



UNIVERSIDAD
DE LA REPUBLICA
URUGUAY



FACULTAD DE
CIENCIAS
UDELAR fcien.edu.uy

Trabajo Final de la Licenciatura en Geología
Facultad de Ciencias, Universidad de la República
(Uruguay)

*Geología de la Formación Cerros de San Juan
(Departamento de Colonia, Uruguay)*



Hugo Bonjour

Tutora: Dra. Leda Sánchez Bettucci

2016

Índice

Resumen.....	3
1. Introducción.....	4
2. Objetivos.....	4
3. Metodología.....	4
4. Ubicación y Marco Geográfico.....	6
5. Contexto Geológico.....	8
5.1 Antecedentes Geológicos Regionales.....	8
5.2 Antecedentes Geológicos de la Formación Cerros de San Juan.....	14
6. Resultados.....	17
6.1 Geología descriptiva y Petrografía.....	17
6.1.1 Faja granito-gnéisica.....	17
6.1.2 Formación Cerros de San Juan.....	20
6.1.2.1 Secuencia metavolcánica.....	21
6.1.2.1.1 Metavolcanitas ácidas.....	21
6.1.2.1.2 Metavolcanitas básicas.....	34
6.1.2.1.3 Rocas subvolcánicas.....	39
6.1.2.2 Secuencia metasedimentaria.....	41
6.1.3 Cuerpos intrusivos.....	50
6.1.3.1 Granito de Arroyo Miguelete.....	50
6.1.3.2 Complejo Paso Antolín.....	52
6.1.4 Unidades cenozoicas.....	57
6.2 Geoquímica.....	59
7. Discusión.....	77
7.1 Geología de campo y petrografía.....	77
7.2 Geoquímica.....	79
7.3 Consideraciones sobre el ambiente tectónico.....	81
8. Conclusiones.....	83
9. Agradecimientos.....	85
10. Bibliografía.....	86
11. Anexos.....	93

Resumen

La Formación Cerros de San Juan se localiza al SO del departamento de Colonia a 30 Km de la capital departamental, Colonia del Sacramento. La misma es una secuencia metavolcanosedimentaria de bajo grado de metamorfismo, en facies esquistos verdes, presentando localmente metamorfismo en facies anfibolita.

En este trabajo fue confeccionada una carta geológica a escala 1:40.000, con énfasis en la distribución geográfica de la unidad de estudio. Esta aflora escasamente y se desarrolla en dos bloques, separados por una falla dextral de dirección N30°O aproximadamente. Estos bloques, Este y Oeste, presentan direcciones generales, N30° - 50°E y N50° - 70°E, respectivamente. La unidad se encuentra en gran medida cubierta por los depósitos cenozoicos y sub-actuales y cobertura edáfica, su máxima exposición se da en los Cerros de San Juan.

La secuencia metasedimentaria está conformada por mármoles con tremolita, esquistos con talco, esquistos con clorita, esquistos con cuarzo y epidoto, metaconglomerados, cuarcitas ricas en hornblenda y cuarcitas *sensu stricto*. La secuencia metavolcánica está conformada por metatobas, metariolitas, metariodacitas y metabasaltos. Por otro lado se constató la presencia de granófiros.

A través de la realización de análisis químicos de muestras de la unidad metavolcánica, además de la comparación de los mismos con datos existentes para las metavolcanitas del cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996), se observó que las metalavas ácidas presentan una afinidad calcoalcalina y peraluminosa, mientras que las metalavas básicas presentan afinidad tholeítica y metaluminosa. Las litologías equivalentes en el Cinturón San José presentan comportamientos en general similares.

A partir de la información existente y la obtenida en este trabajo se plantearon diferentes hipótesis para el ambiente tectónico de la Formación Cerros de San Juan. Uno dominado por un régimen extensional relacionado al haz de diques máficos que recorta al terreno Piedra Alta en torno a los 1790 Ma (según Halls *et al.*, 2001), y otro escenario dominado por un régimen convergente, relacionado al ciclo orogénico Transamazónico.

1. Introducción

Este trabajo se ha desarrollado en el marco de la tesis de grado de la Licenciatura en Geología, de la Universidad de la República.

El área en donde se llevó a cabo la actividad se localiza al suroeste del Departamento de Colonia, a aproximadamente 30 km de la capital departamental, Colonia del Sacramento.

La unidad geológica estudiada es la denominada Formación Cerros de San Juan (Roth y Stampe, 1980), representada por una secuencia metavolcanosedimentaria. Algunos niveles de la sucesión metasedimentaria han sido objeto de la extracción de talco, a orillas del Arroyo Miguelete, desde el año 1907.

En el presente trabajo la realización de estudios petrográficos, geoquímicos y una cartografía 1:40.000 del área de estudio permitió complementar y profundizar el conocimiento de la unidad, ya que ésta contaba con escasos estudios previos.

2. Objetivos

Generales

- Caracterización geológica de la Formación Cerros de San Juan, a través del mapeo a escala 1:40.000.

Específicos

- Caracterización petrográfica de la Formación Cerros de San Juan.
- Caracterización geoquímica de la unidad metavolcánica de la Formación de estudio.
- Comparación de los datos geoquímicos de la unidad metavolcánica con datos existentes para las metavolcanitas del cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996).

3. Metodología

En orden cronológico se siguieron los siguientes pasos:

Etapa de Gabinete:

- Revisión bibliográfica y recopilación de información del área de estudio.
- Análisis de imágenes satelitales (*Google Earth*) y fotointerpretación del área utilizando fotos aéreas 1:40.000.
- Elaboración de un mapa preliminar a escala 1:40.000, separando las principales unidades litológicas en el área.

Etapa de campo:

- Realización de tres salidas de campo que permitieron hacer un control del mapa preliminar (elaborado a partir de la fotointerpretación y fotolectura), además de la recolección de muestras representativas para la confección y posterior caracterización petrográfica y muestreo para análisis litogeoquímicos. Durante esta etapa fueron relevados 82 afloramientos.

Etapa de Laboratorio:

- Confección de 29 secciones delgadas para su posterior observación y descripción en microscopio petrográfico.
- Selección de seis muestras para la realización de análisis geoquímico, respetando los siguientes criterios:
 - Muestras representativas de la unidad.
 - Muestras con dimensiones iguales o mayores a diez veces el tamaño del cristal mayor.
 - Muestras que no estén alteradas (frescas).
 - Cuarteo después de su desagregación mecánica.

Las muestras fueron analizadas en los laboratorios *Acme Analytical Laboratories Ltd* (Canadá). El laboratorio procedió según los códigos de análisis LF202 que consisten en la determinación de elementos mayores y trazas por ataque químico con agua regia y posterior ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*).

Etapa Final de Gabinete:

- Procesamiento, visualización e interpretación de los datos de los análisis petrográficos y geoquímicos. El tratamiento de los resultados geoquímicos y la generación de las gráficas de clasificación se realizaron en el programa GCDkit (*Geochemical Data Toolkit in R*, versión 3.00 para Windows) distribuido gratuitamente y desarrollado por Janouseck *et al.* (2006). Análisis e interpretación de los datos recolectados de la Formación Cerros de San Juan en las etapas precedentes, además de la integración de los mismos.
- Elaboración del mapa geológico del área estudiada a escala 1:40.000.
- Elaboración del manuscrito.

4. Ubicación y Marco Geográfico

El área de estudio se localiza al suroeste del Departamento de Colonia, siendo la localidad más cercana la ciudad de Conchillas a aproximadamente 18 Km de distancia. Para acceder a la misma desde Montevideo se puede utilizar la Ruta Nacional N°1 “Brigadier General Manuel Oribe” hasta el km número 149 en donde se accede a la Ruta Nacional N° 22, luego de atravesar la ciudad de Tarariras a la altura del km 23 comienza la zona de estudio.

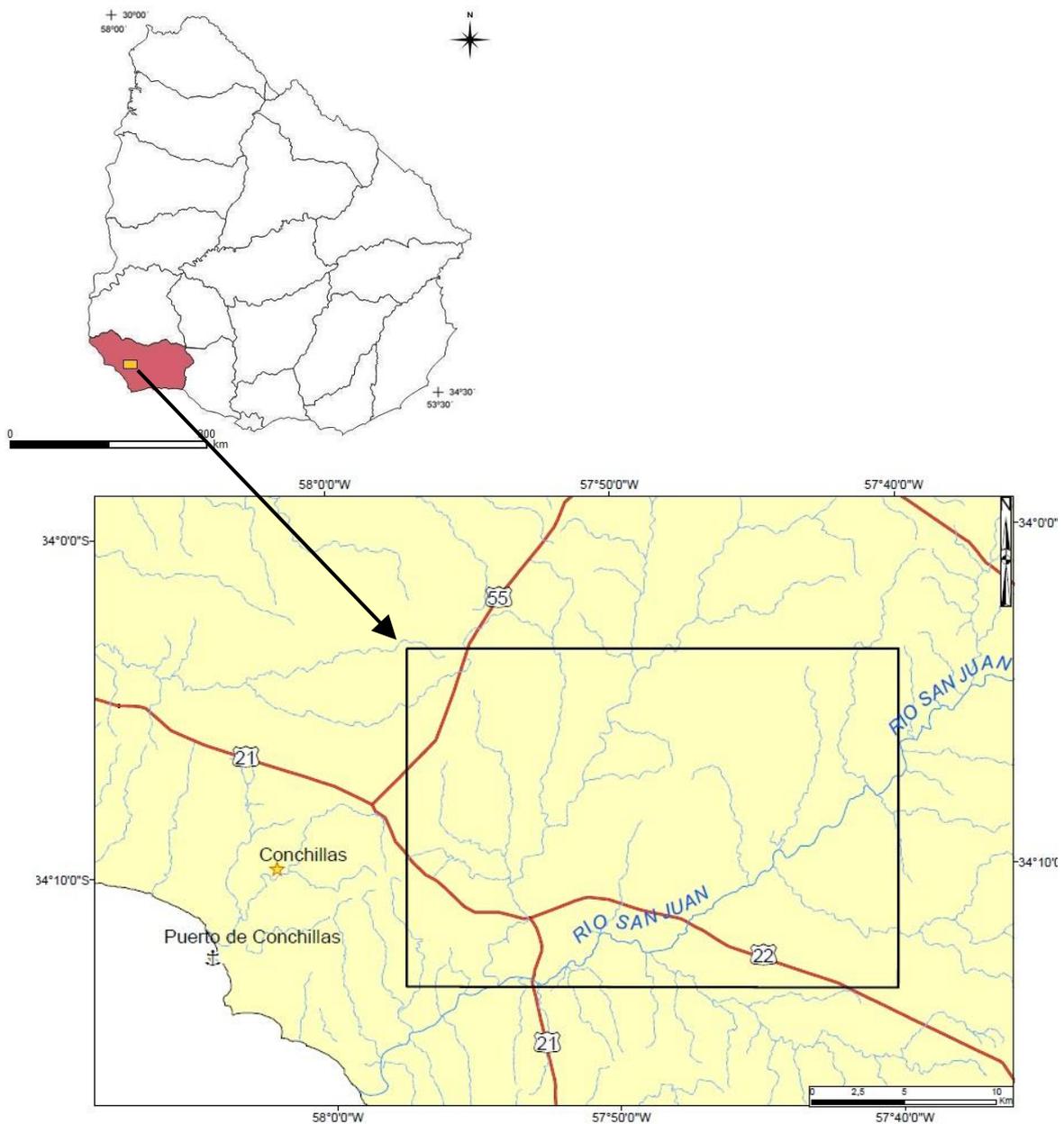


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio.

El área de estudio está caracterizada por presentar un relieve suavemente ondulado, cuya altura máxima no superan los 120 m, siendo el Cerro San Francisco su punto más alto. Esta zona generalmente de uso agrícola-ganadera tiene una resistencia media a la sequía y el riesgo natural de erosión que presenta es considerado de medio a bajo, aunque esta situación se ha agravado localmente debido a un mal manejo sobre la tierra a lo largo de muchas décadas. Los suelos desarrollados sobre rocas precámbricas son más bien superficiales y medianamente profundos, aunque los desarrollados sobre los limos de la Formación Libertad y/o Fray Bentos son profundos y de mayor fertilidad.

La zona es recorrida por numerosos cursos de agua que definen una densa red de drenaje. La red fluvial presenta una geometría dendrítica, con tramos rectos, denotándose un control estructural sobre los mismos. Los cursos que atraviesan la zona presentan diversos tamaños siendo las vías principales el Río San Juan y Arroyo Miguelete; y algunas de las vías secundarias son los arroyos San Luis, del Cerro, del Tala, del Sauce, y las cañadas de las Tunas, Cueva del Tigre y de los Molles.

5. Contexto Geológico

5.1 Antecedentes Geológicos Regionales

El basamento uruguayo es un mosaico de bloques corticales de diferente naturaleza, edad e historia geológica, separados por discontinuidades de diversas magnitudes y asociados a magmatismos y rocas supracorticales (Masquelin, 2006).

Una de las primeras descripciones del basamento precámbrico del Uruguay fue realizada por Walther (1919). Según este autor se compone de pizarras cristalinas y rocas ígneas, presentando los cuerpos de granitoides más importantes en los departamentos del Sur, cubiertos por sedimentos pampeanos. A su vez, describió el basamento en los alrededores del yacimiento de talco en las cercanías de la localidad de Conchillas, donde mencionó la ocurrencia de pizarras cristalinas (anfíbolitas, filitas, esquistos cloríticos y cuarcitas) y rocas volcánicas ácidas que en ese entonces denominó como granitos y “granitófidos”.

Posteriormente MacMillan (1933) estableció el primer enfoque regional de la geología uruguaya, planteando una primera gran división, por un lado, el Complejo Arcaico (denominado hoy terreno Piedra Alta y terreno Nico Pérez), por otro lado, la serie Minas, que actualmente abarca parte de lo que se conoce hoy como Cinturón Dom Feliciano (Fragoso César, 1980).

Almeida *et al.* (1973), definieron al “Escudo Uruguayo” y lo subdividieron en tres dominios: occidental, central, y oriental (Figura 2). Los dominios occidental y central, separados por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (Preciozzi *et al.*, 1979) pertenecen a un área de estabilidad tectónica, que definieron como Cratón del Río de la Plata (CRP). El dominio oriental correspondería a un bloque alóctono, acrecionado durante la evolución del Cinturón Dom Feliciano, por procesos diacrónicos y continuos de metamorfismo, magmatismo y deformación ocurridos entre el Neoproterozoico y el Cámbrico (Masquelin, 2006).

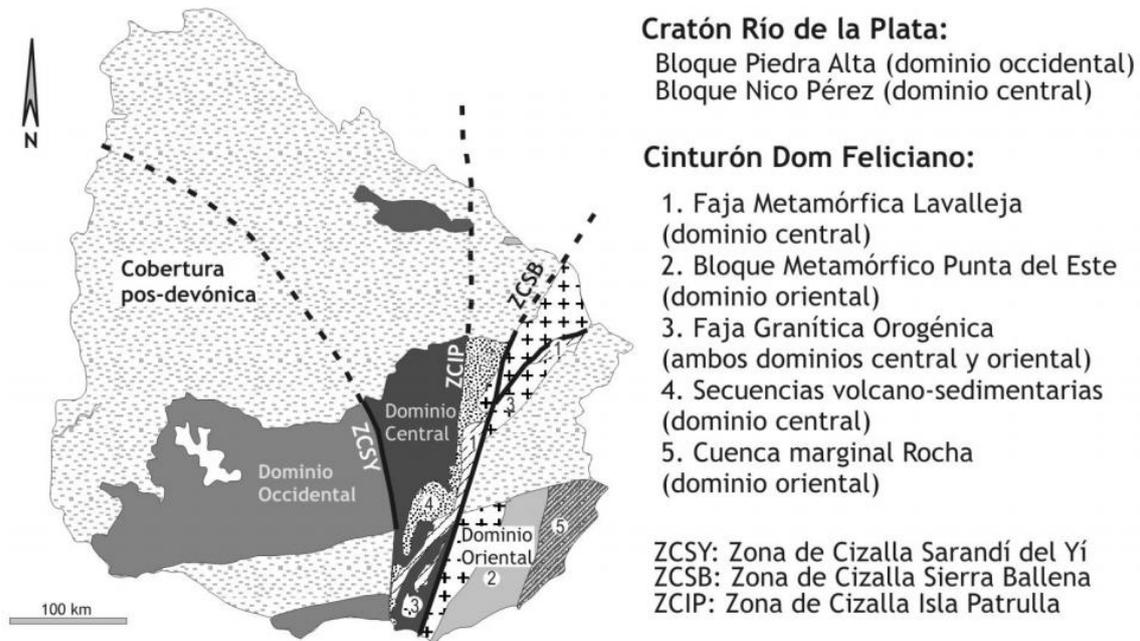


Figura 2. Compartimentación estructural del Uruguay. (Tomado de Masquelin, 2006).

En el Cratón del Río de la Plata, definido por Almeida *et al.* (1973), se agrupan antiguas zonas cratónicas, ya consolidadas en el Precámbrico superior (Oyhantçabal *et al.*, 2011). Dicho cratón abarca gran parte del Uruguay y se caracteriza por presentar gneises, migmatitas, anfíbolitas y plutones graníticos de edades paleoproterozoicas y se encuentra cubierto parcialmente por sedimentos Paleozoicos, Mesozoicos, así como de una cobertura Cenozoica.

Basei *et al.* (2000) definieron diferentes unidades que constituyen el Cratón del Río de La Plata: una al Este que comprende los bloques Rivera, Valentines y Pavas (siguiendo la propuesta de Preciozzi *et al.*, 1979; 1985), conformando el terreno Nico Pérez, que ha sido afectado por eventos tectono-térmicos Neoproterozoico-Cámbricos, y otra unidad al Oeste, que comprende el Terreno Piedra Alta, no afectado internamente a partir de los 1.75 Ga (Basei *et al.*, 2000). Estas unidades se encuentran separadas por la zona de cizalla Sarandí del Yí.

Más recientemente, Oyhantçabal *et al.* (2011), enmiendan la definición del cratón del Río de la Plata, el cual estaría comprendido en el Uruguay por el terreno Piedra Alta, y la zona de cizalla Sarandí del Yí que officaría de límite Este del cratón (Figura 3).

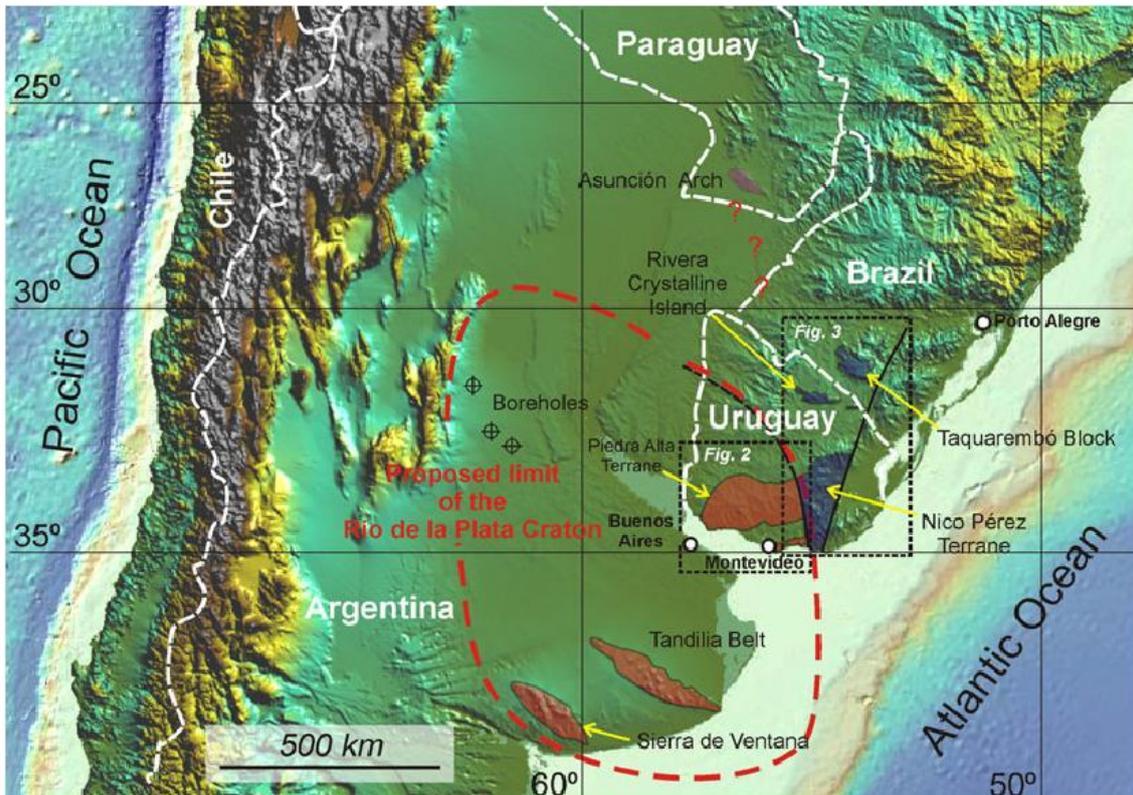


Figura 3. Principales áreas de afloramiento del Cratón del Río de la Plata y el nuevo límite propuesto (Tomado de Oyhantçabal *et al.*, 2011).

