alta en K como lo indica el diagrama de Peccerillo and Taylor (1976) (FIGURA 16). También se aprecia que las rocas con mayor enriquecimiento en LREE son las muestras que están alteradas, esto es congruente según lo

expuesto por Ross *et al.* (1998), aunque este hecho podría deberse también a que estas son las muestras menos diferenciadas haciendo referencia a lo comentado anteriormente.

Figura 22. Diagrama para distinguir granitoides A1 de A2 (Eby, 1992). A1: Granitos anorogénicos asociados a rift y magmatismo intraplaca, A2: Granitos anorogénicos asociados a ambientes post-colisionales.

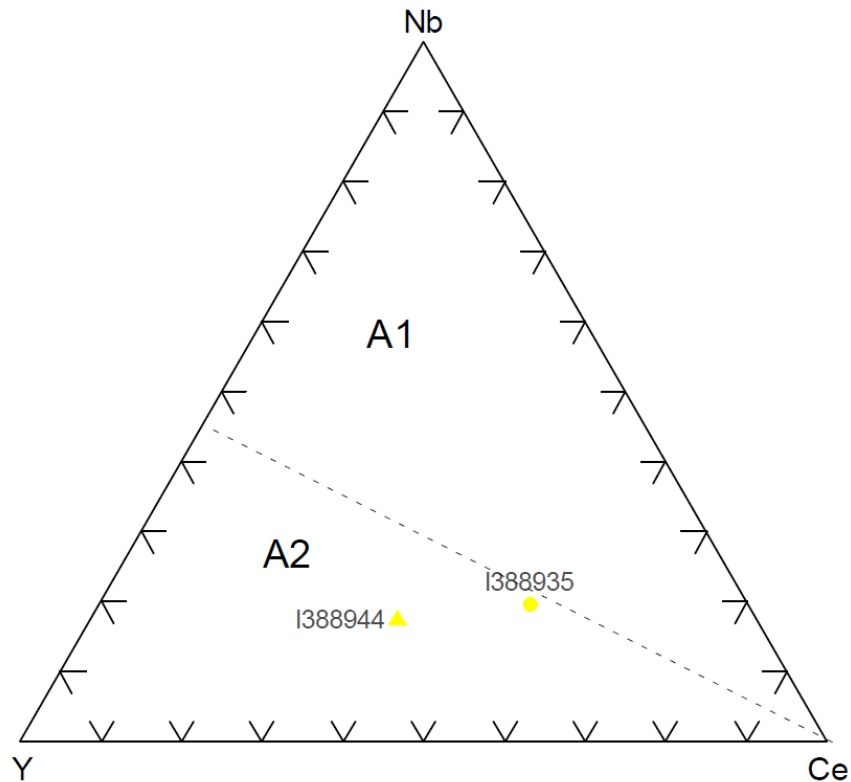


Diagrama elaborado en GCDkit 4.1.

El aracnograma de elementos traza normalizados al manto primitivo de Sun and McDonough (1989), muestra un enriquecimiento con respecto al manto primordial (FIGURA 24), especialmente de elementos altamente incompatibles con un descenso general en concentración conforme se incrementa la compatibilidad. Se destacan en todas las unidades litológicas anomalías negativas de Nb, Sr y Ti, siendo más marcadas en las rocas más félsicas y una anomalía negativa muy marcada de P en las muestras pertenecientes al Playón (I388935, I388944 y J989624). Las anomalías negativas de Nb y Ti, entre otros rasgos observados en la FIGURA 24, indican que los magmas que dieron origen a las rocas en la zona de estudio y del Playón son característicos de ambientes de subducción, confirmándose de esta manera la firma calcoalcalina de los magmas.

Figura 23. Patrón de Tierras Raras, normalizado al condrito de Nakamura (1974).