La zona de cizalla Sarandí del Yí se curva hacia el Oeste en la zona norte del país, tal como sugiere el mapa de anomalías gravimétricas del Uruguay, confeccionado por el Servicio Geográfico Militar (1973), mientras que para Bossi y Campal (1992) se continúa en línea recta hacia el Norte, sin ninguna curvatura, a diferencia de lo sugerido por Preciozzi *et al.* (1979), Sánchez Bettucci *et al.* (2010), entre otros (Figura 4).

El Terreno Piedra Alta (Figura 5), en el cual se encuentra el área de estudio, comprende a las litologías correspondientes al ciclo orogénico Transamazónico y se desarrolla al Oeste de la falla Sarandí del Yí, límite tectónico con el Terreno Nico Pérez y el Cinturón Dom Feliciano, situados al Este. Está integrado por cinturones metamórficos de edades *ca.* 2.1 Ga (Oyhantçabal *et al.*, 2003), que se separan por extensas áreas granito-gnéisicas (Bossi *et al.*, 1993a; Oyhantçabal *et al.*, 2007). Además de los cinturones se incluye un magmatismo tardi a post-orogénico con edades entre 1.9 a 2.3 Ga, complejos máficos-ultramáficos estratificados, granitos rapakivi tipo A de edad 2.078 Ga y un magmatismo extensional de 1.7 Ga, representado por un haz de diques máficos.

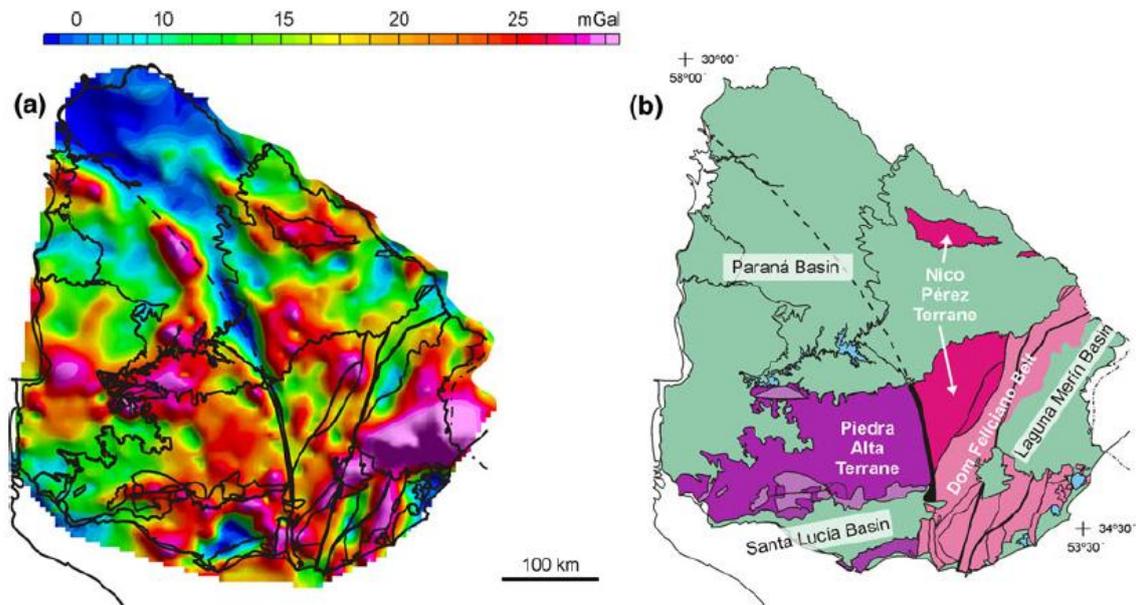


Figura 4. (a) Mapa de anomalías gravimétricas del Uruguay que muestra los principales límites geológicos. (b) Esquema Geológico del Uruguay que muestra las principales divisiones geológicas (modificado de Sánchez Bettucci y Oyhantçabal, 2008).

Los cinturones son los denominados Arroyo Grande (Preciozzi, 1993) y San José (Preciozzi *et al.*, 1991). El Cinturón Arroyo Grande se extiende a lo largo de 50 km, con un ancho de 15 km aproximadamente y se sitúa en el extremo norte del área expuesta del Terreno Piedra Alta (Ferrando y Fernández, 1971; Fernández y Preciozzi, 1974; Bossi *et al.*, 1993a; Preciozzi, 1993). Está delimitado por fallas y se encuentra en contacto tectónico con un área granito-gneílica. El rumbo general es E-O con variaciones en el entorno N70°E a N70°O y comprende rocas ígneas y metasedimentarias. La secuencia metasedimentaria está representada por cuarcitas, metaconglomerados, metapelitas, esquistos cloríticos y anfibolitas. El volcanismo es de tipo bimodal (basaltos y riolitas). Las rocas plutónicas están representadas por peridotitas, piroxenitas, gabros y hornblenditas (Preciozzi, 1989; Bossi *et al.*, 1998). Este cinturón se encuentra afectado por metamorfismo en facies esquistos verdes (Oyhantçabal *et al.*, 2011) y está recortado por una intrusión tardi a post-orogénica conocida como Complejo Marincho y Granito Paso del Puerto (Preciozzi *et al.*, 1985).

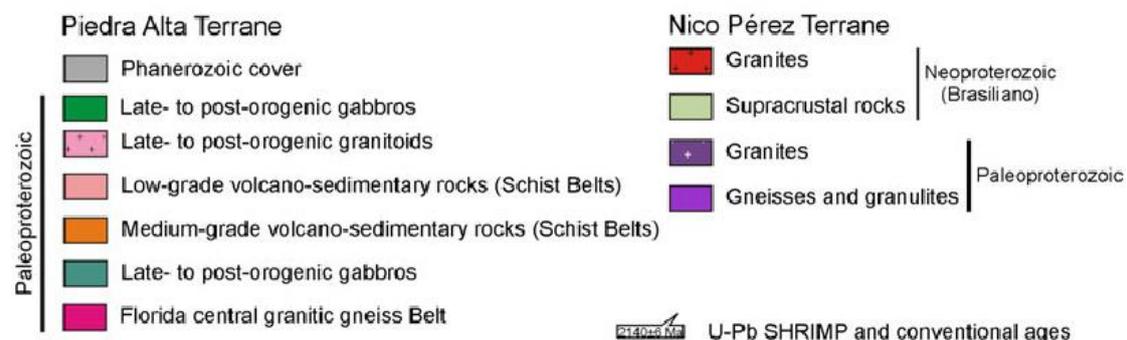
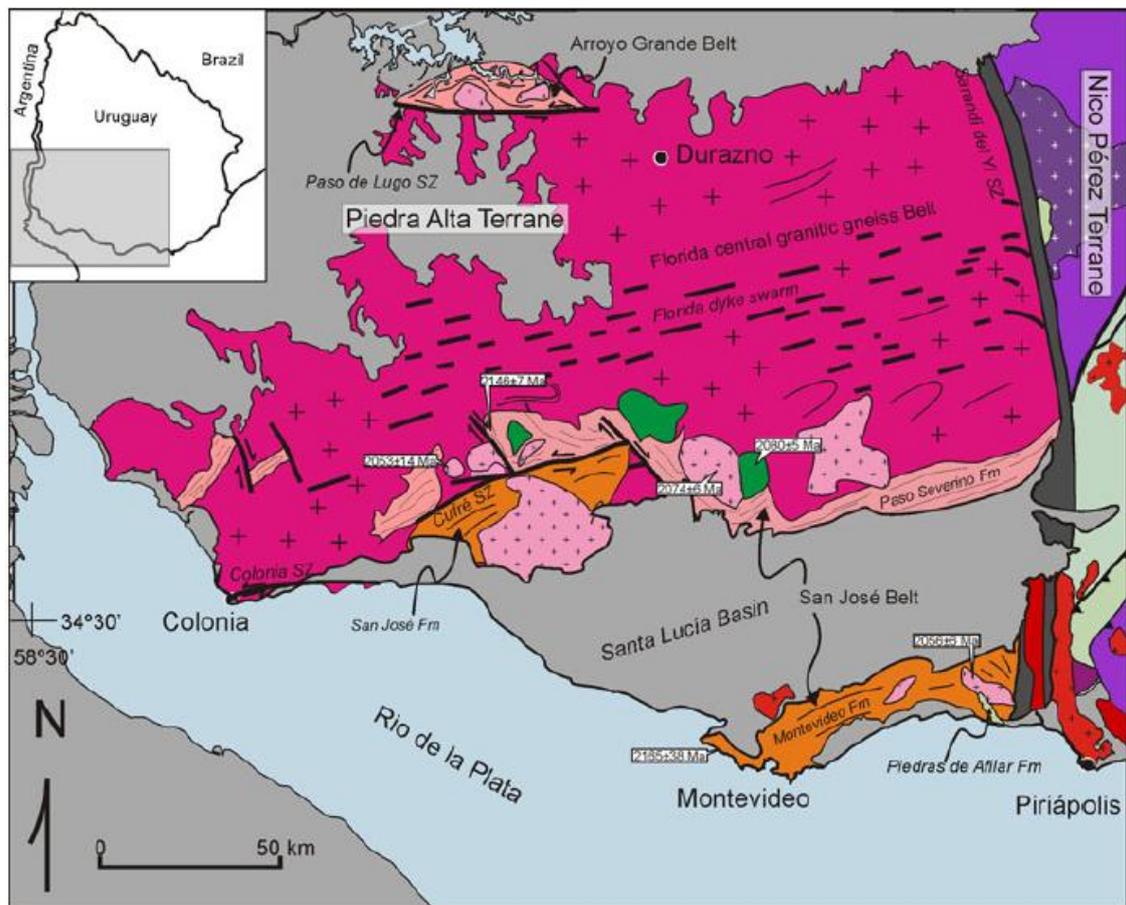


Figura 5. Mapa geológico del Terreno Piedra Alta (Tomado de Oyhantçabal *et al.*, 2011).

El Cinturón San José está constituido por las formaciones Montevideo, San José y Paso Severino (Oyhantçabal *et al.*, 2003), afectado por metamorfismo en grado bajo a medio. Originalmente se definían dos cinturones metamórficos diferentes: Montevideo y San José (Bossi *et al.*, 1993a) pero se lo agrupó en un único cinturón basándose en la proximidad geográfica, las similitudes de los rasgos estructurales, edades U-Pb y la continuidad litológica, sólo interrumpida por el desarrollo de la cuenca extensional Santa Lucía (Oyhantçabal *et al.*, 2007). Mutti *et al.* (1995) y Bossi *et al.* (1996) sugieren una evolución desde un régimen extensional asociado a plumas de manto hacia uno

compresional definido por la formación de un arco volcánico inmaduro, el último ambiente es sugerido por Fragoso César (1991) en base a correlaciones de carácter tectónico.

La Formación Montevideo está constituida por anfibolitas, esquistos micáceos y gneises. Presenta una orientación E-O y se sitúa en el margen austral del Terreno Piedra Alta, desarrollándose en los departamentos de Canelones y Montevideo. Las litologías distintivas son gneises oligoclásicos y biotíticos, anfibolitas y esquistos micáceos (Bossi *et al.*, 1975; Preciozzi *et al.*, 1985; 1991; Coronel y Oyhantçabal, 1988) recortados por aplitas y pegmatitas. Los datos isotópicos disponibles son: 2165 ± 38 Ma (U-Pb SHRIMP) en gneis (Santos *et al.*, 2003) y 2158 ± 24 Ma (U-Pb convencional en circones) de Preciozzi y Peel (2005). La Formación San José se desarrolla en el departamento homónimo y en menor proporción en los departamentos de Colonia y Florida. Esta formación está *representada* por gneises, anfibolitas, granulitas, cuarcitas y esquistos micáceos. El metamorfismo, en términos generales, es en grado medio a medio-alto (Preciozzi *et al.*, 1985). La Formación Paso Severino se desarrolla al Norte de la zona de cizalla Cufre (Figura 5), con una dirección general E-O, teniendo su mayor expresión en los departamentos de San José y Florida. La misma está constituida por una secuencia volcanosedimentaria caracterizada por un metamorfismo de grado bajo a muy bajo (Preciozzi *et al.*, 1985). Las litologías están representadas por un predominio de metapelitas, rara vez rocas carbonáticas (mármoles dolomíticos) y bancos de formaciones de hierro bandeado (BIF). Las rocas metavolcánicas incluyen metabasaltos, metandesitas, metadacitas y metatobas (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010). Por el método U-Pb SHRIMP se dataron circones en metadacitas obteniéndose una edad de 2146 ± 7 Ma (Santos *et al.*, 2003). Bossi (1966) incluye en esta unidad a la Formación Cerros de San Juan, la cual fue separada como unidad formacional por Roth y Stampe (1980) y luego reconocida por Preciozzi *et al.* (1985). Esta unidad se encuentra representada por una secuencia volcanosedimentaria afectada por metamorfismo de grado bajo.

El magmatismo tardi a post-orogénico del Terreno Piedra Alta es denominado Complejo Albornoz e incluye granitos calcoalcalinos, peraluminosos y alcalinos, y gabros; todos estos con edades entre ca. 2.3-1.9 Ga. Estas unidades son conocidas como Plutones Isla Mala, Cufre, Marincho y Mahoma (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010).

Los complejos máficos-ultramáficos estratificados (Complejo Cerros Negros), están representados por piroxenitas, gabros, leucogabros y anortositas. Desarrollan un

bandeado característico y están afectados por deformación y metamorfismo de bajo grado. En el sector Sur están afectados por la Zona de Cizalla Cufre, y al Norte y Oeste intruído por granitos tardi a post-orogénicos (Oyhantçabal *et al.*, 2007).

Asimismo, ocurre un granito rapakivi tipo A, denominado granito de Soca por Bossi *et al.* (1975), localizado al Este de la ciudad de Montevideo, en el extremo más oriental del Terreno Piedra Alta. Posee una geometría aproximadamente elíptica y su borde oriental está afectado por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí. En base a análisis químicos y petrográficos realizados por Oyhantçabal *et al.* (1998) fue definido como un granito rapakivi tipo A, subcalino, metaluminoso o ligeramente peraluminoso. Dataciones por el método U-Pb SHRIMP en circón para este cuerpo indican edades de 2054 ± 11 Ma (Bossi *et al.*, 2001) y de $2073,1 \pm 0.60$ Ma (Preciozzi y Peel, 2005)

El magmatismo extensional, representado por un haz de diques máficos posee cerca de 100 km de ancho y aflora a lo largo de más de 300 km. El espesor de cada uno de ellos es de entre 2 y 50 m y 1 a 2 km de largo. Hacia el Este, en el contacto con la zona de Cizalla Sarandí del Yí, los diques se encuentran arqueados formando un “pliegue de arrastre” (Bossi y Campal, 1992). Se dividen en dos grupos según su composición química, uno de andesitas de alto TiO_2 y otro de andesi-basaltos de bajo TiO_2 (Bossi y Campal, 1991; Bossi *et al.*, 1993b; Halls *et al.*, 2001). Estos marcan el último evento tectono-magmático del Terreno Piedra Alta.

5.2 Antecedentes Geológicos de la Formación Cerros de San Juan

Uno de los primeros estudios de las litologías de la Formación Cerros de San Juan fue realizado por Walther (1919), describiendo filitas y filitas cuarcíticas acompañadas de mármol.

Como fue expuesto anteriormente, la Formación Cerros de San Juan se encontraba incluida en la Formación Paso Severino. Roth y Stampe (1980) y Preciozzi *et al.* (1985) la separaron como unidad formacional. Esta se encuentra ubicada al SO del departamento de Colonia aflorando en dos pequeños bloques separados tectónicamente (Bossi *et al.*, 1975). Un bloque al Sur que presenta una dirección general $N40^\circ E$ y un bloque al Norte con una dirección general $N50^\circ - 60^\circ E$. La separación entre ambos está dada por una falla de dirección $N50^\circ O$ la que provoca un desplazamiento de varios kilómetros (*sensu* Preciozzi *et al.*, 1985).

Roth y Stampe (1980) estudiaron con fines geológico-económicos el área de “Mina Narancio S.A.”, de la cual se extrae talco desde 1907, realizando aportes

significativos sobre la geología de la zona. Allí refieren a la Formación Cerros de San Juan como compuesta por cuarcitas algo grafitosas, esquistos sericíticos, esquistos con talco, “restos” de volcanitas ácidas (riolitas e ignimbritas), calizas y dolomías. El talco aparece en cuerpos lentiformes con dirección NE-SO a ENE-OSO, el buzamiento es subvertical a vertical. Localmente aparecen diques de metavolcanitas básicas de color verde oscuro con una dirección aparente E-O.

Preciozzi *et al.* (1985) definieron a esta formación como integrada por una secuencia volcanosedimentaria de bajo grado de metamorfismo, en facies esquistos verdes inferior a esquistos verdes. En la serie sedimentaria aparecen dolomías, filitas ricas en clorita y biotita, cuarcitas con biotita y clorita, esquistos con talco y niveles de metaconglomerados. Los términos volcánicos incluyen metalavas ácidas, básicas e intermedias. En la gran mayoría de las metavolcanitas básicas se conserva la textura original. En el caso de las metavolcánicas ácidas esto también ocurre, aunque en ocasiones dominan las texturas metamórficas. El buzamiento que presenta esta unidad es siempre cercano a la vertical (Bossi *et al.*, 1975). Localmente los esquistos aparecen intensamente plegados, siendo los ejes de estos pliegues aproximadamente verticales. La serie está atravesada por múltiples fracturas transversales en dirección E -O (Roth y Stampe, 1980)

Los datos geocronológicos con los que cuenta esta unidad son en moscovitas de un dique pegmatítico que recorta las metamorfitas, arrojando edades de 1930 Ma por el método K/Ar y por el método isotópico Rb/Sr una edad de 2110 Ma (Hart, 1966). Además, Preciozzi y Peel (2005) dataron por medio del método U-Pb convencional metatobas de la Formación Cerros de San Juan obteniendo una edad de 1753 +5.7/-4.3 Ma, y una edad de 2358 Ma en xenocristales.

Estas litologías se encuentran intruidas por dos cuerpos, un leucogranito alcalino de textura inequigranular denominado Granito de Arroyo Miguelete (Preciozzi *et al.*, 1985) y por el Complejo Paso Antolín que incluye desde rocas de composición granítica (Bossi *et al.*, 1975), hasta litologías gábricas (metagabro de Cerro San Carlos), con una extensión no mayor a los 2,5 km², correspondientes a una gabro-norita (Ledesma *et al.*, 2001). Para estos intrusivos no hay edades disponibles pero cuerpos vecinos como la granodiorita de Carmelo y el granito-gneis de Conchillas presentan edades de 2,030 ± 75 Ma y 1,970 ± 55 Ma respectivamente por el método Rb-Sr (roca total) (Umpierre y Halpern, 1971).

Sobre estos cuerpos intrusivos y las supracorticales yacen discordantemente los depósitos de las Formaciones Fray Bentos y Libertad (Roth y Stampe, 1980), otra unidad descrita en la región es la Formación Camacho.

En la última referencia (Figura 6) se observa la distribución de las diferentes unidades litológicas en el área de estudio.

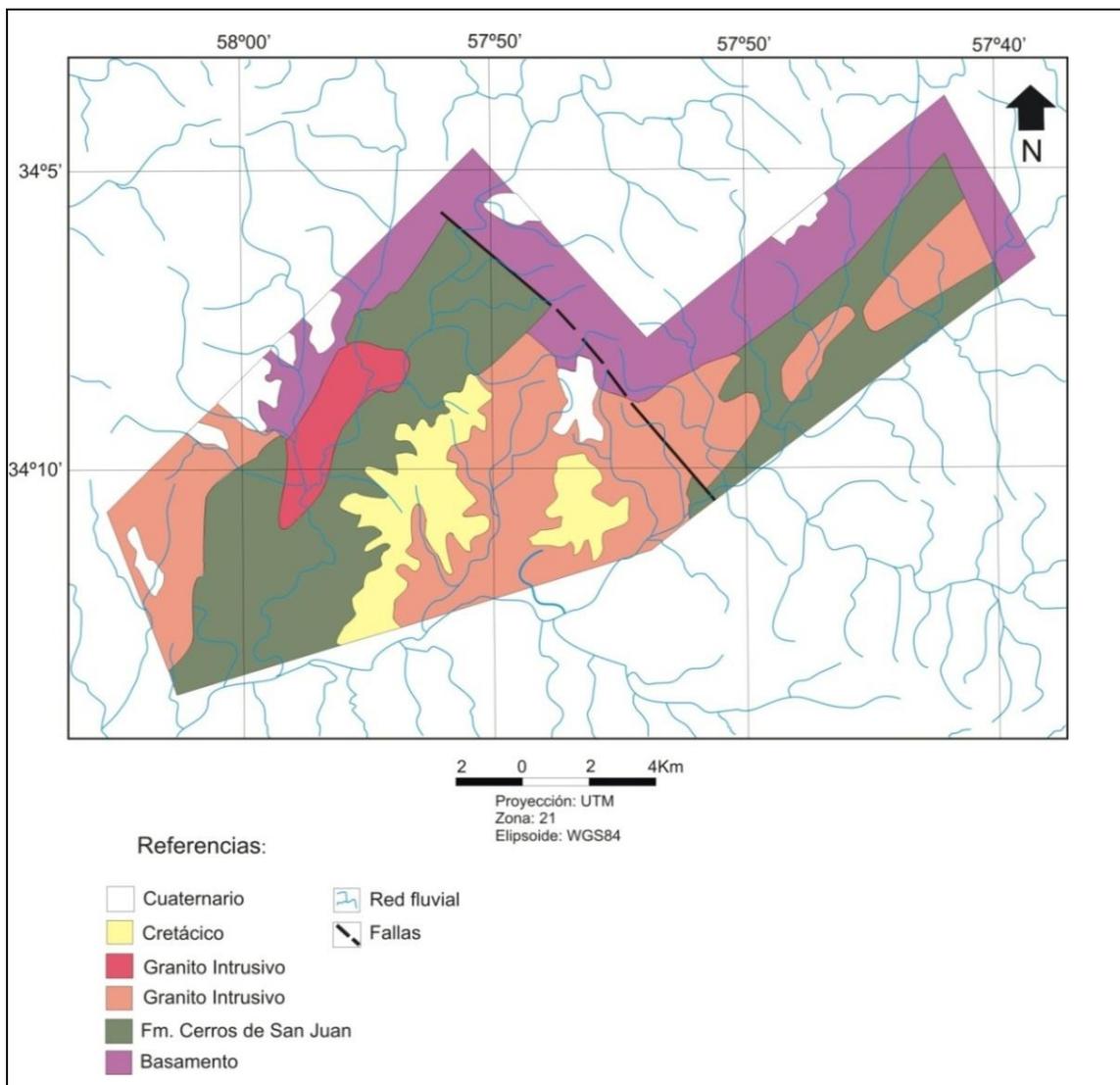


Figura 6. Digitalización del mapa geológico del área de estudio realizado en la misión japonesa (JICA-DINAMIGE) en el año 2000.

6. Resultados

6.1 Geología descriptiva y Petrografía

En este capítulo se describirán las unidades localizadas en el área de estudio en orden cronoestratigráfico, se detallarán sus características de la siguiente manera: primero las unidades precámbricas, la faja granito-gnéisica circundante, la Formación Cerros de San Juan y los cuerpos intrusivos Granito de Arroyo Miguelete y Complejo Paso Antolín. Por último las unidades cenozoicas, dentro de ellas la Formación Fray Bentos, Formación Camacho y Formación Libertad.

Se visitaron 82 afloramientos en la zona de estudio y se confeccionaron 29 láminas delgadas de las cuales tres pertenecen a la faja granito-gnéisica, 23 a la formación Cerros de San Juan y las restantes tres a los cuerpos intrusivos.

6.1.1 Faja granito-gnéisica

Esta unidad está representada principalmente por granitos y migmatitas, los que generan relieves positivos con un alto porcentaje de afloramientos en comparación con casi todas las unidades del área (Figura 7a y 9a). Los granitos presentan un tamaño de grano medio a fino (Figura 7b), observándose comúnmente una orientación preferencial de sus componentes. Los minerales identificados en muestra de mano son cuarzo, feldespatos, plagioclasas y biotita.



Figura 7a. Se aprecia un afloramiento de granito en la zona sur del área de estudio perteneciente a la faja granito-gnéisica (414296.98 m E/6212844.15 m S).

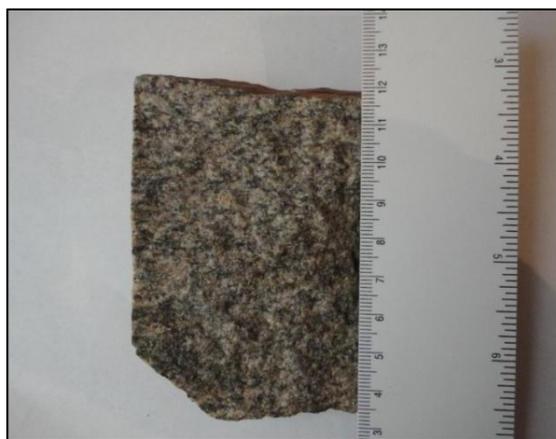
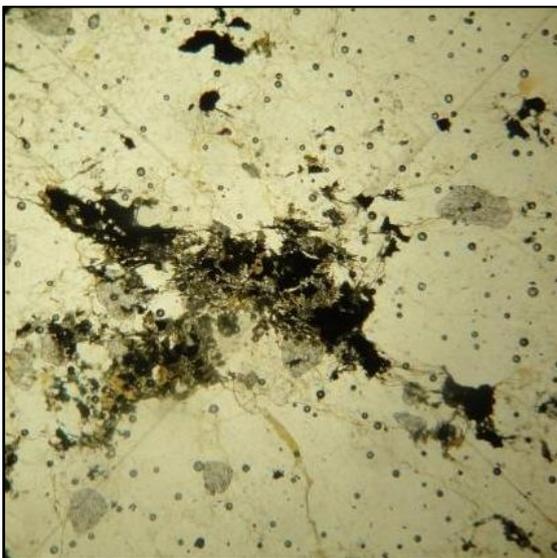


Figura 7b. Muestra de mano de granito perteneciente a la faja granito-gnéisica en el cual se observa una textura equigranular (413085.11 m E/6212034.44 m S).

Petrográficamente estas muestras presentan texturas equigranulares y comúnmente una orientación preferencial, denotando cierta deformación. Además exhiben tamaños de cristales de medios a finos, constituidos principalmente por cuarzo, feldespatos, plagioclasas y biotita (Figura 8 a y b). El principal mineral en abundancia es el cuarzo el cual constituye en un 60% la roca, siendo sus cristales xenomórficos, con dimensiones que varían entre los 0,1 y 1,5 mm, además presentan extinción ondulante y ocasionalmente se encuentran fracturados.

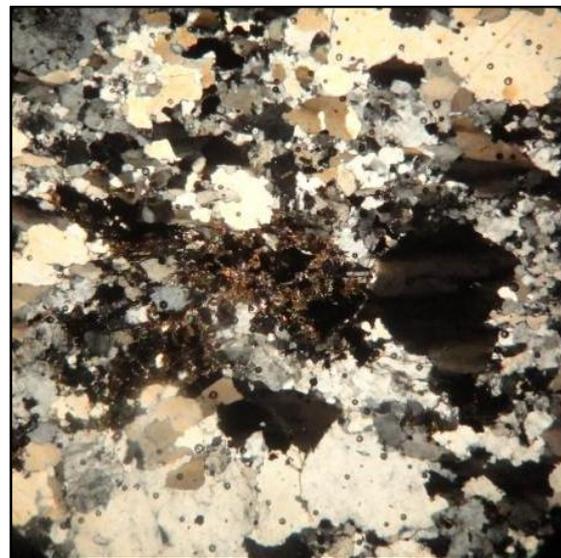
Los feldespatos potásicos conforman en un 15% la roca, representados por las variedades de microclina y en forma subordinada ortosa. Las dimensiones varían entre 0,1 y 2 mm, siendo estos subautomórficos, en algunas ocasiones se encuentran fracturados y exhibiendo maclas tipo Carlsbad, además presentan alteraciones a sericita e inclusiones de minerales opacos. Las plagioclasas conforman en un 15% la roca, presentando dimensiones que van desde los 0,1 a 2 mm, siendo estas automórficas a subautomórficas, con alteraciones a sericita.

La biotita se encuentra constituyendo aproximadamente en un 10% la roca, habitualmente desarrollando una orientación preferencial, además de estar asociada a minerales opacos (Figura 8 a y b). Los principales minerales accesorios presentes en estas muestras en orden de contenido son minerales opacos, anfíbol, epidoto y zircón.



0 1 mm

Figura 8a. Fotomicrografía de granito, en el centro se aprecia biotita asociada a minerales opacos (luz natural).



0 1 mm

Figura 8b. Texturas equigranulares de granito perteneciente a la faja granito-gnésica (nicoses cruzados).

En el caso de las migmatitas, estas presentan bandas claras-oscuras, las cuales están dadas por un cambio composicional y en el tamaño de los cristales, observándose tanto a escala de afloramientos como en muestras de mano. En ellas se identifican los siguientes minerales: cuarzo, anfíbol y biotita.

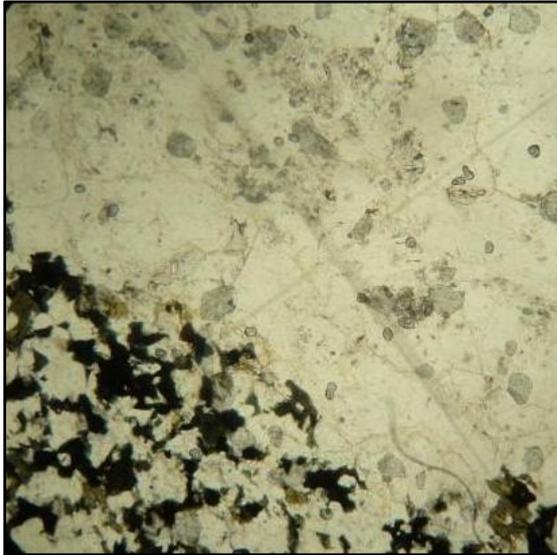


Figura 9a. Se observa un afloramiento de migmatitas correspondiente a la faja granito-gnéisica (437434.03 m E/6223740.66 m S).



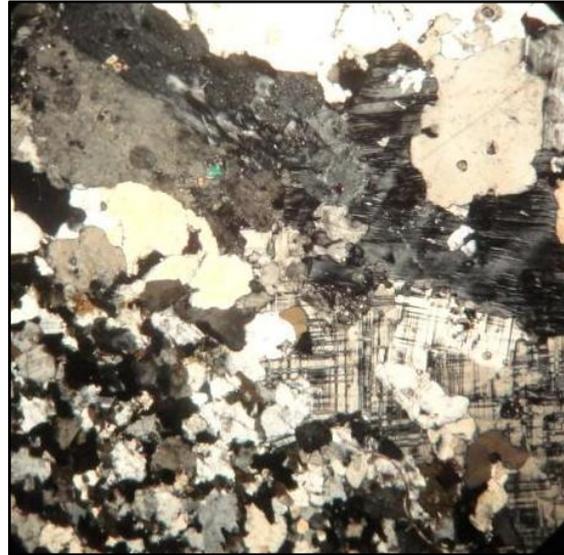
Figura 9b. Muestra de migmatita de la faja granito-gnéisica (437434.03 m E/6223740.66 m S).

Petrográficamente la roca posee una textura granoblástica, exhibiendo un bandeamiento determinado por su composición y el tamaño de sus cristales (Figura 10 a y b). Se distinguen bandas constituidas por cristales que alcanzan los 0,2 mm y están conformadas principalmente por un 25% de hornblenda, 15% de plagioclasas con alteraciones a sericita, 5% de feldespato potásico con alteraciones a sericita y un 5% de biotita. Y otras bandas que presentan un tamaño de cristales mayor, el cual ronda los 1,5 mm, están conformadas principalmente por un 60% de microclina y ortosa (esta última en forma subordinada), con alteraciones a sericita y por un 40% de cuarzo el cual es xenomórfico. Los minerales accesorios reconocidos en las muestras son minerales opacos principalmente aunque también se observó zircón.



0 1 mm

Figura 10a. Fotomicrografía de migmatitas, apreciándose dos bandas marcadas por el diferente tamaño de grano y composición (luz natural).



0 1 mm

Figura 10b. Textura granoblástica en migmatita, exhibiendo un bandeamiento determinado por su composición y el tamaño de sus cristales (nicoses cruzados).

6.1.2 Formación Cerros de San Juan

La Formación Cerros de San Juan se divide en dos bloques separados por una falla, uno Sur y otro Norte, como describieron Preciozzi *et al.* (1985) o bloque Oeste y Este respectivamente según este trabajo. La falla no fue observada en la etapa de gabinete ni en el campo, pero es inferida por el desplazamiento que hay entre los dos cuerpos de la unidad, la misma tendría una dirección próxima al N30°O y sentido dextral. Además se verificaron las direcciones generales NE - SO de la unidad y un buzamiento vertical a subvertical, presentando el bloque Oeste una dirección general N30° - 50°E y el bloque Este una dirección general N50° - 70°E

Se constataron en las etapas de campo las siguientes secuencias: una metavolcánica y una sucesión metasedimentaria, tal como fue dividida esta unidad originariamente. La secuencia metavolcánica está compuesta tanto por metavolcanitas ácidas como básicas, denotando un magmatismo bimodal. Las metavolcanitas ácidas están representadas por metariolitas, metariodacitas, metatobas y metaignimbritas, mientras que las metavolcanitas básicas por metabasaltos. Respecto a la sucesión metasedimentaria está conformada por mármoles con tremolita, esquistos con talco, esquistos con clorita, esquistos con cuarzo y epidoto, metaconglomerados, cuarcitas y cuarcitas ricas en hornblenda.

6.1.2.1 Secuencia metavolcánica

6.1.2.1.1 Metavolcanitas ácidas

Metariolitas

Las metariolitas presentan importantes afloramientos, generando relieves diversos. En ocasiones son considerables y en otras desarrollan relieves planos, con zonas de muy escasos afloramientos, producto de estar cubiertas por materiales edáficos (Figura 11a). Estas rocas exhiben tonalidades grisáceas y se presentan tanto en forma masiva como con desarrollo de esquistosidad, presentando direcciones generales de N20°E a N30°E con buzamientos cercanos a la vertical.

A nivel de muestra de mano se reconoce, en algunos ejemplares, una textura porfírica (Figura 11b). La roca está constituida principalmente por fenocristales de cuarzo y en menor medida de feldespatos potásicos inmersos en una matriz de grano fino. Las restantes muestras presentan una textura claramente metamórfica, reconociéndose cristales de cuarzo, feldespatos potásicos y micas frecuentemente orientadas. El grado de metamorfismo de estas litologías es bajo a muy bajo.



Figura 11a. Afloramiento de metariolitas porfíricas, presentan un relieve plano con escasos afloramientos (412544.51 m E/6220249.33 m S).



Figura 11b. Muestra de mano de metariolitas porfíricas (CSJ1), las flechas rojas señalan fenocristales de cuarzo (412544.51 m E/6220249.33 m S).

A través del análisis petrográfico se observan texturas porfíricas (heredadas) y granolepidoblástica. En el caso de las rocas con textura porfírica (Figura 12a) están conformadas por un 15% a 25% de fenocristales de cuarzo, en menor proporción de feldespato potásico y excepcionalmente de anfíbol. Estos minerales también componen la matriz microcristalina, junto con biotita. Esta última presenta alteración a clorita,

además en algunos casos se encuentra orientada, otorgándole a la roca cierta esquistosidad.

Los fenocristales de cuarzo alcanzan dimensiones que varían entre 0,8 a 2 mm, siendo estos cristales euhedrales, a veces fracturados (Figura 12f), presentando habitualmente bordes corroídos y golfos de corrosión (Figura 12d), además de exhibir extinción ondulante (Figura 12a), recristalización (Figura 12c), e inclusiones formadas por minerales opacos (Figura 12 b y f).

En el caso de los fenocristales de feldespato potásico (Figura 12e) son euhedrales a subhedrales, alcanzan tamaños de hasta 4 mm y presentan importantes alteraciones a sericita, generando una textura poiquilítica. Los minerales accesorios identificados en las muestras son minerales opacos y esfero.

Además, en algunas muestras de riolitas porfíricas se aprecian texturas de flujo (Figura 12 g y h), recristalización de cuarzo y el desarrollo de clivaje de crenulación en micas. (Figura 12 i y j).



0 1 mm

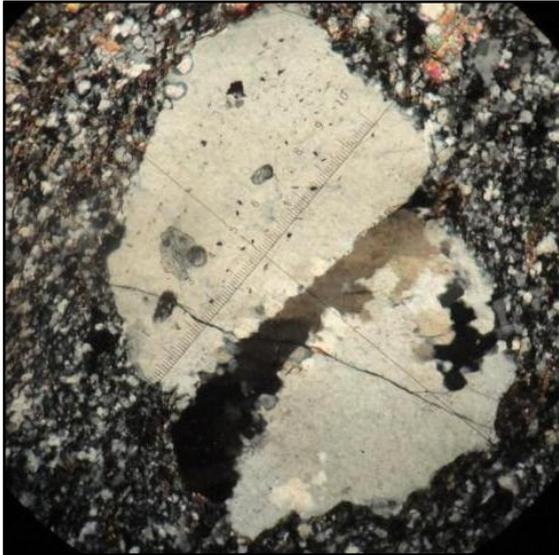
Figura 12a. Se observa en la fotomicrografía una textura porfírica, con fenocristales de cuarzo que exhiben extinción ondulante (412544.51 m E/6220249.33 m S) (nicoses cruzados). Muestra

CSJ1.



0 0,5 mm

Figura 12b. Fotomicrografía en la cual se observa un fenocristal de cuarzo con inclusiones en metariolitas porfíricas (nicoses cruzados).



0 0,5 mm

Figura 12c. Fotomicrografía en la cual se observa un fenocristal de cuarzo con recrystalización en metariolitas porfiríticas (nicos cruzados).



0 0,5 mm

Figura 12d. Se observa en la fotomicrografía un fenocristal de cuarzo con golfo de corrosión en metariolitas porfiríticas (nicos cruzados).



0 0,5 mm

Figura 12e. Fotomicrografía de un fenocristal de feldespato con alteraciones a sericita y fracturado, en metariolitas porfiríticas (nicos cruzados).