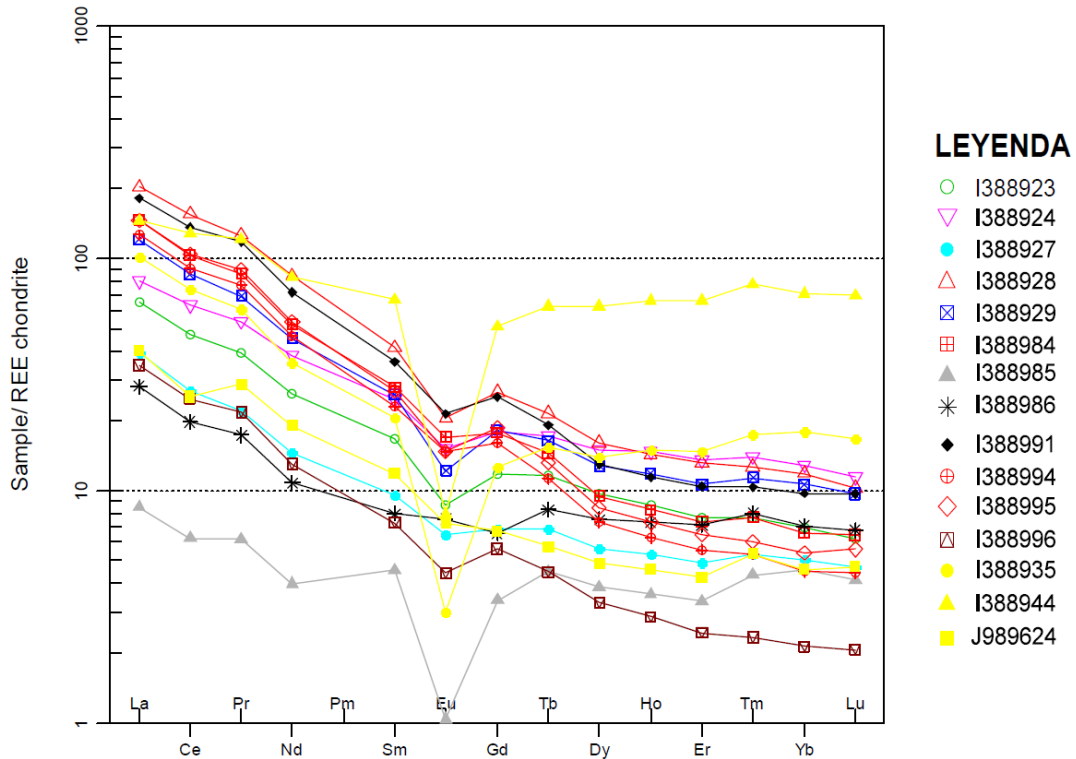
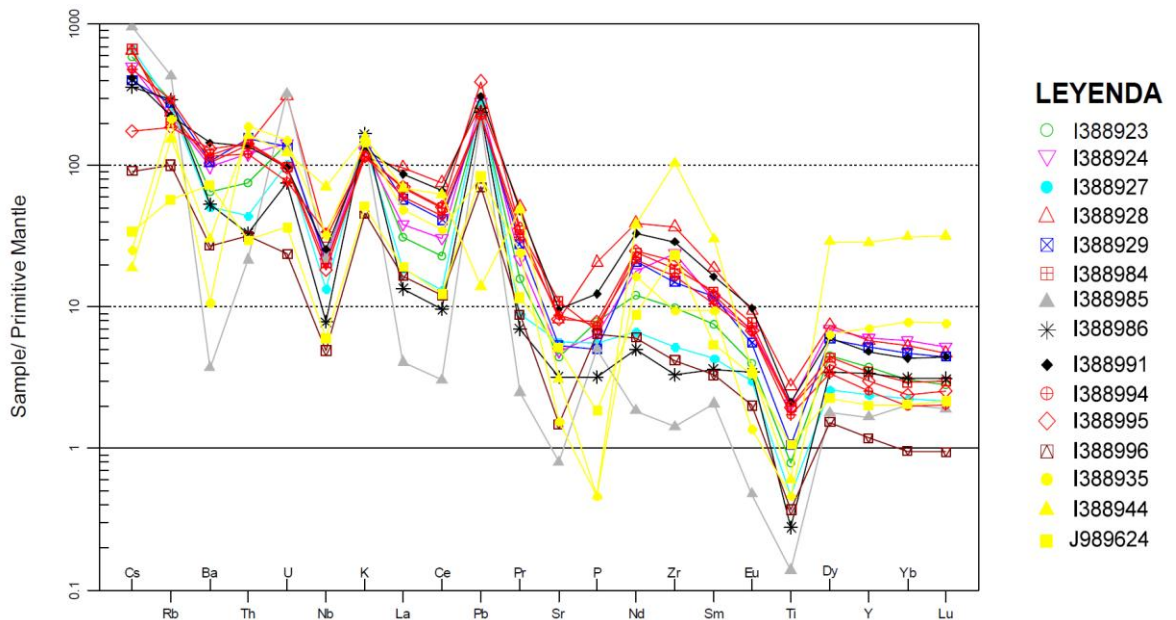


Figura 24. Aracnigrama de elementos traza, normalizados al manto primitivo de Sun and McDonough (1989).



En el diagrama multi-catiónico para discriminación tectónica de Batchelor and Bowden (1985), la mayoría de muestras grafican en el campo del grupo 6 o granitos sin-colisionales (FIGURA 25), que según los autores está formado por los granitos “tipo S” (Chappell and White, 1974) y los granitos anactéticos formados por la fusión parcial de rocas félsicas de la corteza como gneises, meta-pelitas y rocas ígneas intermedias metamorfoseadas. Las muestras I388935 y I388944 graficaron en el campo post orogénico.

Figura 25. Diagrama multi-catiónico para discriminación tectónica de Batchelor and Bowden (1985).

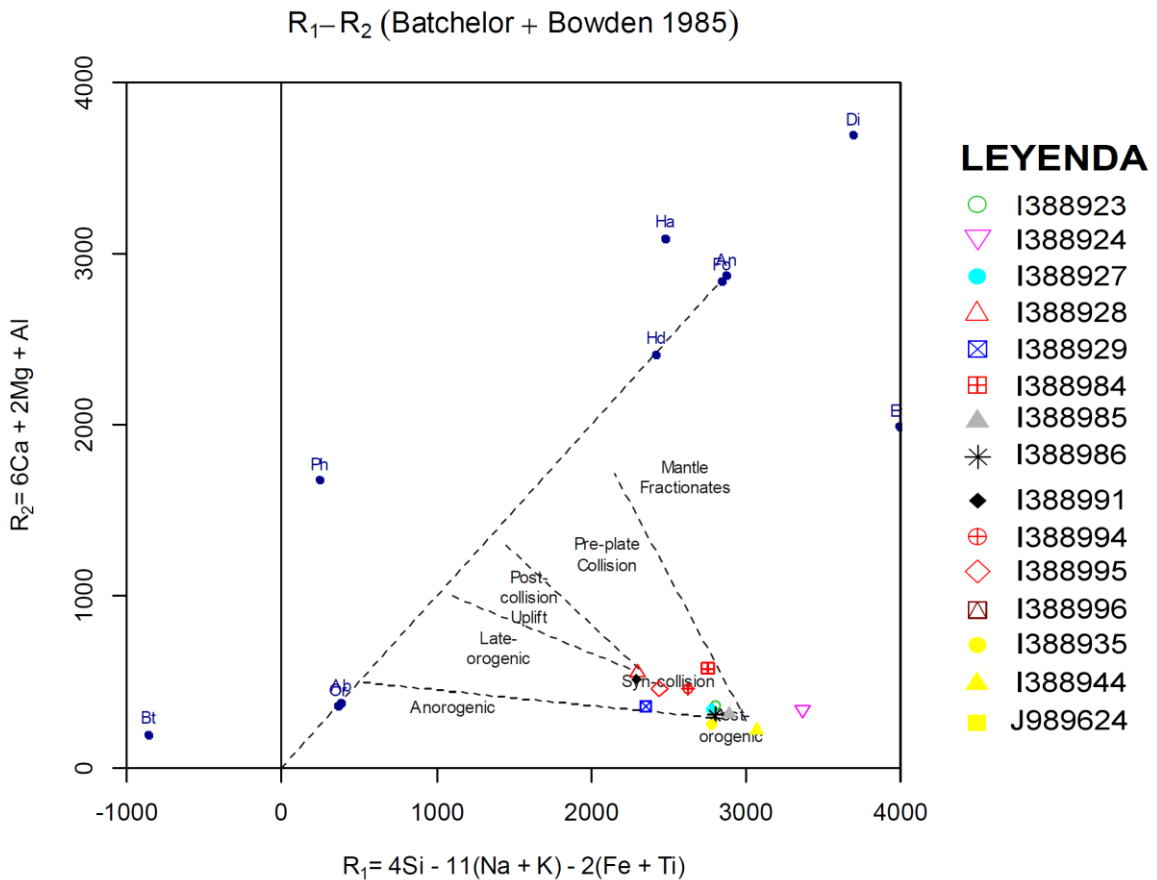


Diagrama elaborado en GCDkit 4.1.