0 0,5 mm

Figura 12f. Fotomicrografía de un fenocristal de cuarzo fracturado con inclusiones en metariolitas porfiríticas (nicos cruzados).



0 1 mm

Figura 12g. Fotomicrografía de riolitas porfíricas con textura de flujo en donde se observan los fenocristales de cuarzo deformados (luz natural).



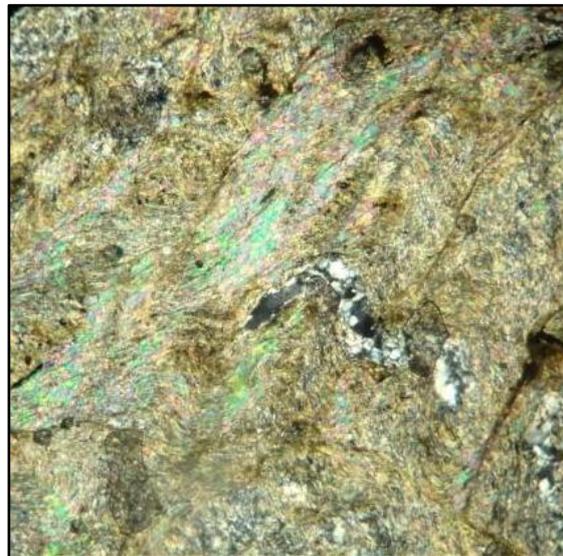
0 1 mm

Figura 12h. Fotomicrografía de riolitas porfíricas con textura de flujo, en donde se observan los fenocristales de cuarzo deformados (nicos cruzados).



0 1 mm

Figura 12i. Fotomicrografía de clivaje crenulación en riolitas porfíricas (luz natural).



0 1 mm

Figura 12j. Fotomicrografía en la cual se observa el clivaje crenulación y recristalización de cuarzo en riolitas porfíricas (nicos cruzados).

Las rocas con texturas granolepidoblásticas (Figura 13a y b) presentan como principal mineral en términos de abundancia al cuarzo, el cual se estima que constituye entre un 50% a 60 % de la roca. Los cristales de cuarzo varían entre 0,02 a 2 mm, siendo

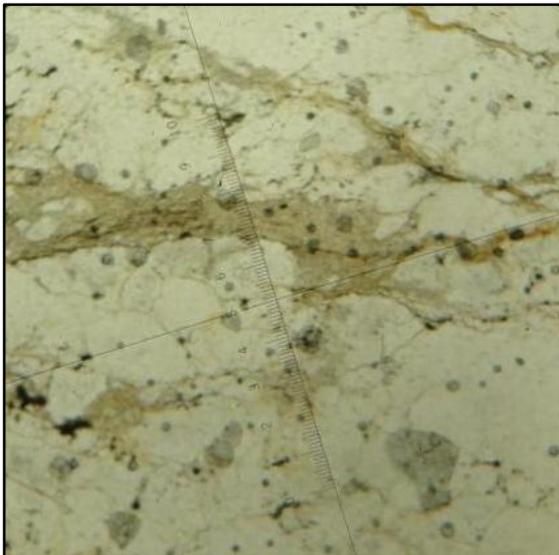
estos xenomórficos, a veces fracturados, con bordes de corrosión e inclusiones de minerales opacos, además de presentar extinción ondulante. También se observan recristalizaciones en los mismos, exhibiendo en algunos sectores textura poligonal (Figura 13c).

Entre los feldespatos potásicos (Figura 13d) predominan cristales de microclina y ortosa, constituyendo la roca en un 20% en promedio, sus dimensiones varían entre 0,2 y 1,5 mm, presentando una geometría euhedral a subhedral, con maclas cuadriculadas típicas de microclina y ocasionalmente maclas tipo Carlsbad. Además desarrollan frecuentemente pertitas y alteración a sericita.

Las plagioclasas constituyen aproximadamente un 10% la roca, siendo éstas euhédricas a subhedral, de dimensiones medias de 0,2 a 1,5 mm, frecuente se observa zonación composicional y alteraciones a minerales secundarios, generalmente sericita.

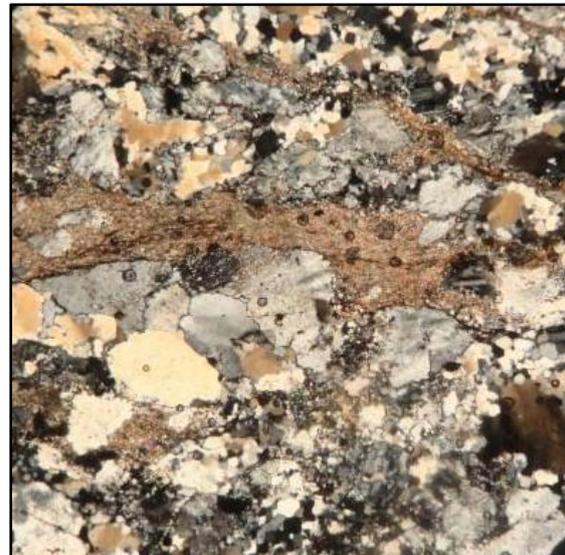
La biotita conforma hasta en un 20% la muestra, la misma se encuentra orientada formando bandas junto a sericita y moscovita, además presenta alteraciones a clorita, estando a veces asociada a minerales opacos.

Los minerales accesorios presentes son minerales opacos, epidoto, esfeno (en algunos casos asociado a opacos), apatito y zircón.



0 1 mm

Figura 13a. Fotomicrografía en la cual se observa una textura granolepidoblástica en metariolitas (luz natural).



0 1 mm

Figura 13b. Fotomicrografía en la cual se observa una textura granolepidoblástica en metariolitas (nicos cruzados). Muestra CSJ2.



0 0,5 mm

Figura 13c. Fotomicrografía en la cual se observa la recrystalización de cuarzo en metariolitas (nicoses cruzados).



0 0,5 mm

Figura 13d. Fotomicrografía en la cual se aprecia un cristal de feldespato potásico alterado a sericita en metariolitas (nicoses cruzados).

Metariodacitas

En lo que se refiere a las metariodacitas son la litología más abundante y comparten prácticamente las mismas características que las metariolitas en relación a la forma de ocurrencia y tipo de afloramiento. Generan relieves diversos, al igual que las metariolitas en ocasiones originando cerros que exhiben los mayores afloramientos de la unidad (Figura 14b), y en otras se desarrollan relieves planos, con zonas de muy escasos afloramientos producto de estar cubiertas por materiales edáficos (Figura 14a). Estas rocas exhiben tonalidades grisáceas y se presentan tanto en forma masiva como con desarrollo de esquistosidad, presentando direcciones generales de N40°E a N60°E con buzamientos subverticales a vertical (Figura 14c).

A nivel de muestra de mano se reconoce en algunos ejemplares una textura porfírica, constituidas principalmente por fenocristales de plagioclasas, cuarzo y feldespatos potásicos inmersos en una matriz de grano fino (Figura 14d). Las restantes muestras presentan una textura claramente metamórfica, observándose cristales de cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasas y micas orientadas. El grado de metamorfismo de estas litologías es bajo a muy bajo.



Figura 14a. Afloramiento de metariodacitas muy cubierto por materiales edáficos.



Figura 14b. Se aprecian afloramientos de metariodacitas en los Cerros de San Juan (415819.92 m E/6215157.69 m S).



Figura 14c. Afloramiento de metariodacitas perteneciente a la Formación Cerros de San Juan (416367.66 m E/6215386.22 m S).



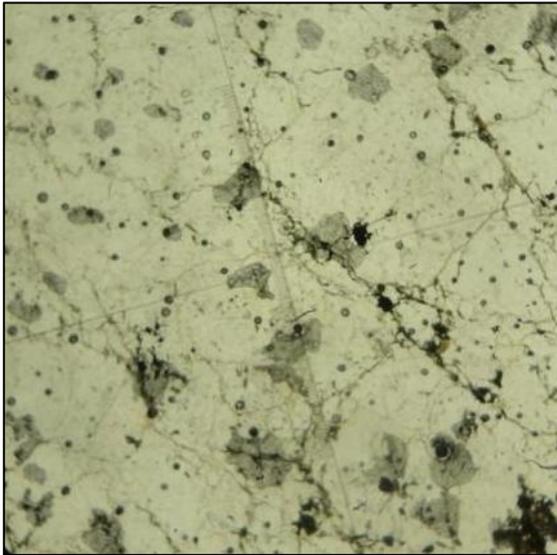
Figura 14d. Muestra de mano de metariodacitas, con una textura francamente metamórfica.

A través del análisis petrográfico se reconocen rocas con texturas originales porfiríticas y otras que adquirieron texturas francamente metamórficas (texturas granolepidoblásticas). Estas últimas evidenciadas por la recrystalización de cristales de cuarzo y la orientación de filosilicatos.

En el caso de las rocas con texturas porfiríticas (Figura 15b), están constituidas por un 25% a 30% de fenocristales de plagioclasa, cuarzo y en menor medida de feldespato potásico. Los fenocristales de plagioclasa (Figura 15c) y feldespato potásico (Figura 15d) son euhedrales a subhedrales, alcanzan tamaños de hasta 4 mm y presentan importantes alteraciones a sericita. Preciozzi *et al.* (1985) describen las plagioclasas como sódicas. Los fenocristales de cuarzo alcanzan dimensiones de hasta 2 mm, siendo

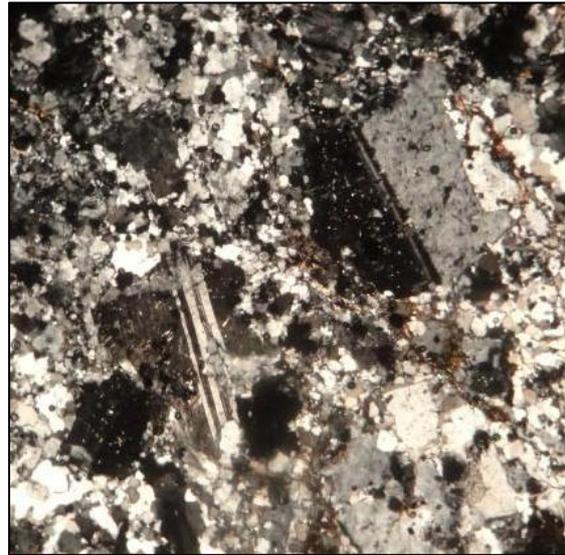
estos cristales euhedrales, a veces fracturados, presentando habitualmente bordes corroídos, extinción ondulante, recristalización e inclusiones.

La matriz representa un 70 % a 75% de la roca, es de grano fino y está constituida principalmente por cuarzo, biotita, feldespato potásico y plagioclasa. La biotita presenta alteración a clorita, además en algunos casos se encuentra orientada, otorgándole a la roca cierta esquistosidad. Los minerales accesorios identificados en las muestras son minerales opacos y esfero.



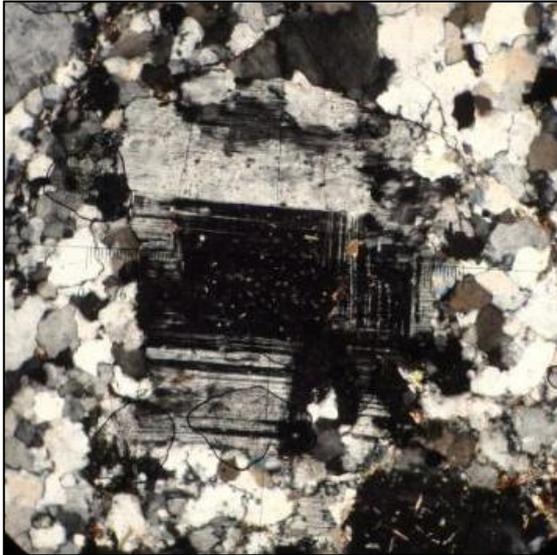
0 1 mm

Figura 15a. Fotomicrografía de metariodacitas porfíricas (luz natural).



0 1 mm

Figura 15b. Fotomicrografía de metariodacitas porfíricas, se observan fenocristales de plagioclasas (nicos cruzados). Muestra CSJ5.



0 0,5 mm
 Figura 15c. Fotomicrografía de plagioclasa en metariodacitas porfiríticas (nicoses cruzados).

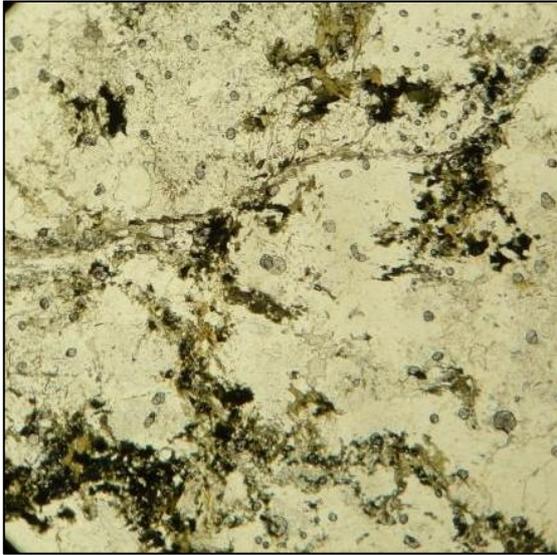


0 0,5 mm
 Figura 15d. Fotomicrografía de microclina con pertitas en metariodacitas porfiríticas (nicoses cruzados).

Las metariodacitas que adquirieron texturas metamórficas (Figura 16 a y b) presentan como principal mineral en términos de abundancia al cuarzo, el cual se estima que constituye entre un 40% a 50% la roca. Es xenomórfico, con dimensiones que varían entre 0,02 a 2 mm, a veces fracturados, con bordes de corrosión e inclusiones de minerales opacos, biotita y sericita, además de presentar extinción ondulante. También se observan recristalizaciones en los mismos, exhibiendo en algunos sectores textura poligonal.

Las plagioclasas constituyen aproximadamente en un 30% a 35% de la roca, siendo éstas euhédricas a subhedral, con tamaños que alcanzan los 2 mm, además es frecuente observar zonación composicional y alteraciones a minerales secundarios, generalmente sericita. También en algunos casos se observan inclusiones de epidoto, exhibiendo texturas poiquilíticas. Los feldespatos potásicos representan un 10% a 20% y sus dimensiones varían entre 0,2 y 1,5 mm, presentando una geometría euhedral a subhedral. Es común el desarrollo de pertitas y alteración a sericita.

La biotita constituye entre un 15% a 20% de la roca, la misma se encuentra orientada formando bandas, además se presenta alterada a clorita y se encuentra asociada a minerales opacos. Los minerales accesorios presentes son minerales opacos, esfeno, apatito, epidoto y zircón.



0 1 mm

Figura 16a. Fotomicrografía de metariodacitas, se observan biotitas asociadas a opacos (luz natural).



0 1 mm

Figura 16b. Fotomicrografía de metariodacitas, se observan cristales de plagioclasas, feldespatos, cuarzo y biotitas asociadas a opacos (nicoses cruzados).

Metatobas-Metaignimbritas

Otra de las litologías observadas en la secuencia metavolcánica son las metatobas y metaignimbritas, las cuales se localizan tanto en el bloque Este como en el Oeste, en zonas bajas o moderadamente altas, en algunos casos formando pequeñas elevaciones (Figura 17 a y b). Se trata de rocas de grano muy fino, con tonalidades grises claras a oscuras, identificándose en muestra de mano minerales como cuarzo y micas (Figura 17 e y f). Además en algunos ocasiones es característico un bandeo composicional y la presencia de estructuras tipo *fiammes* en metaignimbritas (Figura 17 g y h), característica de rocas piroclásticas. Las rocas exhiben una esquistosidad de rumbo N20° a N65° y buzamientos siempre cercanos a la vertical (Figura 17c).



Figura 17a. Afloramientos de metatobas, formando pequeñas elevaciones en el bloque Oeste (420296.56 m E/6221826.87 m S).



Figura 17b. Afloramientos de metatobas en el bloque Este, en el cual se observa un buzamiento subvertical a vertical (437580.54 m E/6227429.27 m S).



Figura 17c. Afloramiento de metatobas de dirección N40° y buzamiento vertical (415483.75 m E/6214629.76 m S).



Figura 17d. Afloramiento de metatobas, se observan estructuras sigmoides (420296.56 m E/6221826.87 m S).



Figura 17e. Muestra de mano de metatobas de la Formación Cerros de San Juan.

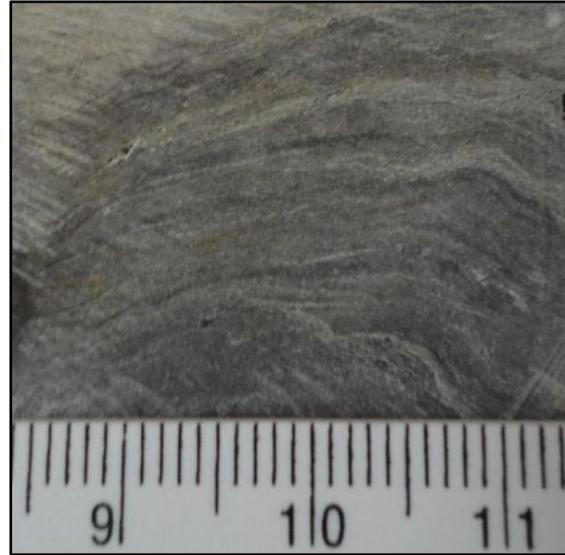


Figura 17f. Corte de muestra de metatobas-metaignimbritas donde se observa bandeamiento composicional.



Figura 17g. Muestra de metaignimbritas donde se aprecian estructuras tipo *fiammes* (417752.58 m E/6216462.01 m S).

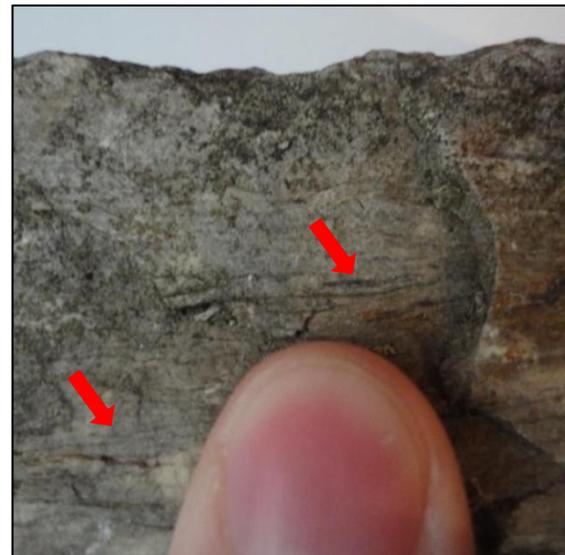


Figura 17h. Estructuras tipo *fiammes* (señaladas con flechas rojas) en metaignimbritas.

Petrográficamente estas rocas exhiben una textura granolepidoblástica presentando una granulometría muy fina, apreciándose también texturas gráficas.

El constituyente principal es el cuarzo el cual presenta una abundancia entre un 50% a 70%, sus dimensiones varían entre 0,02 a 1 mm en promedio, son anhedrales y en algunos casos muy deformados, además presentan extinción ondulante. También se observaron estructuras tipo *fiammes* recristalizadas en metaignimbritas (Figura 18 a y b). El segundo mineral en orden de abundancia es la biotita la cual se encuentra junto a

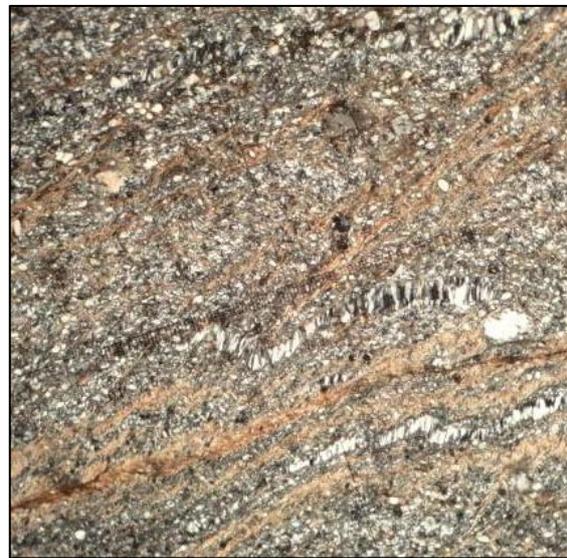
sericita formando bandas orientadas, observándose en algunos casos moscovitas, estos minerales constituyen aproximadamente un 25% en promedio la roca. Además se aprecian biotitas alterada a clorita. También se identifican feldespatos potásicos y plagioclasas los cuales presentan importantes alteraciones a sericita. Estos minerales se encuentran en una abundancia de aproximadamente 5 % a 15%.

El principal mineral accesorio es el epidoto, particularmente la variedad clinzoisita (18 c y d) en algunos casos se encuentra en abundancias muy importantes alcanzado el 10%, mientras que en otras no está presente. Otros minerales accesorios que se identifican son minerales opacos y esfero.



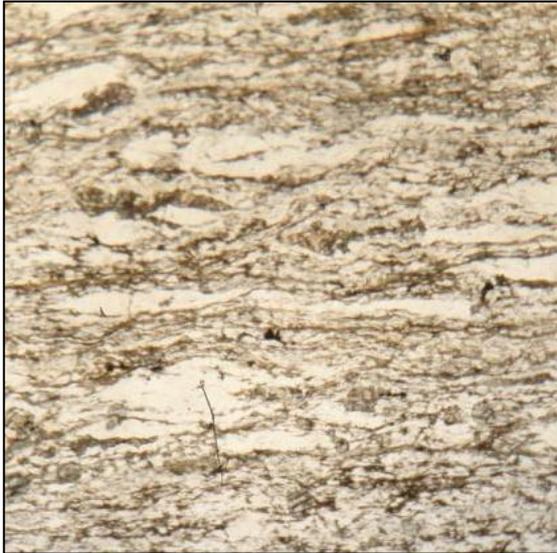
0 1 mm

Figura 18a. Fotomicrografía de metaglimbritas, se observa el cuarzo recrystalizado en estructuras tipo *flames* (nicos cruzados).



0 1 mm

Figura 18b. Fotomicrografía de metaglimbritas, se observa el cuarzo recrystalizado en estructuras tipo *flames* además de bandas compuestas por filosilicatos (nicos cruzados).



0 1 mm

Figura 18c. Fotomicrografía en la cual se observan metatobas, apreciándose cristales de cuarzo y clinozoisita (luz natural). Muestra CSJ4.



0 1 mm

Figura 18d. Fotomicrografía en la cual se observan metatobas, apreciándose cristales de cuarzo y clinozoisita, estos últimos señalados con flechas rojas (nicoses cruzados). Muestra CSJ4.

6.1.2.1.2 Metavolcanitas básicas

Metabasaltos

En el caso de las volcanitas básicas, las mismas se encuentran generando relieves bajos, en general próximos a los arroyos (Figura 19a). Los escasos afloramientos localizados (Figura 19 b y c) exhiben tonalidades grises oscuras a verdosas, en ocasiones recortadas por finas venas de cuarzo. Las rocas presentan direcciones próximas a N60°E en el bloque Oeste y N80°E en el bloque Este. En la gran mayoría de esta unidad se preservan las texturas originales. Estas litologías presentan un grado de metamorfismo medio en facies anfibolita.

A nivel de muestra de mano se reconocen texturas porfíricas (Figura 19d), caracterizadas por la presencia de fenocristales de plagioclasas agrupados en una matriz de grano muy fino. Otras muestras presentan un grano muy fino observándose el desarrollo de foliación (Figura 19 e y f).



Figura 19a. Afloramiento de metabasaltos en el Arroyo del Cerro, bloque Este (435812.34 m E/6227542.98 m S).



Figura 19b. Fracturamiento en dirección N80°E en afloramiento de metabasaltos.



Figura 19c. Afloramiento de metabasaltos bloque Este (435812.34 m E/6227542.98 m S).



Figura 19d. Muestra de mano de metabasaltos, en donde se aprecian fenocristales de plagioclasas (señaladas con flechas rojas) (435812.34 m E/6227542.98 m S).

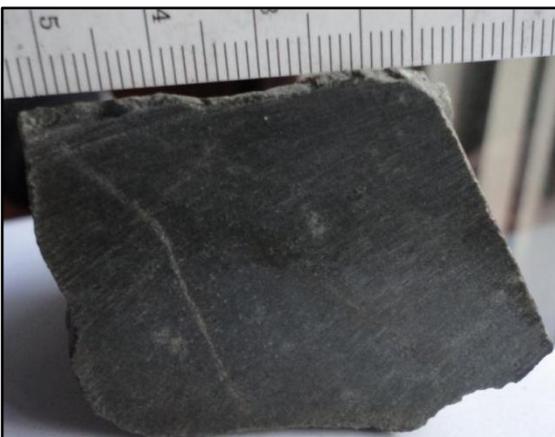


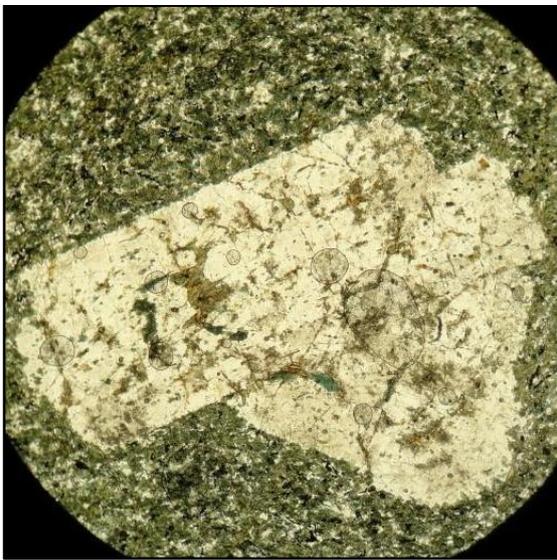
Figura 19e. Corte de muestra de mano de metavolcanitas básicas de grano muy fino perteneciente al bloque Oeste (420229.72 m E/6227379.67 m S).



Figura 19f. Muestra de mano de metavolcanitas básicas de grano muy fino perteneciente al bloque Oeste (420229.72 m E/6227379.67 m S).

Petrográficamente estas rocas presentan variación texturales tales como texturas glomeroporfíricas (Figura 20 a y b) y texturas subofíticas (de acuerdo con Preciozzi *et al.*, 1985).

Las muestras que presentan texturas glomeroporfíricas están conformadas por aglomerados de fenocristales de plagioclasas (Figura 20 a y b) que constituyen en un 25% la roca, inmersas en una matriz que forma el restante 75%. Los fenocristales de plagioclasas alcanzan dimensiones de entre 1 y 5 mm, siendo estos euhedrales, presentando inclusiones de anfíbol y biotita alterada a clorita (Figura 20 c y d), además de importantes alteraciones a sericita. No se pudo determinar la composición de estas plagioclasas dado que no eran suficientes los cristales que cumplían con las condiciones para realizar su determinación por el método de *Michel Lèvy*. La matriz está formada por un 65% de hornblenda, 25% plagioclasas y un 10% de minerales opacos, y el tamaño de los cristales es de 0,01 mm en promedio. Las plagioclasas de la matriz, al igual que en los fenocristales se encuentran alteradas a sericita. Los minerales accesorios que se observan en la roca son principalmente biotita y rara vez pequeños cristales de cuarzo.



0 1 mm

Figura 20a. Fotomicrografía de textura glomeroporfírica (435812.34 m E/6227542.98 m S) (luz natural).



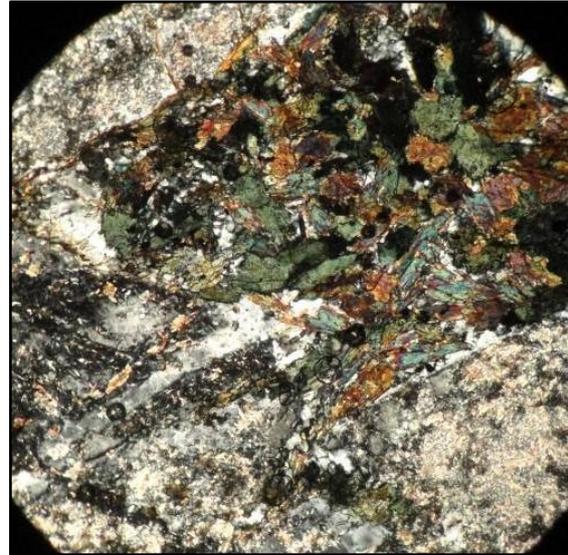
0 1 mm

Figura 20b. Fotomicrografía de fenocristales de plagioclasas inmersos en una matriz compuesta por hornblenda, plagioclasas y opacos (435812.34 m E/6227542.98 m S) (nicoses cruzados).



0 1 mm

Figura 20c. Se observa en la fotomicrografía inclusiones de biotita, anfíbol y alteraciones a sericita en plagioclasas (nicos cruzados).



0 0,5 mm

Figura 20d. Se observa en la fotomicrografía inclusiones de biotita, anfíbol y alteraciones a sericita en plagioclasas (nicos cruzados).

Las metavolcanitas que presentan una granulometría muy fina (Figura 21 a y b), alrededor de 0,2 mm, están constituidas principalmente por anfíbol y plagioclasas, recortados por venillas de cuarzo (Figura 21 c y d). El principal mineral constituyente es hornblenda en un 60%, el cual presenta importantes alteraciones a clorita, además de desarrollar una incipiente orientación, confiriéndole a la roca cierta esquistosidad. Las plagioclasas conforman el restante 40% de la roca. Los minerales accesorios son minerales opacos, biotita, epidoto (a veces en nódulos junto con minerales opacos (Figura 21 e y f)) y cuarzo (en pequeñas dimensiones y muy bajas proporciones).



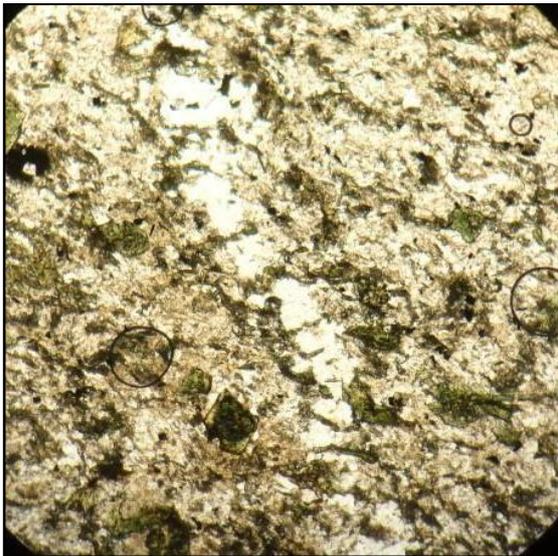
0 1 mm

Figura 21a. Fotomicrografía de metavolcanitas básicas de grano muy fino encontradas en el bloque Oeste (420229.72 m E/6227379.67 m S) (luz natural).



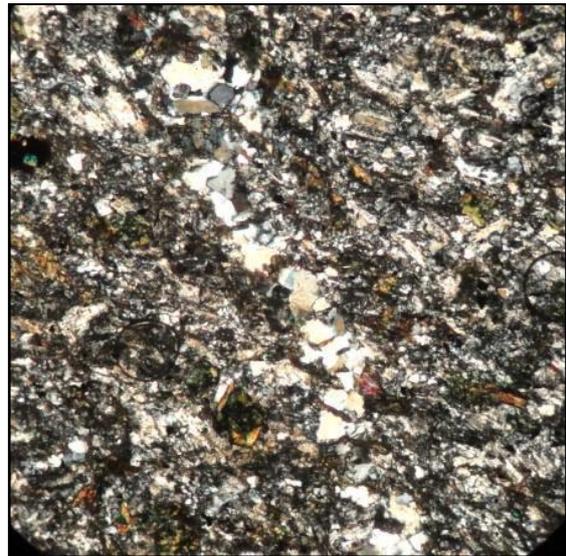
0 1 mm

Figura 21b. Fotomicrografía de metavolcanitas básicas de grano muy fino encontradas en el bloque Oeste, compuestas principalmente por hornblenda y plagioclasas (nicos cruzados).



0 0,5 mm

Figura 21c. Fotomicrografía de metavolcanitas básicas recortada por una venilla de cuarzo (luz natural).



0 0,5 mm

Figura 21d. Fotomicrografía de metavolcanitas básicas recortada por una venilla de cuarzo (nicos cruzados).



0 0,5 mm

Figura 21e. Fotomicrografía de cristales de epidoto y minerales opacos formando nódulos en metavolcanitas básicas (luz natural).



0 0,5 mm

Figura 21f. Fotomicrografía de cristales de epidoto y minerales opacos formando nódulos en metavolcanitas básicas (nicos cruzados).

Por otra parte, Preciozzi *et al.* (1985), describieron a las metavolcanitas básicas con texturas subofíticas en las cercanías de “Mina Narancio S.A.” (X: 34° 10.165'S, Y: 57° 54.952'O). Se trata de rocas constituidas por un 50% de plagioclasas automorfas de hasta 1,2 mm, de composición andesina-labradorita, las cuales exhiben alteraciones a clorita-epidoto. Y por un 30% de clinopiroxeno de la variedad augita, con alteraciones a clorita-epidoto. Como minerales accesorios se identifican minerales opacos y biotita, además de clorita y serpentina, los que pueden corresponder a la alteración de antiguos olivinos.

6.1.2.1.3 Rocas subvolcánicas

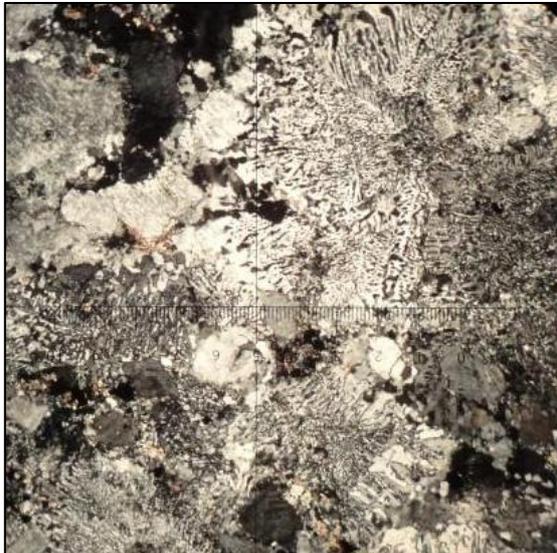
Granófiros

Dentro de la Formación Cerros de San Juan también se reconocieron granófiros (Figura 22), los cuales presentan texturas equigranulares, de grano medio a fino, son observables cristales de cuarzo y feldespatos en muestra de mano.



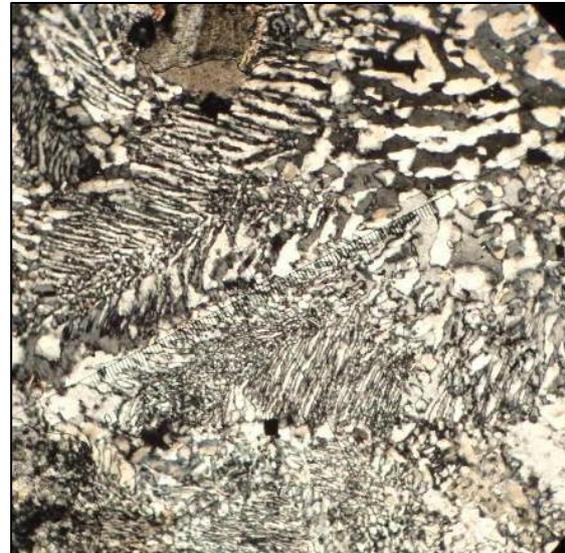
Figura 22. Muestra de mano de granófiro (414100.43 m E/ 6213088.52 m S).

Al microscopio petrográfico se observa una textura equigranular, además de exhibir una textura gráfica en el 90% de la roca (Figura 23 a y b). Está constituida principalmente por cuarzo, feldespatos potásicos y plagioclasas, identificándose como minerales accesorios epidoto, minerales opacos y anfíbol.



0 1 mm

Figura 23a. Microfotografía en donde se aprecia la textura granofírica (nicoses cruzados).



0 1 mm

Figura 23b. Microfotografía en donde se aprecia la textura granofírica (nicoses cruzados).

6.1.2.2 Secuencia metasedimentaria

Mármoles con tremolita

Estas rocas se observaron sólo en el bloque Oeste, encontrándose escasos afloramientos (Figura 24 a y b) y generando un relieve de moderado a bajo. Sus tonalidades son grises verdosas, con una textura granoblástica, de grano medio a grueso, presentando una fuerte silicificación. Se identifican en muestra de mano (Figura 24c) además de carbonatos, tremolita y cuarzo.



Figura 24a. Afloramiento de mármoles con tremolita muy cubierto por materiales edáficos.



Figura 24b. Afloramiento de mármoles con tremolita (418389.28 m E/6216434.72 m S).



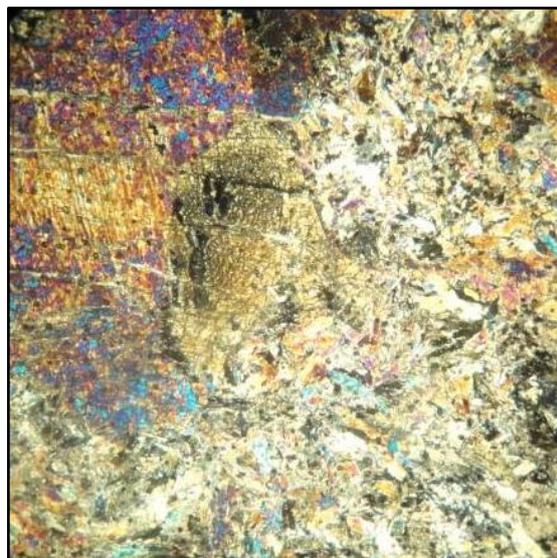
Figura 24c. Muestra de mano de mármoles con tremolita de grano medio a grueso (418389.28 m E/6216434.72 m S).

A nivel de microscopio se reconoce una textura granoblástica inequigranular (Figura 25 a y b) constituida esencialmente por un 50% de tremolita, la cual desarrolla en algunos casos un hábito fibrorradiado, donde el largo de los cristales varían desde 0,5 mm a los 10 mm. El restante 50% de la roca está formada por carbonatos (Figura 25 c y d). En la fase accesoria se identifican plagioclasas, cuarzo, minerales opacos y talco.



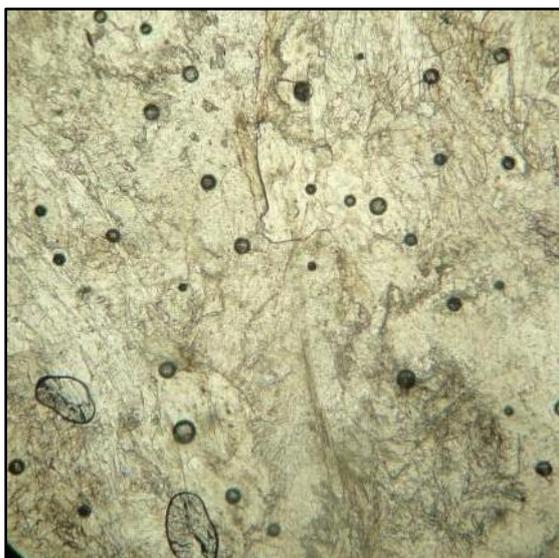
0 1 mm

Figura 25a. Fotomicrografía de mármoles con tremolita (luz natural).