En el diagrama de Whalen (1987) la mayoría de muestras caen en el campo de los granitos I & S, por lo tanto se empleó el diagrama ACF de Chappell and White (1992) para definir a cuál de estos dos tipos de granitos pertenecen las rocas estudiadas. De acuerdo con este diagrama las muestras corresponden a granitoides tipo S (FIGURA 26), que según Chappell and White (1992) son

granitos derivados de la fusión parcial de rocas metasedimentarias que han sido previamente meteorizadas en superficie, por lo tanto químicamente se caracterizan por bajos contenidos de Na, Ca, Sr y Fe^{3+}/Fe^{2+} y altos de Cr, Ni y Al.

Figura 26. Diagrama ACF de Chappell and White (1992), que permite definir la naturaleza y origen del magma, discriminando los granitoides en tipo I y tipo S.

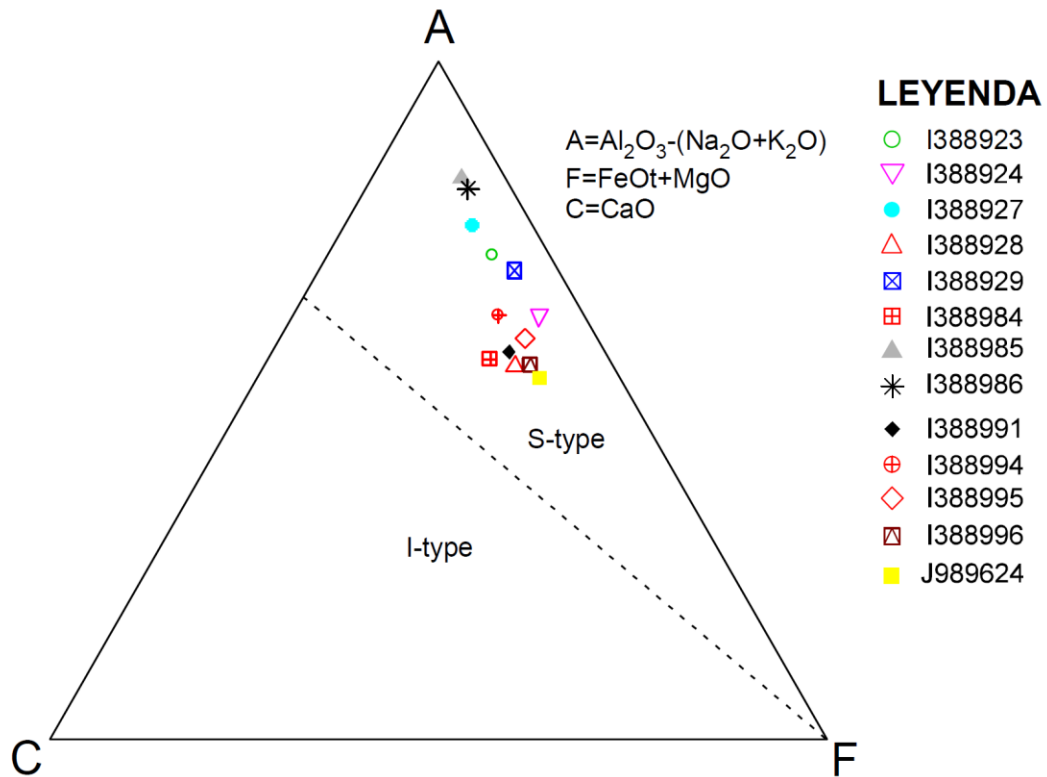
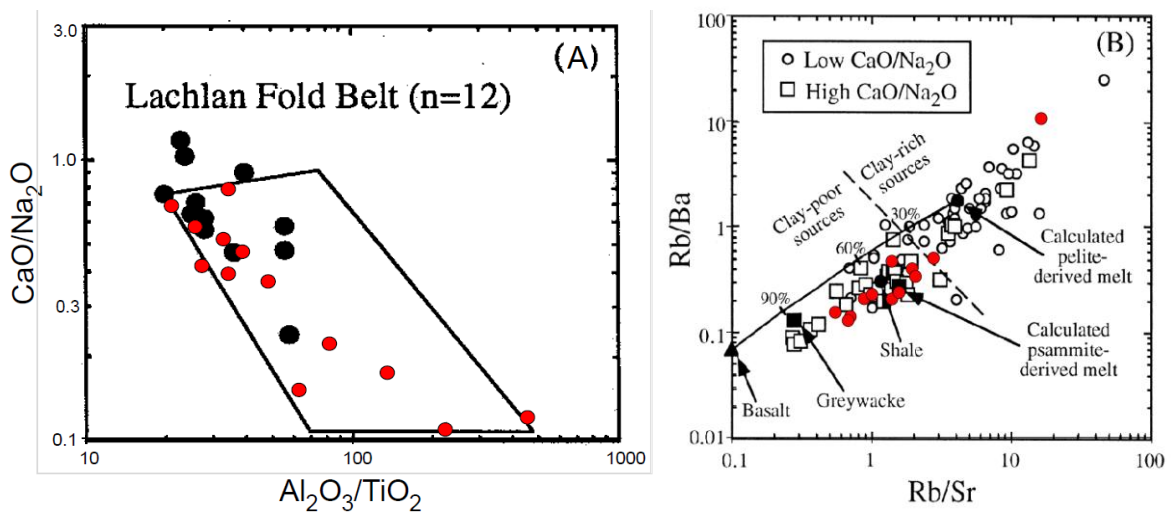


Diagrama elaborado en GCDkit 4.1.