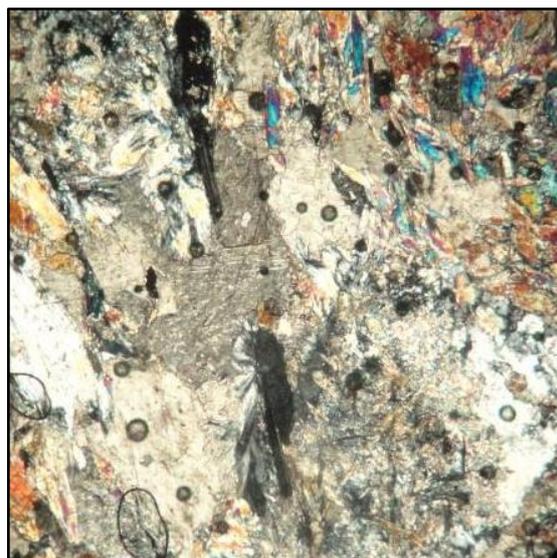
0 1 mm

Figura 25b. Fotomicrografía de mármoles con tremolita (nicos cruzados).



0 0,5 mm

Figura 25c. Fotomicrografía de carbonatos en mármoles con tremolita (luz natural).



0 0,5 mm

Figura 25d. Fotomicrografía de carbonatos en mármoles con tremolita (nicos cruzados).

Esquistos con talco

Estas rocas afloran en el bloque Oeste, generando un relieve moderado a bajo, presentando tonalidades grises claras a grises verdosas y una marcada foliación de dirección N60°E, con un buzamiento subvertical a vertical. A nivel de muestra de mano (Figura 26b) se observa la presencia principalmente de talco y tremolita. Además estas litologías fueron explotadas para la extracción de talco (Figura 26a).

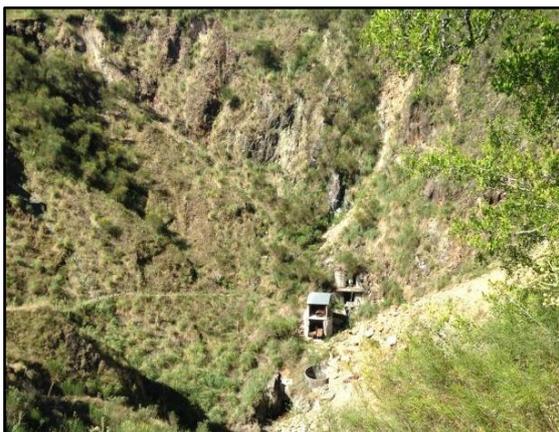
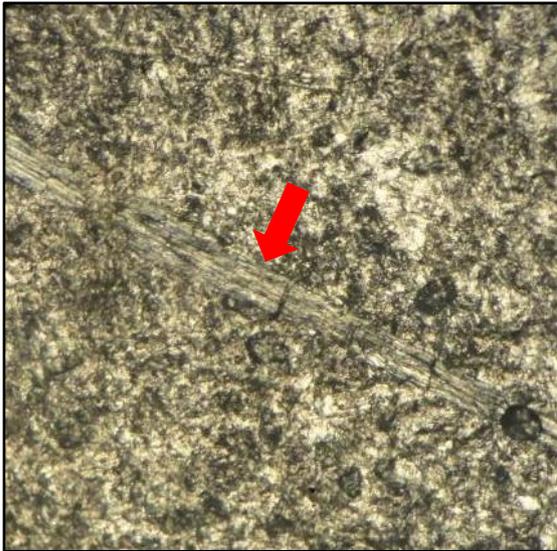


Figura 26a. En esta imagen se observa la cantera de talco, “Mina Narancio S.A.” (415252.00 m E/6217739.00 m S)



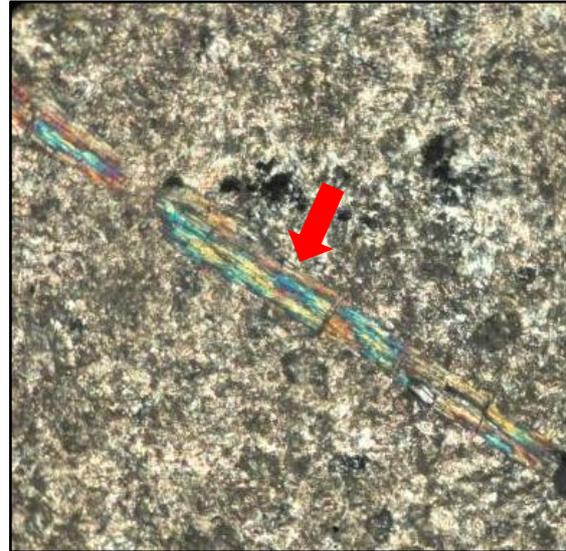
Figura 26b. Muestra de mano de esquistos con talco perteneciente a la secuencia metasedimentaria de la Formación Cerros de San Juan.

Petrográficamente estas rocas presentan una textura nematolepidoblástica (Figura 27 a y b), compuesta por un 10% de tremolita, que alcanza dimensiones de hasta 6 mm, inmersos en una matriz conformada esencialmente de talco y en menor medida carbonatos que forman el restante 90% de la roca. Como minerales accesorios se observan cristales de clorita.



0 0,5 mm

Figura 27a. Fotomicrografía en la cual se observa en el centro de la misma un cristal de tremolita señalado con una flecha roja (luz natural).



0 0,5 mm

Figura 27b. Fotomicrografía en la cual se observa en el centro de la misma un cristal de tremolita señalado con una flecha roja (nicos cruzados).

Esquistos con clorita

Estas litologías afloran en el bloque Oeste y generan relieves bajos (Figura 28a). Están constituidas fundamentalmente por clorita y exhiben tonalidades grises verdosas (Figura 28c). Además presentan lentes de cuarzo y se encuentran recortadas por venillas de cuarzo falladas (Figura 28b). También muestran una marcada foliación de dirección general de N215°-N220° y un buzamiento desde 70°NO a la vertical, localmente aparecen plegados.



Figura 28a. Afloramiento de esquistos con clorita (416141.15 m E/6218568.75 m S).



Figura 28b. Afloramiento de esquistos con clorita, recortado por venas de cuarzos falladas.

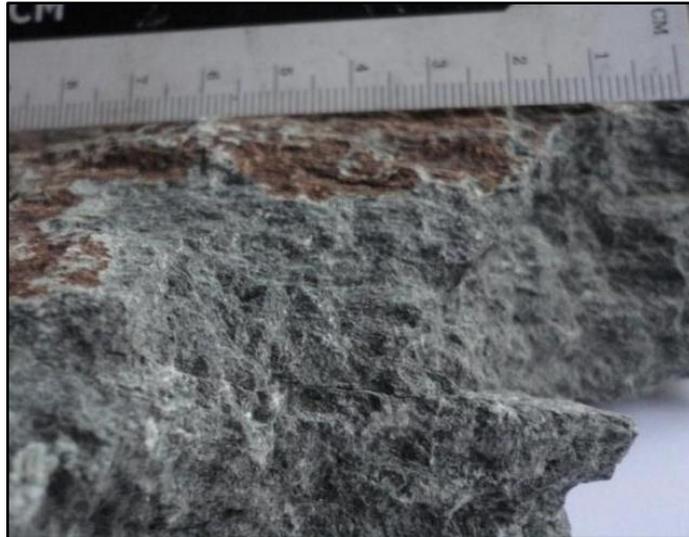
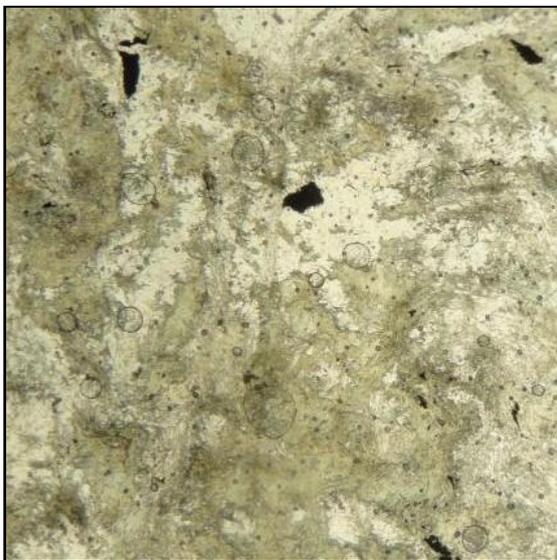


Figura 28c. Muestra de mano de esquistos con clorita de la Formación Cerros de San Juan.

Petrográficamente estas litologías presentan una textura lepidoblástica (Figura 29 a y b), constituida esencialmente por un 80% de anfíbol, alterado casi en su totalidad a clorita. Un 20 % corresponde a plagioclasas, subhedrales a xenomórficas, con dimensiones de hasta 0,5 mm, con alteraciones a sericita. Los principales minerales accesorios son biotita, minerales opacos, epidoto y esfeno. Estas litologías presentan un grado de metamorfismo bajo en facies esquistos verdes.



0 1 mm

Figura 29a. Fotomicrografía de esquistos con clorita (luz natural).



0 1 mm

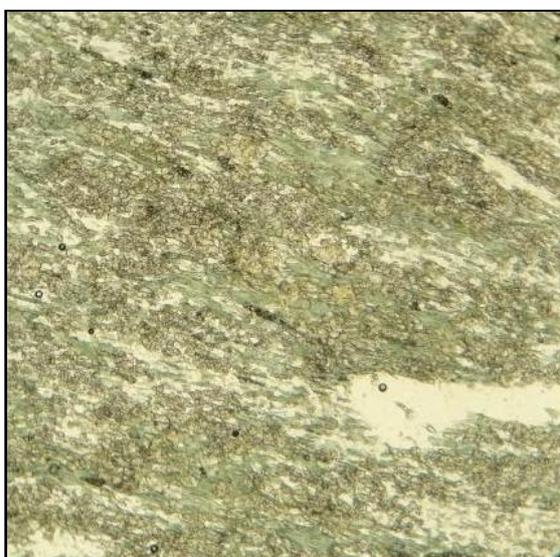
Figura 29b. Fotomicrografía de esquistos con clorita, se observan cristales de tremolita alterados casi en su totalidad a clorita (nicos cruzados).

Esquistos con cuarzo y epidoto

De estas litologías fueron encontrados escasos afloramientos en el bloque Oeste. Se trata de una roca metamórfica foliada conformada por cuarzo y epidoto formando aglomeraciones en algunos casos (Figura 30 c y d).

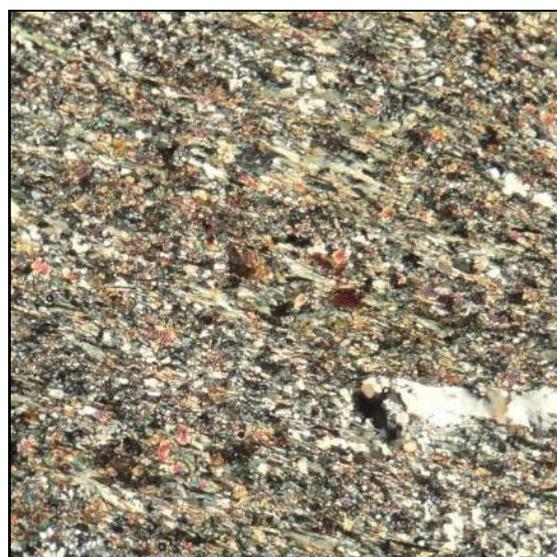
A través del análisis petrográfico se observó una textura granoblástica (Figura 30 a y b), conformada por un 40% de cuarzo, 30% de epidoto y un 30% de anfíbol alterado a clorita. Se observa una orientación preferencial en los componentes de esta roca. Estos niveles suelen estar más tectonizados. Los minerales accesorios identificados fueron minerales opacos.

Estas litologías presentan evidencias de retrometamorfismo (de facies anfibolita a esquistos verdes).



0 1 mm

Figura 30a. Fotomicrografía de esquistos con cuarzo y epidoto (424679.82 m E/6228966.23 m S) (luz natural).



0 1 mm

Figura 30b. Fotomicrografía de esquistos con cuarzo y epidoto (luz natural) (424679.82 m E/6228966.23 m S). (nicoses cruzados).



0 0,5 mm

Figura 30c. Fotomicrografía en la cual se observa una aglomeración de cristales de epidoto en esquistos con cuarzo y epidoto (luz natural).



0 0,5 mm

Figura 30d. Fotomicrografía en la cual se observa una aglomeración de cristales de epidoto en esquistos con cuarzo y epidoto (nicoles cruzados).

Cuarcitas con hornblenda

El relieve que genera esta litología es moderado y la misma se encuentra escasamente representada en la unidad. Es una roca foliada (Figura 31) y a nivel de muestra de mano se identificó cuarzo y anfíbol.

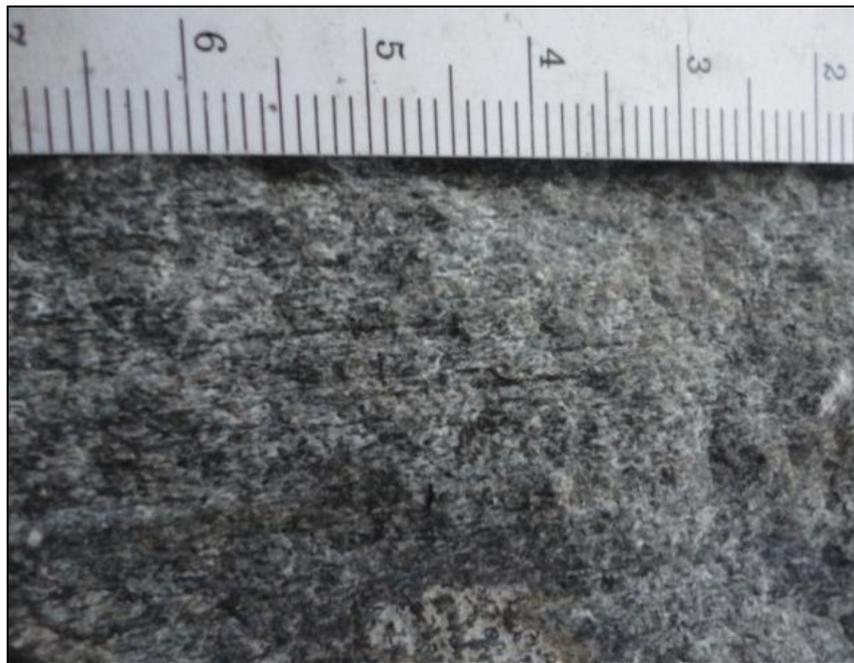
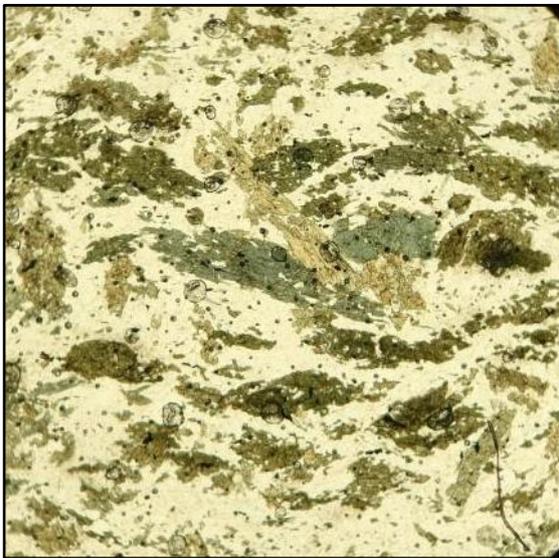


Figura 31. Muestra de mano de cuarcitas con hornblenda (415771.00 m E/6214041.00 m S).

Petrográficamente estas rocas presentan texturas granonematoblásticas con megacristales de anfíbol inmersos en una masa formada principalmente por cuarzo (Figura 32a y b).

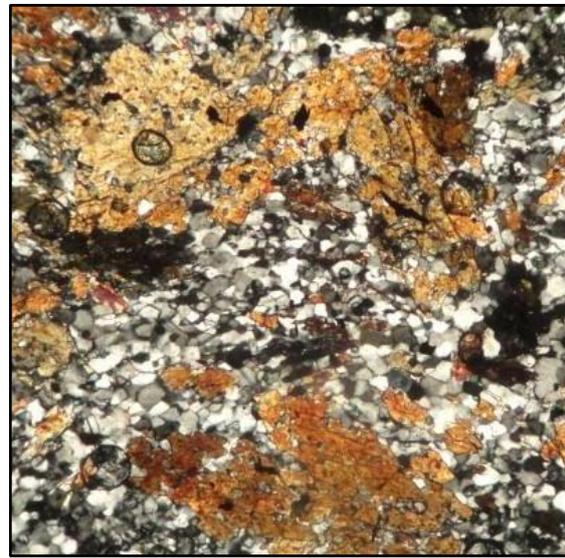
El principal mineral constituyente es el cuarzo el cual se encuentra en una abundancia de 50%, presentando dimensiones que alcanzan 0,5 mm. El segundo mineral en orden de abundancia es el anfíbol, siendo la variedad hornblenda, la cual forma en un 46% la muestra, alcanzando dimensiones que rondan los 1,5 mm, siendo estos automórficos y poiquilíticos. Las plagioclasas representan el restante 4% de la muestra y los minerales accesorios identificados son minerales opacos.

Estas litologías presentan un grado de metamorfismo medio en facies anfíbolita.



0 1 mm

Figura 32a. Fotomicrografía en la cual se observan cuarcitas con hornblenda (luz natural).



0 0,5 mm

Figura 32b. Fotomicrografía en la cual se observan megacristales de hornblenda inmersos en una matriz compuesta principalmente de cuarzo en cuarcitas con hornblenda (nicoses cruzados).

Cuarcitas

Estas litologías afloran escasamente (Figura 33a) y fueron encontradas tanto en el bloque Este como Oeste. Se trata de paquetes masivos, de grano de fino a medio, con tonalidades grises, conformado por cuarzo y en menor medida moscovita y biotita (Figura 33b).

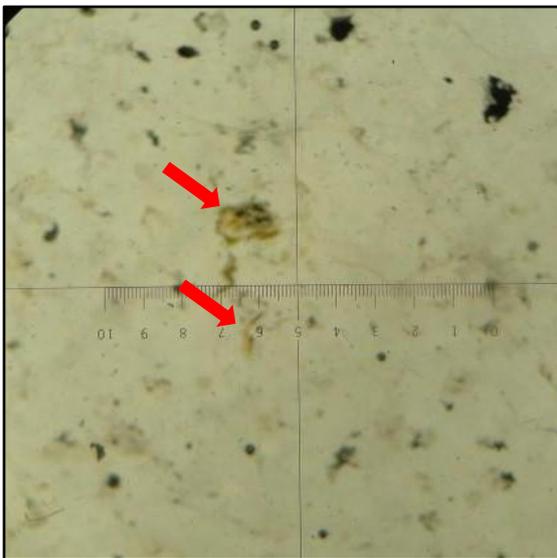


Figura 33a. Se observa un pequeño afloramiento de cuarcitas en el bloque Este (431302.78 m E/6222206.02 m S).



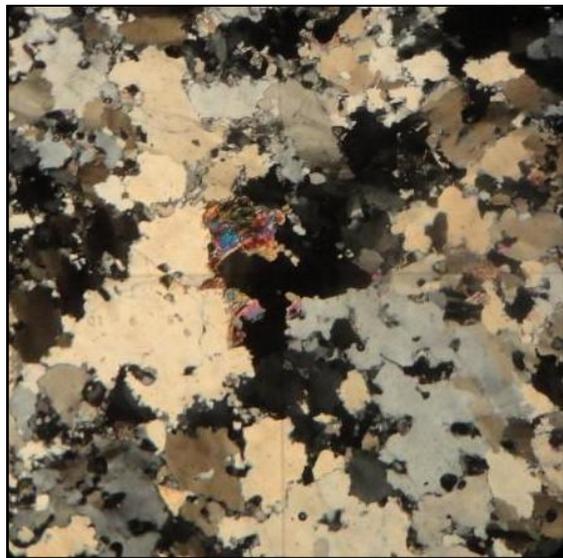
Figura 33b. Muestra de mano de cuarcitas de grano medio a fino conformada por cuarzo y en menor medida moscovita y biotita.