Se utilizaron los de diagramas de CaO/Na_2O vs Al_2O_3/TiO_2 y Rb/Ba vs Rb/Sr de Sylvester (1998), para determinar el tipo de protolito sedimentario y la posible temperatura a la que fundió. En la FIGURA 27A se observan dos tendencias, un grupo con valores mayores a 0.3 de CaO/Na_2O (roca fuente metasamita) y otro con valores menores (roca fuente metapelita). Mientras que en la FIGURA 27B en el diagrama que utiliza elementos traza, las muestras grafican en el campo de las fuentes pobres en arcillas y sobre la composición de fundidos derivados por metasamitas, el grupo con valores menores a 0.3 CaO/Na_2O está formado por las muestras más diferenciadas del cuerpo (SiO_2 wt% 74.9-77.4), por lo tanto es probable que los valores bajos de CaO/Na_2O se deban a la disminución de Ca y aumento de Na por fraccionamiento de la plagioclasa. Los valores menores a 100 de Al_2O_3/TiO_2 estarían indicando que el protolito fundió posiblemente a

temperaturas muy altas (875-1000°C), los valores superiores a 100 probablemente se deban a que en la rocas más diferenciadas el porcentaje modal de biotita es muy bajo $\leq 1.2\%$ y en este mineral es posible que se encuentre la mayor parte del TiO_2 de la roca, evidenciado por la alteración de biotita a agujas de rutilo en algunas muestras.

Figura 27. Diagramas de Sylvester (1998). A) $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, magmas con proporciones de $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ menores 0.3 son derivados de metapelitas y mayores a 0.3 son derivados de metasamitas, proporciones de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ menores a 100 indican magmas formados a altas temperaturas (875-1000°C) (el polígono en la figura representan el campo de los granitos fuertemente peraluminosos, datos de Sylvester (1998). B) Rb/Ba vs Rb/Sr , la línea punteada divide a los granitos derivados de fuentes pobres en arcillas y fuentes ricas en arcillas, además esta graficada la composición de fundidos graníticos derivados de metapelitas y metasamitas.



Tomado y modificado de Sylvester (1998).

6.3 DISCUSIÓN

Las rocas aflorantes al sur de Cáchira están cartografiadas como Batolito de Rionegro (Ward *et al.*, 1973). Según este autor el batolito está compuesto principalmente por cuarzomonzonita con variaciones locales a granito, granodiorita y esporádicamente a tonalita. En este estudio mediante los análisis petrográficos se identificaron 3 facies ígneas, una facie monzogranítica que corresponde a las rocas más diferenciadas del cuerpo pobres en biotita (1.2-5.6 % modal), una facie de composición monzogranítica-granodiorítica (FIGURA 4) representada por rocas menos diferenciadas ricas en biotita (11.7-16 % modal) y una facie tardía

pegmatítica que corta el cuerpo. La ausencia de rocas cuarzomonzoníticas (citadas por Ward *et al.*, 1973) posiblemente se deba a que la cuarzomonzonita sea una facie central del batolito y la zona de estudio está ubicada en el margen oriental del plutón, por lo tanto las rocas al sur de Cáchira podrían estar representando las facies exteriores de un plutón zonado, aunque lo más probable es que el batolito de Rionegro sea un plutón anidado como lo son la mayoría de los batolitos de gran tamaño (Winter, 2001).

El magmatismo Triásico-Jurásico en el Macizo de Santander, se ha registrado como un magmatismo calcoalcalino metaluminoso de “tipo I” asociado a un arco continental en una zona de subducción (Dörr *et al.* 1995). Geoquímicamente las rocas de la zona de estudio se clasificaron como granitoides “tipo S” (Chappell and White, 1992), las cuales mineralógicamente presentan moscovita y biotita primarias y aluminosilicatos como granates, característico de este tipo de rocas. Se considera que los granitoides “tipo S” se forman a partir de magmas derivados de la fusión parcial de rocas metasedimentarias en ambientes colisionales, ya sea durante la fase temprana o sin-colisional (Pitcher, 1983; Pearce *et al.*, 1984; y Harris *et al.*, 1986) o la fase tardía o post-colisional (Sylvester, 1998). También se han documentado granitoides “tipo S” asociados a ambientes tectónicos extensionales como cuencas de extensión trasarco (*back arc rifting*), rift continentales y cuencas de tracción (*pull-apart*) en subducción oblicua (Collins and Richards, 2008; Atherton, 1990; Jiang *et al.*, 2011; Huang and Jiang, 2014), en donde el adelgazamiento litosférico y ascenso de la astenósfera, genera un aumento de la temperatura resultando en la anatexis de rocas de la corteza.

Hacia el Triásico-Jurásico se registra un ambiente distensivo en el margen noroccidental de Sur América (Cediel *et al.*, 2003; Pindell and Kennan, 2001; Mojica *et al.*, 1996; Maze, 1984), probablemente por la génesis de un rift intracontinental o una cuenca de *back arc rifting*. Es claro que hacia esta época se dieron las condiciones necesarias para la formación de granitoides “tipo S” como los de la zona de estudio. Por el diagrama Rb/Ba vs Rb/Sr de Sylvester (1998), se definió como posible protolito una roca metasamítica que según el contexto geológico podría ser el Gneis de Bucaramanga. Este protolito fue sometido a fusión parcial a muy altas temperaturas (875-1000°C) según el diagrama CaO/Na₂O vs Al₂O₃/TiO₂ (FIGURA 27A) en donde el contenido de TiO₂ aumenta con el incremento de la temperatura debido a la progresiva descomposición de facies ricas en Ti como biotitas e ilmenitas. En este gráfico también se observa que las rocas de la zona de estudio grafican sobre los datos de los granitos fuertemente peraluminosos del Lachlan Fold Belt, los cuales según Collins and Richards (2008) se formaron en un ambiente de *back arc rifting*.

Según Barbarin (1996) los granitoides “tipo S” formados en ambientes tectónicos extensionales se dan por la anatexis sin la presencia de fluidos en rocas de la corteza generando magmas anhidros o subsaturados en agua. Estos granitoides se caracterizan mineralógicamente por presentar mucha biotita y bajas o nulas cantidades de moscovita debido a que tienen poca agua y pueden contener o no cordierita. Las rocas estudiadas tienen altos porcentajes modales de biotita y la moscovita primaria varía entre 1.2 y 8.8 % wt; además la presencia de feldespato K y plagioclasa como cristales independientes indica que la roca es un granito subsolvus formado a altas presiones de H₂O (Shelley, 1993). Posiblemente el incremento en el contenido de H₂O se deba a la diferenciación del magma parental anhidro o por la mezcla con fuentes ricas en H₂O durante el ascenso y emplazamiento del cuerpo. La hipótesis de que el magma durante parte su historia magmática pudo haber estado empobrecido en agua podría ser sustentada por las texturas de zonación parchosa y oscilatoria (FIGURA 7B-C) en plagioclasa que según Vance (1965) indican cristalización temprana a partir de magmas insaturados en agua. También la presencia de perfitas (que se forman en granitos hipersolvus) junto a cristales de plagioclasa y microclina (granitos subsolvus) observados en las muestras (FIGURA 10A), se puede explicar por la fusión de fases de granitos hipersolvus, provocado por la incorporación de agua al sistema (Parada y Aracena, 1979).

Los análisis geoquímicos permitieron la comparación de las muestras de la zona de estudio con tres muestras del Batolito de Rionegro ubicadas en el Playón, Santander. En los diagramas de discriminación (FIGURA 19, FIGURA 20 Y FIGURA 25) dos de estas rocas se ubican en el campo de los granitos de intraplaca (Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.* 1986) y post orogénicos (Batchelor and Bowden, 1985). Además se clasifican como granitos “tipo A” (Whalen, 1987) formados en ambientes post-colisionales (Eby, 1992). El patrón de tierras raras (REE) evidencia características típicas de granitos “tipo A” como bajo enriquecimiento en tierras raras ligeras, fuerte anomalía de Eu y distribución casi plana de tierras raras pesadas. La asociación entre granitos “tipo S” y “tipo A” es común en ambientes extensivos de trasarco (*back arc*) o rift de intra arco (Jiang *et al.*, 2011). La presencia de granitos “tipo A” dentro del Batolito de Rionegro podría indicar que este es un plutón anidado formado por la inyección de distintos pulsos magmáticos de “tipo S”, “tipo A” y posiblemente debido a su relación espacial con los otros cuerpos del Grupo Plutónico de Santander también “tipo I”. Habría que hacer un estudio más detallado de todo el batolito de Rionegro para comprobar esta hipótesis.

Respecto a los mecanismo de emplazamiento del plutón, este se emplazó en ambiente distensivo probablemente rellenando espacios formados por el fallamiento durante la apertura de una cuenca de trasarco (*back arc*) o rift intracontinental. De acuerdo a las características observadas en campo como

contactos concordantes paralelos a la foliación o levemente discordantes en algunas zonas, desarrollo de márgenes de enfriamiento (*chilled margins*), metamorfismo de contacto en la roca caja de facies hornfelsa albita-epidota, la presencia de techos colgantes (*roof pendant*), la incipiente foliación magmática observada en el plutón y la ausencia de deflexión de la foliación de la roca caja en los contactos, sugieren un emplazamiento magmático pasivo en una nivel de la corteza entre la mesozona y la epizona (Agar, 1986; Paterson *et al.*, 1996; y Winter, 2001), en un rango de profundidad entre 6 y 10 Km (Buddington's, 1959 en Miller and Snoke, 2009).

7. CONCLUSIONES

Las rocas aflorantes al sur de Cáchira corresponden a granitoides “tipo S”. Estas rocas son ácidas, fuertemente peraluminosas ($A/CNK > 1.1$), calcoalcalinas altas en K, formadas en un ambiente distensivo relacionado a un arco continental maduro en una zona de subducción, probablemente relacionados con una extensión trasarco (*back arc rifting*) o un rift intracontinental, por fusión parcial a altas temperaturas (875-1000°C) y en ausencia de agua de rocas metasamíticas, siendo el Gneis de Bucaramanga un posible protolito. El magma parental de estas rocas inicialmente era insaturado en agua, pero debido a procesos de diferenciación o mezcla con fuentes ricas en este fluido el magma se fue sobresaturando, hasta el punto de cristalizar como un granito subsolvus.

El plutón es una roca leucocrática, con textura holocristalina, fanerítica a subporfirítica, hipidiomórfica, inequigranular seriada, de tamaño de grano grueso a fino, predominando el tamaño de grano medio. Presenta tres facies ígneas que corresponden a monzogranitos pobres en biotita, monzogranitos-granodioritas ricas en biotita y pegmatitas con megacristales de microclina. Los diagramas Harker y el empobrecimiento en tierras raras ligeras en las muestras más félsicas sugieren que la cristalización fraccionada tuvo un papel importante en la evolución magmática del plutón.

El emplazamiento magmático fue pasivo en un ambiente regional distensivo y se dio en un nivel de la corteza transicional entre la mesozona y la epizona, probablemente a un rango de profundidad entre 6 y 10 Km. Su relación con la roca caja presenta las siguientes características: contactos concordantes paralelos a la foliación o levemente discordantes en algunas zonas, desarrollo de márgenes de enfriamiento (*chilled margins*), metamorfismo de contacto en la roca caja de facies hornfelsa albíta-epidota, en las zonas alejadas del plutón se observan diques pegmatíticos paralelos a la foliación cortando a la roca caja y a medida que se acerca el plutón aparecen techos colgantes (*roof pendant*), como evidencia de *stoping* magmático.

Es probable que el batolito de Rionegro sea un plutón anidado formado por la inyección de diferentes pulsos magmáticos con composiciones variables (magmas “tipo S”, “tipo A” y “tipo I”).

BIBLIOGRAFÍA

AGAR, R. A. Structural geology of felsic plutonic rocks in the Arabian Shield; styles, modes and levels of emplacement. En: Journal of African Earth Sciences. 1986, vol. 4, p. 105-121.

ARIAS, A.; VARGAS, R. Geología de las Planchas 86 Ábrego y 97 Cáchira. En: Boletín de Geología. 1978, vol. 23, no 2.

ATHERTON, Michael P. The Coastal Batholith of Peru: the product of rapid recycling of 'new' crust formed within rifted continental margin. En: Geological Journal. 1990, vol. 25, no 3-4, p. 337-349.

BATCHELOR, Richard and BOWDEN, Peter. Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rock Series Using Multicationic Parameters. En: Chemical geology. 1985, vol. 48, no 1, p. 43-55.