Petrográficamente presentan una textura granoblástica (Figura 34 a y b). El principal constituyente es el cuarzo, el cual conforma el 90% de la muestra, éste alcanza dimensiones de hasta 1 mm en promedio, siendo los cristales xenomórficos con bordes suturados, además presentan extinción ondulante. La moscovita y biotita se encuentran en una abundancia del 10% y distribuidas en forma aleatoria. Los minerales accesorios identificados son minerales opacos y epidoto.



0 1mm

Figura 34a. Fotomicrografía de cuarcitas en la cual se observan algunos cristales de biotita señalados con flechas rojas (luz natural).



0 1mm

Figura 34b. Fotomicrografía de cuarcitas en la cual se observan una textura granoblástica y bordes suturados en el cuarzo (nicoles cruzados).

Metaconglomerados

Estas rocas (Figura 35) se encuentran escasamente representadas en la unidad, habiéndose encontrado un único afloramiento en el bloque Oeste. Es una roca metamórfica de tonalidades grises verdosas, en la cual se observan clastos de hasta 8 cm con una importante deformación.



Figura 35. Muestra de metaconglomerados, las flechas rojas señalan clastos deformados que alcanzan los 8 cm.

6.1.3 Cuerpos intrusivos

6.1.3.1 Granito de Arroyo Miguelete

Se trata de un cuerpo granítico alargado en dirección N-NE, localizado en la zona centro oeste del área de estudio (Figura 36 a y b). La unidad se presenta moderadamente bien expuesta, generando un relieve positivo que en ocasiones forma cerros. Se puede distinguir en el campo y a través de la fotointerpretación el contacto intrusivo con las metatobas de la Formación Cerros de San Juan (Figura 36 c y d). El cuerpo granítico presenta una textura porfírica, de grano medio a grueso. Preciozzi *et al.* (1985) lo definen como un leucogranito alcalino, intrusivo en la Formación Cerros de San Juan compuesto principalmente por cuarzo, feldespatos y plagioclasas.



Figura 36a. Se observa en la imagen un afloramiento del Granito de Arroyo Miguelete, próximo al contacto con la Formación Cerros de San Juan (419519.87 m E/6221889.47 m S).



Figura 36b. Se observa en esta imagen un afloramiento del Granito de Arroyo Miguelete (417844.77 m E/6222682.88 m S).



Figura 36c. Contacto entre el Granito de Arroyo Miguelete y metavolcanitas ácidas de la Formación Cerros de San Juan (419546.23 m E/6221834.16 m S).

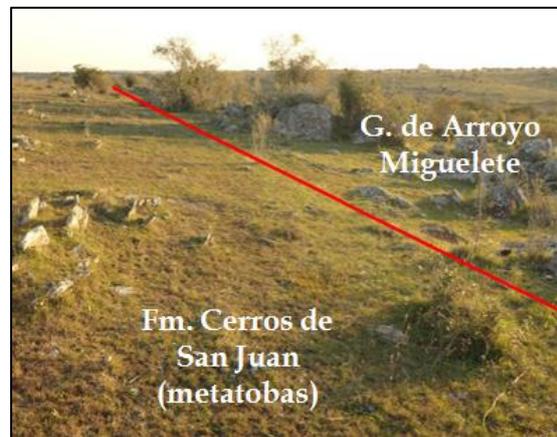


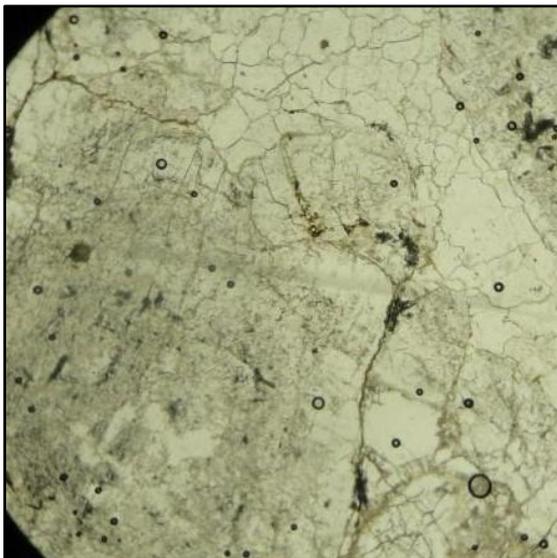
Figura 36d. La línea roja marca el contacto entre el Granito de Arroyo Miguelete y las metavolcanitas de la Formación Cerros de San Juan (419546.23 m E/6221834.16 m S).

A través de análisis petrográfico se observó que la muestra presenta una textura porfírica, con fenocristales de plagioclasas y feldespatos potásicos, inmersos en una matriz conformada fundamentalmente por cuarzo, y en menor medida por plagioclasas, feldespatos potásicos y moscovitas.

Los fenocristales se encuentran en una proporción del 50% en la roca, su principal constituyente son las plagioclasas (Figuras 37 a y b), siendo estas automórficas, con dimensiones que alcanzan los 2,5 mm, a veces fracturadas y con importantes alteraciones a sericita, biotita y en menor medida a epidoto. Los feldespatos potásicos, los cuales están en menor proporción que las plagioclasas, se encuentran representados

por las variedades de microclina y en forma subordinada ortosa. Estos desarrollan cristales de hasta 2 mm y frecuentemente se observan pertitas en ellos.

La matriz está conformada en su gran mayoría por cuarzo, el cual presenta juntas triples denotando la recrystalización de los mismos, estos alcanzan tamaños de hasta 0,5 mm. En menor proporción se observan feldespatos potásicos y plagioclasas los cuales presentan alteraciones a sericita. Además se observaron cristales de moscovita y como minerales accesorios se identificaron biotitas.



0 1 mm

Figura 37a. Fotomicrografía de un fenocristal de plagioclasa del Granito de Arroyo Miguelete (luz natural).



0 1 mm

Figura 37b. Fotomicrografía de un fenocristal de plagioclasa del Granito de Arroyo Miguelete (nicoses cruzados).

6.1.3.2 Complejo Paso Antolín

Este complejo ubicado el sureste del área de estudio, se encuentra intruyendo la unidad Cerros de San Juan e incluye rocas de composición granítica (Bossi *et al.*, 1975) y litologías gábricas, como por ejemplo el gabro de Cerro San Carlos, correspondiente a una gabro-norita, según Ledesma *et al.* (2001).

Granitos indiferenciados

Las litologías graníticas presentan relieves considerables, originando cerros que exponen importantes afloramientos (Figura 38b), cuya forma de afloramiento es comúnmente en bochas (Figura 38a). A muestra de mano exhiben una textura

equigranular (Figura 38 c y d) y están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, biotita y plagioclasa. Además el cuerpo presenta una gran variación de tamaño de grano desde medio a muy grueso.



Figura 38a. Bochas de granitos del Complejo Paso Antolín (433296.00 m E/6222408.00 m S).

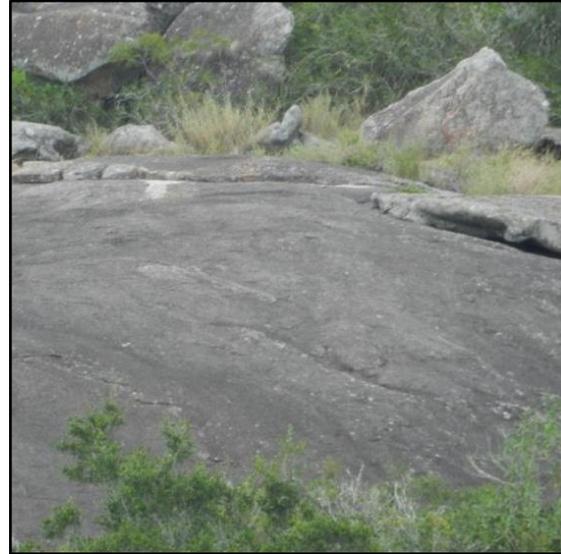


Figura 38b. Afloramiento de granitos del Complejo Paso Antolín (428477.40 m E/6218099.61 m S).



Figura 38c. Se observa la textura equigranular de granitos del Complejo Paso Antolín (428477.40 m E/6218099.61 m S).



Figura 38d. Muestra de mano de granito perteneciente al Complejo Paso Antolín.

Por medio del análisis petrográfico se observó que la roca presenta una textura equigranular, de grano medio a grueso. El principal mineral por orden de abundancia es el feldespato potásico, en la variedad de microclina, con su característica macla en tartán (Figura 39b) y en forma subordinada ortoclasa. La microclina representa un 40%

de la roca, siendo los cristales xenomórficos a subautomórficos, con dimensiones que van desde los 0,25 a 2,5 mm, presentando fracturas, pertitas, alteraciones a sericita e inclusiones de biotita. Además se observó textura mirmequítica (Figura 39b).

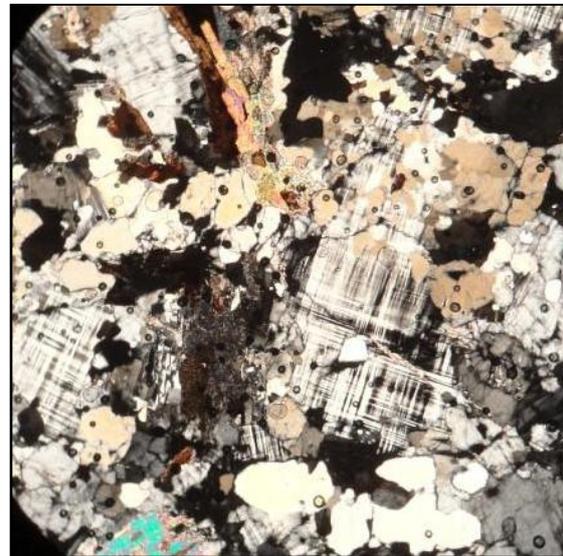
El segundo mineral constituyente es el cuarzo el cual presenta una abundancia de un 40%, siendo los cristales xenomórficos, con dimensiones que varían entre 0,1 y 2,5 mm, presentando extinción ondulante, a veces fracturas e inclusiones de biotita.

Las plagioclasas conforman en un 15% la roca, con dimensiones que varían entre 0,25 a 1 mm, presentando formas xenomórficas a subautomórficas e importante alteración a sericita. La biotita y moscovita constituyen en una 10% la roca y se encuentran en una distribución aleatoria. Se identificaron como minerales accesorios minerales opacos y zircón.



0 1 mm

Figura 39a. Fotomicrografía de granito del Complejo Paso Antolín, se observan cristales de biotita señalados con flechas rojas (luz natural).



0 1 mm

Figura 39b. Fotomicrografía de granito del Complejo Paso Antolín (nicos cruzados).

Gabros

Estas rocas presentan relieves positivos, y fueron observados diferentes cuerpos, tal como el metagabro del Cerro San Carlos (Figura 40 a y b) y otro situado al Este de la zona de estudio. Los gabros presentan tonalidades grises oscuras a negras, observándose a muestra de mano una textura equigranular, con cristales de tamaño medio, identificándose piroxenos y plagioclasas.



Figura 40a. Afloramiento del gabro San Carlos perteneciente al Complejo Paso Antolín (429678.87 m E/6219298.89 m S).



Figura 40b. Muestra de mano del gabro San Carlos compuesta por piroxenos y plagioclasas (429678.87 m E/6219298.89 m S).

La muestra de gabro observada en microscopio petrográfico presenta una textura subofítica (Figura 41 a y b), con una granulometría media y sus constituyentes principales son plagioclasas y piroxenos. En algunos sectores se observa textura mirmequítica (Figura 41b).

El principal mineral en términos de abundancia relativa es la plagioclasa, siendo la variedad labradorita, se encuentra presente en un 60% de la roca. Sus dimensiones varían aproximadamente entre 1 y 4 mm, siendo estos euhédricos a subhédricos.

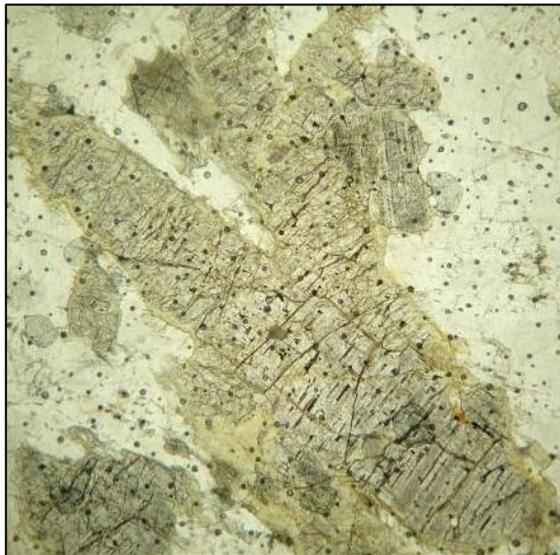
El segundo mineral en abundancia es el piroxeno, que se encuentra en un 40% de la roca, siendo estos anhedrales, exhibiendo dimensiones que van desde los 0,2 a 2 mm, además presentan intercrecimiento de ortopiroxeno en clinopiroxeno y viceversa (Figura 41 c y d), también presentan alteraciones a clorita. Se identificaron como fase accesoria minerales opacos.



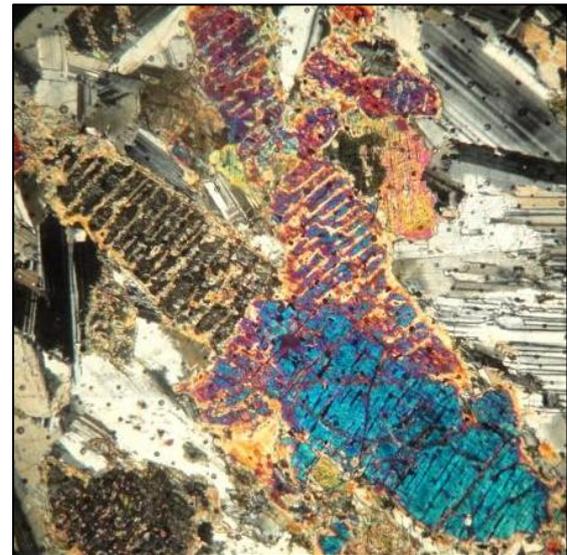
0 1 mm
 Figura 41a. Fotomicrografía de textura subofítica en el gabro San Carlos conformada por cristales de plagioclasas y piroxenos (429678.87 m E/6219298.89 m S) (nicoses cruzados).



0 1 mm
 Figura 41b. En el centro de la fotomicrografía se observa textura mirmequítica (nicoses cruzados).



0 1 mm
 Figura 41c. Fotomicrografía de intercrecimiento de ortopiroxeno en clinopiroxeno y viceversa (luz natural).



0 1 mm
 Figura 41d. Fotomicrografía de intercrecimiento de ortopiroxeno en clinopiroxeno y viceversa (nicoses cruzados).

6.1.4 Unidades cenozoicas

Formación Fray Bentos (Goso, 1965)

La Formación Fray Bentos presenta litologías que incluyen areniscas finas, limolitas loésicas, fangolitas y niveles conglomerádicos y diamictíticos. Esta unidad tiene un característico y homogéneo color rosado-marrón rojizo (Ubilla, 2004).

En la zona de trabajo presenta una extensa distribución principalmente al suroeste de la misma, observándose conglomerados polimícticos, de matriz-soportada, siendo los clastos del esqueleto subredondeados, alcanzando tamaños de hasta 15 cm y conformados por cuarzo, gneises y metapelitas, inmersos en una matriz limosa (Figura 42).



Figura 42. Afloramiento de conglomerados polimícticos de la Formación Fray Bentos (413518.11 m E/6212525.15 m S).

Formación Camacho (Bossi, 1966)

La Formación Camacho reúne una sucesión de areniscas desde muy finas a gruesas, limolitas y pelitas arcillosas, que se distingue por su abundancia de fósiles (Perea y Martínez, 2004). Se observaron pequeños afloramientos de esta unidad en las márgenes del río San Juan al suroeste de la zona de estudio, en los mismos se constataron las características anteriormente mencionadas.

Formación Libertad (Goso, 1965)

Esta unidad se extiende al Sur del país, genera superficies onduladas y se caracteriza por contener lodolitas, loess y arenas, de coloración pardo-rojiza (Martínez y

Ubilla, 2004). En la zona de estudio se constataron las características anteriormente mencionadas, además se observó una amplia distribución de la unidad y el desarrollo de profundos suelos sobre la misma (Figura 43 a y b).



Figura 43a. Suelos profundos desarrollados sobre la Formación Libertad.



Figura 43b. Suelos profundos desarrollados sobre la Formación Libertad, en la cual se observa un cultivo de soja.

6.2 Geoquímica

En este capítulo se muestran y analizan los resultados de los análisis litogeoquímicos de las rocas metavolcánicas de la Formación Cerros de San Juan y se comparan los mismos con datos del Cinturón San José realizados por Bossi *et al.* (1996).

Es importante aclarar que en Bossi *et al.* (1996) se incluye a la Formación Cerros de San Juan dentro del Cinturón San José, pero la zona en la que fueron realizados los muestreos es en el área tipo del cinturón. Las muestras tomadas de este trabajo son cuatro muestras de metabasaltos, una muestra de metandesita, una muestra de metadacita y dos muestras de metariolitas.

Se aborda primero la química de elementos mayores, a través de diversos diagramas clasificatorios, luego, se analiza el contenido de elementos menores y trazas por medio de diagramas clasificatorios y gráficos multielementales y por último, el contenido de elementos tierras raras y sus consecuentes diagramas multielementales.

Se realizaron seis análisis químicos en los laboratorios *Acme Analytical Laboratories Ltd* (Canadá) de las muestras colectadas en el campo, las cuales son representativas de la unidad metavolcánica de la Formación Cerros de San Juan. Se trata de una muestra de metabasalto, una muestra de metariodacita, dos muestras de metariolitas y dos muestras de metatobas (Tabla 1).

En términos de alteración, las muestras presentan valores de LOI (*Loss on Ignition*, pérdida por ignición) de entre 0,7 y 1,1, y por estos valores no fueron recalculados los porcentajes de los elementos mayores en base anhidra. El cierre de los análisis se da dentro de los límites aceptados ($100\% \pm 0,5\%$): 99,71 y 99,82 %.

Tabla 1. Datos de los análisis litogeoquímicos de metavolcanitas de la Formación Cerros de San Juan.