BARBARIN, Bernard. Genesis of the two main types of peraluminous granitoides. En: Geology. April, 1996, v. 24, no. 4, p. 295–298.

BROWN, G. C.; THORPE, R. S.; WEBB, P. C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. En: Journal of the Geological Society, 1984, vol. 141, no 3, p. 413-426.

CEDIÉL, Fabio; SHAW, Robert P.; CÁCERES, Carlos. Tectonic assembly of the northern Andean Block. In C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79. 2003, p. 815– 848.

CHAPPELL, B. W. and WHITE, A. J. R. Two contrasting granite types. En: Pacific geology. 1974, vol. 8, no 2, p. 173-174.

CHAPPELL, B. W. and WHITE, A. J. R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. En: GSA Special Papers. 1992, v. 272, p. 1-26.

COLLINS, W. J.; RICHARDS, S. W. Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens. En: Geology. 2008, vol. 36, no 7, p. 559-562.

COX, K. G.; BELL, J. D. and PANKHURST, R.J. The Interpretation of Igneous Rocks. London: George Allen and Unwin. 1979.

DAVIES, J. F.; WHITEHEAD, R. E. Alkali/alumina molar ratio trends in altered granitoid rocks hosting porphyry and related deposits. En: Exploration and Mining Geology, 2010, vol. 19, no 1-2, p. 13-22.

DÖRR, W., *et al.* Zircon U-Pb age of the Paramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. En: Journal of South American Earth Sciences. 1995, vol. 8, no 2, p. 187-194.

EBY, G. Nelson. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. En: Geology, 1992, vol. 20, no 7, p. 641-644.

ETAYO-SERNA, Fernando *et al.* Mapa de terrenos geológicos de Colombia: Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS. 1983. n. 14, 235 p.

GARCÍA RAMÍREZ, Carlos. Manual de prácticas de petrología metamórfica. Bucaramanga: 2007. 88 p.

GARCÍA, C. A.; RÍOS, C. A.; CATELLANOS, O. M. Medium-pressure metamorphism in the central Santander massif, eastern cordillera, Colombian Andes. En: Boletín de Geología. 2005, vol. 27, no 2.

GOLDSMITH, Richard; MARVIN, Richard F. and MEHNERT, Harald H. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. United States, Department of the Interior, Geological Survey, 1971.

GÓMEZ, T. J. *et al.* Mapa Geológico de Colombia Escala 1:2.800.00 INGEOMINAS. 2007.

HARRIS, Nigel BW; PEARCE, Julian A.; TINDLE, Andrew G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. En: Geological Society, London, Special Publications. 1986, vol. 19, no 1, p. 67-81.

HASTIE, A. R. *et al.* Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th Co discrimination diagram. En: Journal of Petrology. 2007, vol 48, p. 2341–2357.

HERMANN, Jörg. Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. En: Chemical Geology, 2002, vol. 192, no 3, p. 289-306.

HUANG, Lan-Chun; JIANG, Shao-Yong. Highly fractionated S-type granites from the giant Dahutang tungsten deposit in Jiangnan Orogen, Southeast China: geochronology, petrogenesis and their relationship with W-mineralization. En: Lithos. 2014, vol. 202, p. 207-226.

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. En: Lithos. 2011, vol. 121, no 1, p. 55-73.

- KERR, Paul. Mineralogía Óptica. New York: McGraw Hill, 1965. 433 p.
- LE MAITRE, Roger Walter, et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 236 p.
- MAZE, William B. Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perija, northwestern Venezuela: geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks. En: Geological Society of America Memoirs. 1984, vol. 162, p. 263-282.
- MILLER, Calvin F.; MITTLEFEHLDT, David W. Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. En: Geology, 1982, vol. 10, no 3, p. 129-133.
- MILLER, Robert B.; SNOKE, Arthur W. The utility of crustal cross sections in the analysis of orogenic processes in contrasting tectonic settings. En: Geological Society of America Special Papers. 2009, vol. 456, p. 1-38.
- MOJICA, Jairo; KAMMER, Andreas y UJUETA, Guillermo. El Jurásico del sector noroccidental de Suramérica y guía de la excursión al Valle Superior del Magdalena (Nov. 1-4/95), regiones de Payande y Prado, Departamento del Tolima, Colombia. En: Geología Colombiana. 1996, vol. 21, p. 3-41.
- NAKAMURA, Noboru. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. En: Geochimica et Cosmochimica Acta, 1974, vol. 38, no 5, p. 757-775.
- PARADA R., Miguel Angel y ARACENA, Irene. Composición y estado estructural de perfitas de muestras del batolito compuesto del río Elqui-limari a la altitud 30°S y sus implicancias petrogenéticas. Segundo congreso geológico chileno (6-11, Agosto: Arica, Chile). 1979. p. 21-38.
- PATERSON, Scott R.; FOWLER, T. Kenneth; MILLER, Robert B. Pluton emplacement in arcs: a crustal-scale exchange process. En Geological Society of America Special Papers. 1996, vol. 315, p. 115-123.
- PEARCE, Julian A.; HARRIS, Nigel BW; TINDLE, Andrew G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. En: Journal of petrology. 1984, vol. 25, no 4, p. 956-983.
- PECCERILLO, A. and TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. En: Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976, vol 58, p. 63–81.

PINDELL, J. and KENNAN, L. Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. Transactions, Petroleum Systems of deep-water basins: Global and Gulf of México experience. GCSSEPM, 21st, Research Annual Conference, Houston, Texas. 2001.

PITCHER, W. S. Granite type and tectonic environment. En: Mountain building processes. 1983, vol. 19, p. 40.

RIOS, C.; GARCÍA, C.; TAKASU, A. Tectono-metamorphic evolution of the Silgará Formation metamorphic rocks in the southwestern Santander Massif, Colombian Andes. En: Journal of South American Earth Sciences, 2003, vol. 16, no 2, p. 133-154.

ROSS, Gabriela ROMÁN, et al. Procesos de meteorización en el granito de Achala, Sierra Grande de Córdoba: cambios químicos y mineralógicos. En: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1998, vol. 53, no 4, p. 480-488.

ROYERO GUTIÉRREZ, José María y CLAVIJO, Jairo. Mapa geológico generalizado departamento de Santander a escala 1:300.000. Memoria explicativa. Bogotá. Ingeominas, 2001.

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

SHELLEY, David. Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. London: Chapman & Hall, 1993. 445 p.

SUN, S.-S.; MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Geological Society, London, Special Publications, 1989, vol. 42, no 1, p. 313-345.

SYLVESTER, Paul. Post-collisional strongly peraluminous granites. En: Lithos. 1998, vol. 45, no 1, p. 29-44.

RESTREPO, J. J. and TOUSSAINT, J. F. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. En: Episodes, 1988, vol. 11, no 3, p. 189-193.

VANCE, Joseph. Zoning in Igneous Plagioclase: Patchy Zoning. En: The Journal of Geology. July, 1965, vol. 73, no. 4, p. 636-651.

VAN DER LELIJ, Roelant. Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study. Tesis Doctoral. Geneva. University of Geneva. 2013. 221 p.

WARD, D., *et al.* Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, departamento de Santander. US Geological Survey e Ingeominas. En: Boletín Geológico. 1973, vol. 21, no 1-3, p. 1-132.

WHALEN, Joseph B.; CURRIE, Kenneth L. and CHAPPELL, Bruce W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. En: Contributions to mineralogy and petrology. 1987, vol. 95, no 4, p. 407-419.

WHITNEY, Donna L.; EVANS, Bernard W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. En: American mineralogist. 2010, vol. 95, no 1, p. 185.

WINTER, John D. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. New Jersey: Prentice-Hall Inc, 2001. 697 p.

ANEXOS

ANEXO A. Análisis geoquímicos

Muestra	Unidad	Litología	Sector	Coord_E	Coord_N	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
						%	%	%	%	%	%	%	%
						0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
I388935	Batolito de Rio Negro	Granitoide	El Playón	1320809	1093255	77,7	11,6	1,08	0,24	0,07	3,81	4,38	<0.01
I388944	Batolito de Rio Negro	Granitoide	El Playón	1322815	1090576	76,8	10,45	3,06	0,05	0,19	2,38	4,78	<0.01
J989624	Batolito de Rio Negro	Vena de cuarzo	El Playón			89,5	4,79	1,65	0,49	0,22	0,72	1,55	<0.01
I388923	Batolito de Rio Negro	Granitoide	Cáchira	1111517	1342054	74,9	13,9	1,67	0,67	0,37	3,07	4,48	<0.01
I388924	Batolito de Rio Negro	Granitoide	Cáchira	1109942	1342818	73,5	12,2	3,07	0,63	0,69	1,52	3,84	<0.01
I388927	Batolito de Rio Negro	Granitoide	Cáchira	1113555	1346121	75,6	13,5	1,07	0,59	0,25	3,44	4,31	<0.01
I388928	Batolito de Rio Negro	Granitoide	Cáchira	1109802	1343284	66,8	15,35	4,48	1,96	0,93	3,42	3,45	<0.01
I388929	Batolito de Rio Negro	Granitoide	Cáchira	1110285	1343510	70,6	14,45	2,28	0,52	0,31	3,49	4,47	<0.01
I388984	Batolito de Rio Negro	Granitoide	Cáchira	1112215	1341681	70,5	14,65	3,56	2,26	0,99	2,89	3,49	<0.01
I388985	Batolito de Rio Negro	Pegmatita	Cáchira	1112215	1341681	77	13,65	0,79	0,4	0,11	3,37	4,35	<0.01
I388986	Batolito de Rio Negro	Granitoide	Cáchira	1111320	1342352	77,4	13,4	0,76	0,35	0,14	3,26	5,03	<0.01
I388991	Batolito de Rio Negro	Granitoide	Cáchira	1109982	1343329	67,2	15	3,65	1,68	0,85	3,25	3,96	<0.01
I388994	Batolito de Rio Negro	Granitoide	Cáchira	1112103	1344880	68,7	14,25	2,98	1,37	0,6	2,94	3,52	<0.01
I388995	Batolito de Rio Negro	Granitoide	Cáchira	1112115	1344966	66,9	14,3	3,41	1,2	1,01	3,09	3,51	<0.01
I388996	Batolito de Rio Negro	Vena de cuarzo	Cáchira	1111856	1345472	90,1	3,85	1	0,31	0,1	0,85	1,38	<0.01

Muestra	TiO2	MnO	P2O5	SrO	BaO	C	S	Ba	Ce	Cr	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb
	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.5	0.5	10	0.01	0.05	0.03	0.03	0.1	0.05	0.2	0.01	0.5	0.01	0.2
I388935	0.1	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.08	75.3	63.2	10	0.2	4.76	3.34	0.23	17.7	3.49	4.2	1.05	33.6	0.57	23.4
I388944	0.13	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.14	212	111	<10	0.15	21.4	14.85	0.61	28.6	14.05	29.9	4.62	47.9	2.36	50.8
J989624	0.23	0.03	0.04	0.01	0.06	0.01	<0.01	511	22	20	0.27	1.67	0.95	0.56	5.6	1.85	6.7	0.32	13.2	0.16	4.3
I388923	0.17	0.05	0.17	0.01	0.05	0.03	<0.01	456	40.9	10	4.66	3.34	1.72	0.67	17.5	3.27	3.1	0.61	21.4	0.21	15.8
I388924	0.45	0.06	0.14	0.01	0.08	0.05	0.01	688	54.4	30	3.94	5.15	3.04	1.17	16.2	4.94	6.8	1.03	26.4	0.39	14.7
I388927	0.1	0.05	0.12	0.01	0.04	0.02	0.01	355	23.4	10	5.35	1.93	1.1	0.5	14.8	1.89	1.9	0.37	12.9	0.16	9.5
I388928	0.6	0.13	0.45	0.02	0.09	0.03	<0.01	731	134	10	5.09	5.51	2.95	1.58	18.9	7.31	8.5	1	66.9	0.35	21.7
I388929	0.23	0.04	0.11	0.01	0.09	0.04	0.04	743	73.9	10	3.16	4.4	2.39	0.94	16.9	5.03	4.4	0.83	39.7	0.33	15.7
I388984	0.43	0.06	0.15	0.03	0.1	0.03	<0.01	828	89.4	30	5.27	3.25	1.66	1.31	19.6	4.9	5.3	0.58	48.2	0.22	14.5
I388985	0.03	0.07	0.11	<0.01	<0.01	0.03	0.02	26	5.4	10	7.57	1.32	0.75	0.08	18.9	0.93	1	0.25	2.8	0.14	15.5
I388986	0.06	0.02	0.07	0.01	0.04	0.02	<0.01	369	17.1	10	2.85	2.57	1.6	0.58	13.3	1.8	1.3	0.51	9.3	0.23	5.6
I388991	0.46	0.07	0.27	0.02	0.12	0.02	0.01	1015	118	20	3.30	4.46	2.35	1.65	18.7	6.98	7.3	0.8	59.9	0.33	18.2
I388994	0.37	0.1	0.16	0.02	0.1	0.04	0.01	815	78.5	20	3.79	2.51	1.25	1.13	18.9	4.44	5.2	0.44	41.7	0.15	24
I388995	0.42	0.06	0.17	0.02	0.11	0.08	0.01	913	89.8	30	1.38	2.9	1.45	1.14	17.9	5.17	5.8	0.51	48.3	0.19	13
I388996	0.08	0.02	0.14	<0.01	0.02	0.02	0.01	190	21.5	10	0.72	1.13	0.55	0.34	4.2	1.55	1.2	0.2	11.4	0.07	3.5

Muestra	Nd	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zr	As	Bi	Hg
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	0.1	0.03	0.2	0.03	1	0.1	0.1	0.01	0.05	0.5	0.01	0.05	5	1	0.5	0.03	2	0.1	0.01	0.005
I388935	22,4	6,75	138	4,17	4	32,5	2,2	0,72	16,05	<0,5	0,52	3,16	<5	2	32,1	3,92	107	<0,1	0,02	<0,005
I388944	52,2	13,55	98,4	13,45	12	65,8	3,4	2,92	14,05	0,5	2,32	2,6	<5	2	130,5	15,5	1170	1,4	0,08	<0,005
J989624	12	3,21	36,5	2,41	<1	108,5	0,3	0,27	2,53	<0,5	0,16	0,77	17	1	9,2	1,01	262	0,1	0,02	<0,005
I388923	16,5	4,4	181,5	3,38	7	93,6	2	0,55	6,43	0,7	0,23	2,97	13	1	17,2	1,52	111	0,3	0,73	<0,005
I388924	24,1	6,01	142	5,01	2	102	1,1	0,81	10,2	0,6	0,42	2,99	33	1	27,7	2,84	266	0,4	0,1	<0,005
I388927	9,1	2,47	166,5	1,93	5	120	1,9	0,32	3,79	0,6	0,16	2,16	10	1	10,8	1,11	59	0,4	1,43	0,005
I388928	53,1	14,1	151,5	8,37	3	172	1,8	1,01	11,95	0,6	0,38	6,49	49	1	26,2	2,61	412	0,6	0,19	0,006
I388929	28,5	7,71	176	5,26	3	112,5	1,6	0,77	13,3	0,7	0,34	2,85	18	<1	23,7	2,34	168	1,3	0,21	0,006
I388984	32,9	9,65	127,5	5,67	2	233	1,1	0,68	12,45	0,6	0,23	2,06	41	2	15,9	1,45	207	6,4	0,07	0,005
I388985	2,5	0,69	274	0,92	10	16,9	3,4	0,21	1,84	1	0,13	6,75	<5	2	7,6	1,01	16	1,8	2,06	<0,005
I388986	6,8	1,94	185,5	1,61	2	67,2	0,8	0,39	2,82	0,7	0,24	1,59	5	2	15,5	1,55	37	0,9	0,21	0,006
I388991	45	13,25	142,5	7,28	7	203	1,3	0,9	11,6	0,6	0,31	2,04	39	1	22,1	2,14	323	0,8	0,07	0,005
I388994	29,3	8,64	184,5	4,71	9	184	10,7	0,53	10,3	0,8	0,16	1,62	38	1	11,7	0,99	186	0,2	0,66	<0,005
I388995	33,6	9,96	117,5	5,43	2	174	1,1	0,62	12,2	0,5	0,18	2,03	45	1	13,6	1,19	235	0,7	0,26	<0,005
I388996	8,2	2,44	63,9	1,47	2	31,2	0,4	0,21	2,69	<0,5	0,07	0,5	6	1	5,4	0,47	47	1,8	0,71	<0,005

Muestra	Sb	Se	Te	Cd	Co	Cu	Mo	Ni	Pb	Zn	LOI	Total
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%
	0.05	0.2	0.01	0.5	1	1	1	1	2	2	0.01	0.01
I388935	<0.05	0,3	<0.01	0,6	1	<1	<1	<1	6	6	0,39	99,4
I388944	<0.05	0,6	<0.01	<0.5	<1	4	<1	<1	<2	28	1,1	99
J989624	<0.05	0,2	<0.01	0,5	2	2	<1	3	6	16	1,88	101
I388923	<0.05	0,2	0,01	<0.5	1	8	<1	<1	18	30	1,67	101
I388924	<0.05	0,2	0,01	<0.5	6	2	<1	10	20	55	1,17	97,4
I388927	<0.05	0,2	0,05	<0.5	8	9	<1	1	20	19	0,99	100
I388928	<0.05	0,5	0,01	<0.5	7	19	1	1	19	75	2,49	100
I388929	<0.05	0,2	0,01	<0.5	2	15	<1	<1	16	35	1,49	98,1
I388984	<0.05	0,3	0,01	<0.5	9	24	1	12	16	65	0,99	100
I388985	<0.05	<0.2	0,04	0,5	<1	44	<1	<1	15	11	0,68	100,5
I388986	<0.05	0,2	0,01	<0.5	<1	2	<1	<1	17	7	0,88	101,5
I388991	<0.05	0,3	0,01	<0.5	6	22	<1	2	22	66	1,98	98,5
I388994	<0.05	0,2	0,04	<0.5	6	23	<1	14	16	60	3,21	98,3
I388995	<0.05	0,3	0,03	<0.5	6	27	1	16	28	76	3,43	97,6
I388996	0,07	0,2	0,04	<0.5	2	14	1	4	5	11	0	97,9