Muestras	Metariolita (CSJ1)	Metariolita (CSJ2)	Metatoba (CSJ3)	Metatoba (CSJ4)	Metariodacita (CSJ5)	Metabasalto (CSJ6)
Coordenadas	412544.51 m E/ 6220249.33 m S	414744.27 m E/ 6220876.37 m S	417651.76 m E/ 6216482.07 m S	415912.22 m E/ 6213768.62 m S	415561.43 m E/ 6214974.51 m S	435812.34 m E/ 6227542.98 m S
Mayores (%)						
SiO ₂	77,63	78,86	74,55	82,34	75,81	50,09
Al ₂ O ₃	11,32	11,36	13,94	8,40	11,83	15,78
Fe ₂ O ₃	2,44	1,65	1,52	3,84	3,50	13,47
MgO	0,78	0,09	0,03	0,90	0,19	5,02
CaO	0,74	0,33	0,94	0,34	0,88	9,99
Na ₂ O	2,82	3,62	4,09	1,55	4,96	2,53
K ₂ O	3,07	2,83	3,76	0,90	1,51	0,42
TiO ₂	0,15	0,14	0,05	0,35	0,24	1,39
P ₂ O ₅	0,02	0,02	<0.01	0,06	0,02	0,13
MnO	0,05	0,02	<0.01	0,03	0,05	0,20
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	0,006	<0.002	0,014
Ni	<20	<20	<20	24	<20	64
Sc	2	4	<1	6	7	35
LOI (%)	0,7	0,9	0,9	1,1	0,7	0,7
Sum (%)	99,71	99,78	99,82	99,79	99,75	99,77
Trazas (ppm)						
Ba	946	660	950	629	588	222
Be	4	<1	4	4	<1	<1
Co	70,3	64,5	37,7	59,1	79,8	70,4
Cs	1,2	0,4	1,4	0,6	0,4	0,9
Ga	14,7	12,3	14,1	8,4	12,7	16,4
Hf	9,0	6,4	2,6	4,2	7,8	3,0
Nb	17,9	16,7	6,8	6,9	11,8	4,3
Rb	64,5	52,7	84,5	19,1	26,6	9,2
Sn	4	3	1	<1	2	<1
Sr	32,7	37,8	136,2	53,9	57,9	163,3
Ta	1,7	1,8	0,8	0,7	1,1	0,4
Th	7,1	7,4	5,0	3,0	4,7	1,2
U	2,2	1,7	1,7	0,9	1,0	0,3
V	18	<8	<8	41	<8	187
W	622,8	652,8	359,4	575,6	749,8	239,4
Zr	285,3	190,6	65,8	142,9	286,0	105,5
Y	65,9	64,1	0,9	27,9	71,2	29,9
La	38,8	30,4	5,7	22,1	60,5	5,7
Ce	82,6	66,6	13,0	41,2	88,3	10,7
Pr	9,36	7,54	1,43	5,53	12,68	1,51
Nd	36,5	29,8	5,4	23,0	46,2	7,1
Sm	8,01	6,56	1,14	4,71	10,45	2,66
Eu	1,25	0,54	0,31	0,96	1,74	1,02
Gd	9,47	7,70	0,91	4,77	11,29	4,22
Tb	1,75	1,49	0,09	0,79	1,80	0,80
Dy	11,38	10,17	0,26	4,83	10,79	4,95
Ho	2,58	2,31	0,03	1,07	2,31	1,15
Er	8,38	7,60	0,03	3,25	6,76	3,27
Tm	1,31	1,27	<0.01	0,53	1,00	0,50
Yb	9,36	8,52	<0.05	3,41	6,33	3,15
Lu	1,43	1,40	<0.01	0,54	0,99	0,52

Química de elementos mayores:

Las muestras analizadas presentan un alto contenido de SiO₂, el cual varía entre 74,55-82,34%, con una excepción en el metabasalto el cual contiene un 50,09% de sílice (ver Tabla 1 y 2), denotando un magmatismo bimodal.

El alto contenido de SiO₂ es una característica utilizada para clasificar a las rocas ácidas como pertenecientes a "sistemas de riolita de alta sílice" según lo descrito por Mahood y Hildreth (1983) y Metz y Mahood (1991). Las cantidades de álcalis (Na₂O + K₂O) se encuentran entre 5,89-7,85% en las muestras de metariolitas, metariodacita y en una de las muestras de metatoba (CSJ3), mientras que en el restante ejemplar de metatoba (CSJ4) es de 2,45%. La cantidad de álcalis (Na₂O + K₂O) en la muestra de metabasalto es de 2,89% (ver Tabla 1 y 2).

Tabla 2. Rangos de concentraciones en elementos mayores de metavolcanitas de la Formación Cerros de San Juan.

Muestras	Metariolitas/Metariodacitas	Metatobas	Metabasaltos
Mayores (%)			
SiO ₂	75,81-78,86	74,55-82,34	50,09
Al ₂ O ₃	11,32-11,83	8,40-13,94	15,78
Fe ₂ O ₃	1,65-3,50	3,84-1,52	13,47
MgO	0,09-0,78	0,03-0,90	5,02
CaO	0,33-0,88	0,34-0,94	9,99
Na ₂ O	2,82-4,96	1,55-4,09	2,53
K ₂ O	1,51-3,07	0,90-3,76	0,42
TiO ₂	0,14-0,24	0,05-0,35	1,89

Según la razón entre álcalis totales ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs SiO_2 (diagrama TAS, Le Bas *et al.*, 1986), las muestras de la Formación Cerros de San Juan se sitúan en el campo subalcalino/tholeiítico, clasificándose como riolitas y basaltos. Con la excepción de una muestra de las metatobas (CSJ4) que no ingresa en el diagrama por su alto contenido en SiO_2 , aunque si se ampliara el rango, la misma se ubicaría en el campo subalcalino/tholeiítico (Figura 44). Los datos litogeoquímicos del Cinturón San José tomados de Bossi *et al.* (1996), presentan la misma afinidad subalcalina/tholeiítica.

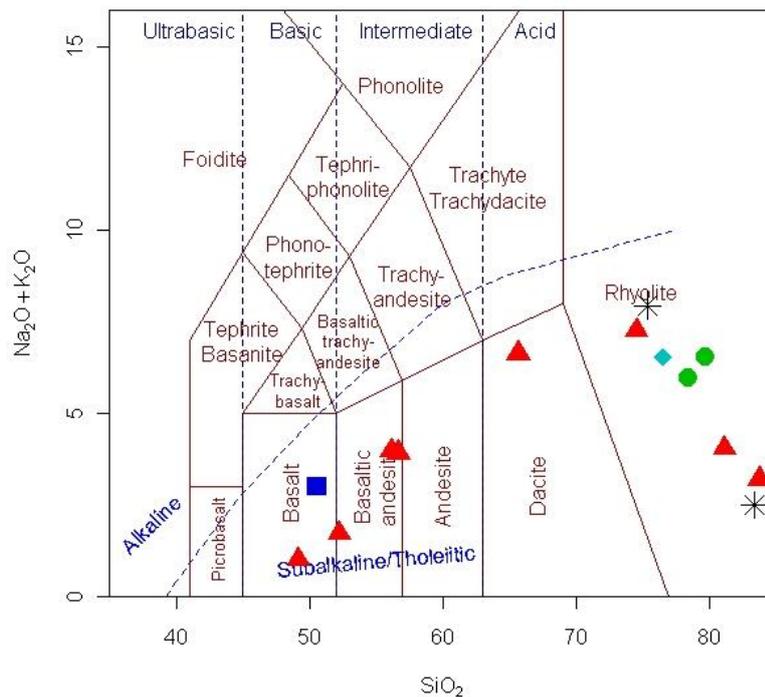


Figura 44. Diagrama Tas (Le Bas *et al.*, 1986). Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *, metariolitas ●, metariodacitas ◆, metabasaltos ■; muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996) ▲.

Según el diagrama QAPF (Streckeisen, 1976), utilizando la norma CIPW con hornblenda, las muestras de la Formación Cerros de San Juan se ubican en los campos de las riolitas, dacitas, basalto-andesitas, graficándose dos muestras en el límite riolita-dacita y una muestra de metatoba (CSJ4) que ingresa en un campo sin nomenclatura dado que posee un alto contenido de cuarzo (Figura 45).

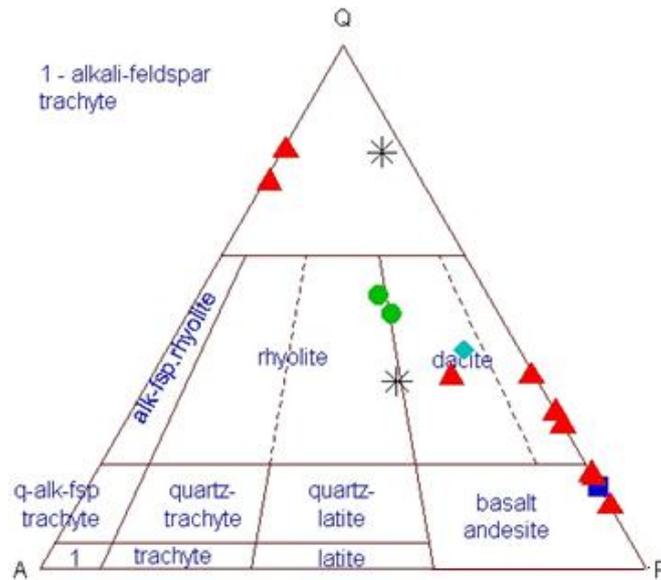


Figura 45. Diagrama QAP (Streckeisen, 1976). Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *, metariolitas ●, metariodacitas ◆, metabasaltos ■; muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996) ▲.

De acuerdo con el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) las muestras de metariodacita, metariolitas y una de las muestras de metatoba (CSJ3) de la Formación Cerros de San Juan caen en el dominio de la serie calcoalcalina, las restantes muestras (metatoba (CSJ4) y metabasalto) se ubican en el campo de la serie tholeiítica (Figura 46). Las muestras de los dos grupos (Formación Cerros de San Juan y el Cinturón San José) presentan el mismo comportamiento, grafican tanto en el campo calco-alcalino como tholeiítico.

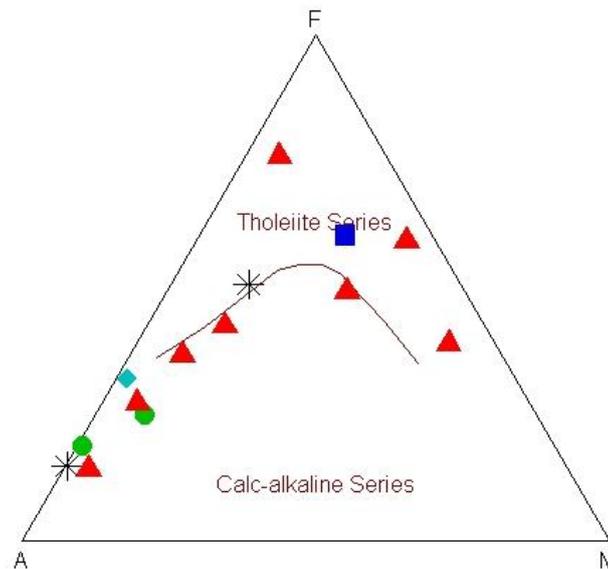


Figura 46. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *, metariolitas ●, metariodacitas ◆, metabasaltos ■; muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996) ▲.

Según la razón entre K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976) (Figura 47), las muestras de metariolitas se ubican en el dominio calco-alkalino, mientras que las muestras de metariodacita y metabasalto se encuentran en el límite de la serie calcoalkalina y tholeiítica, aunque con menos SiO_2 y K_2O en el caso del metabasalto. En el caso de las muestras de metatobas, una muestra (CSJ3) se ubica en el dominio calco-alkalino de alto potasio y la otra muestra (CSJ4) no ingresa en el diagrama debido a que presenta alto contenido de SiO_2 , pero al mostrar el rango ampliado puede observarse que cae en la serie tholeiítica y esto concuerda con su comportamiento en el diagrama de Irvine y Baragar (1971). Las muestras del Cinturón San José presentan el mismo comportamiento, con rocas que pertenecen a la serie calcoalkalina y otras a la serie tholeiítica, aunque ninguna alcanza el campo calco-alkalino de alto potasio.

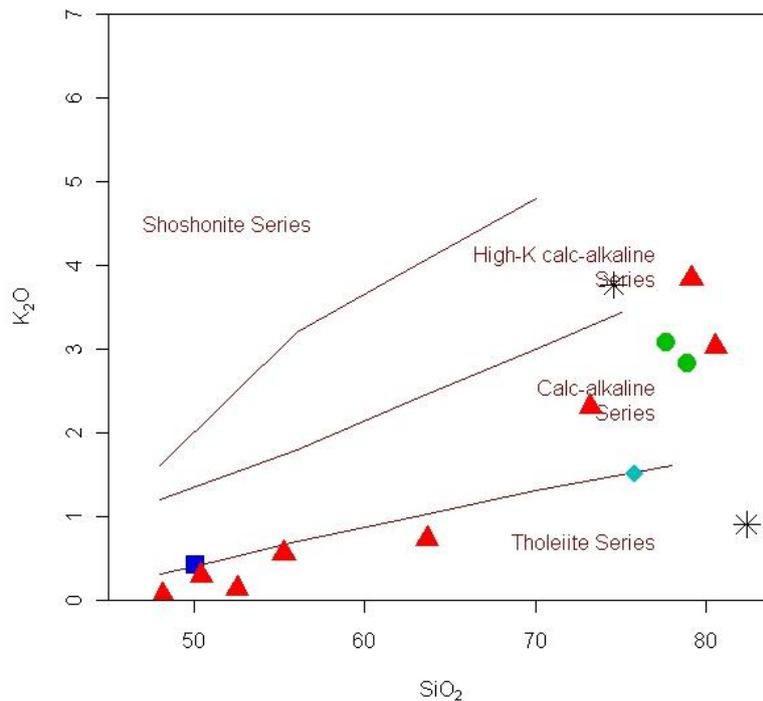


Figura 47. Diagrama SiO_2 - K_2O (Peccerillo y Taylor, 1976). Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *, metariolitas ●, metariodacitas ◆, metabasaltos ■; muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996) ▲.

De acuerdo a la saturación en aluminio y considerando el diagrama de A/CNK - A/NK propuesto por Shand (1943) la muestra de metabasalto se clasifica como metaluminosa, mientras que las demás rocas se clasifican como peraluminosas. Si bien una de las muestras de metatobas no ingresa en este diagrama, si se ampliara el eje x se localizaría en el campo de las rocas peraluminosas. Al considerar las muestras del

Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996), se observa que presentan un comportamiento similar, con rocas peraluminosas y metaluminosas (Figura 48), estando las metavolcanitas ácidas en el campo peraluminoso y las metavolcanitas básicas en el campo metaluminoso.

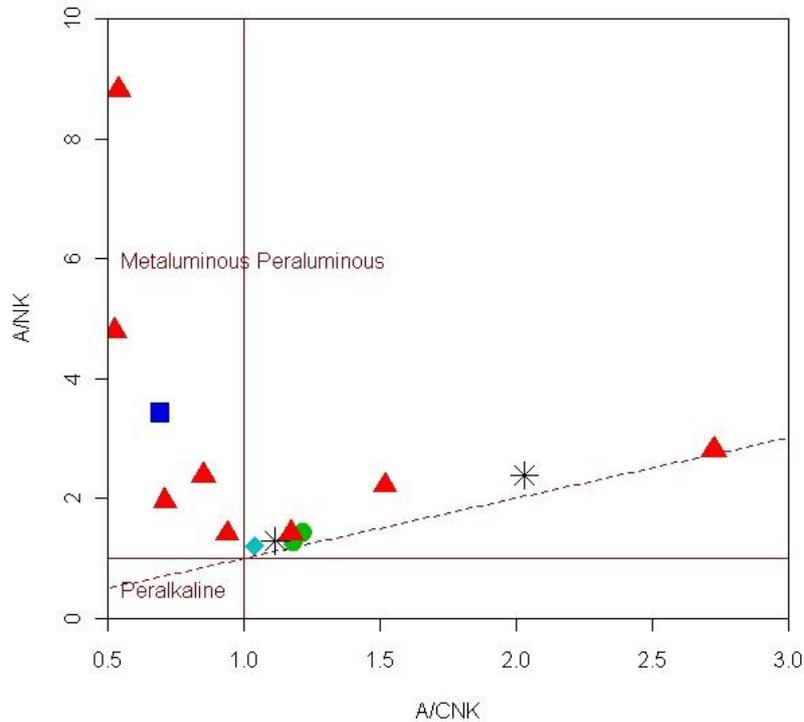


Figura 48. Diagrama de Shand (1943). Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *, metariolitas ●, metariodacitas ◆, metabasaltos ■; muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996) ▲.

De forma de reconocer rasgos que nos permitan apreciar si hay una relación entre las muestras de la Formación Cerros de San Juan y las muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996), se observó la variación de los elementos mayores *versus* SiO₂, a través de los gráficos conocidos como diagramas de Harker. Puede verse en la Figura 49 que en el caso del Na₂O, Al₂O₃, TiO₂ y P₂O₅, no se observan correlaciones, mientras que para el MgO, CaO, FeO y MnO, se observa una tendencia no muy clara de las muestras siguiendo un esbozo de patrón de correlación negativa, mas este no es lineal. En el caso del K₂O, muestra una correlación positiva. A partir de esto, en base a los elementos mayores no estaría reflejada una relación genética entre las muestras del Cinturón San José y la Formación Cerros de San Juan.

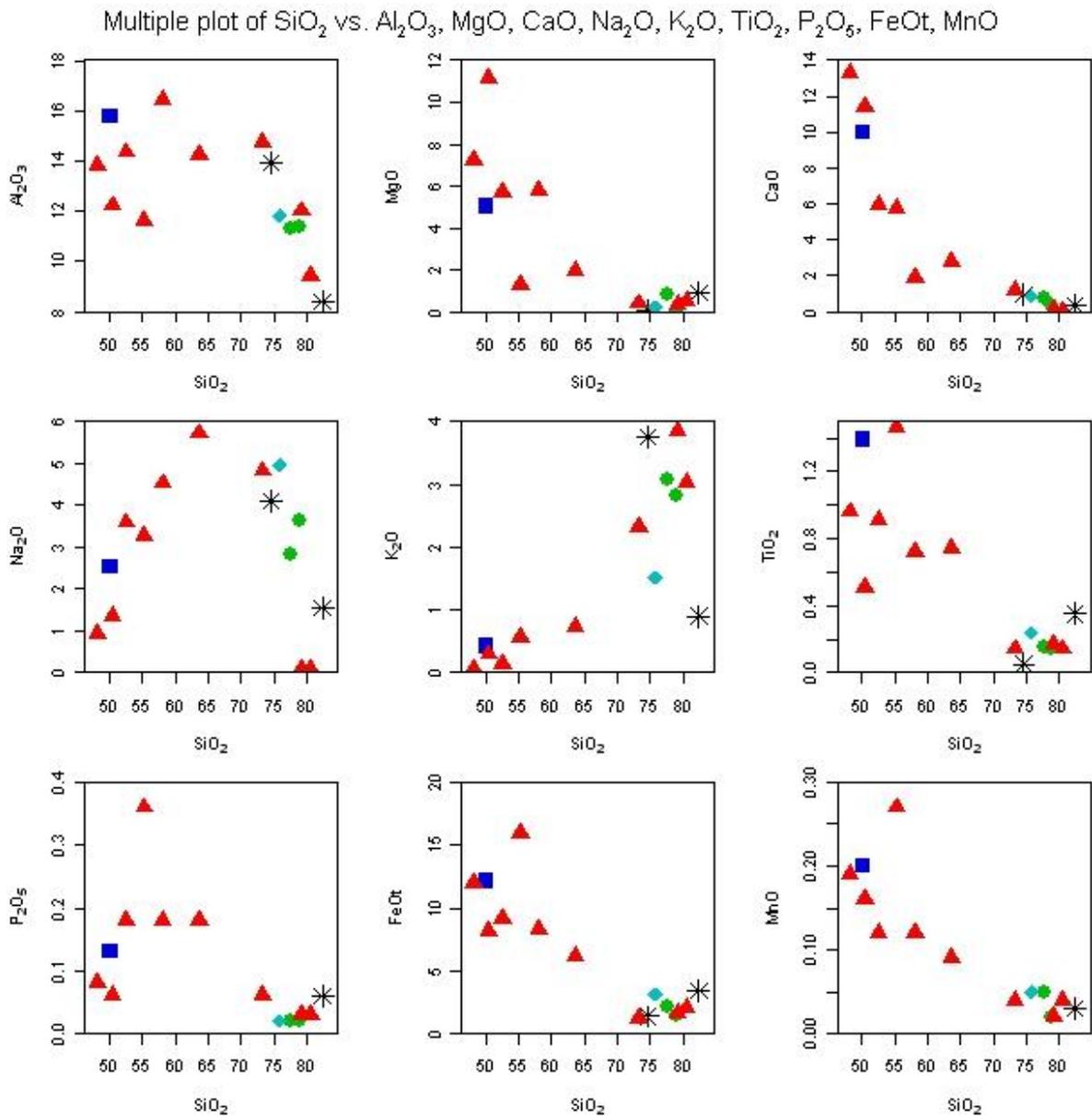


Figura 49. Diagramas de Harker. Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *, metariolitas ●, metariodacitas ◆, metabasaltos ■; muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996) ▲.

Química de elementos menores y trazas:

Los elementos menores y trazas se clasifican como *LIL* (*Large Ion Litophile*), *HFS* (*High Field Strength*) y tierras raras. La Tabla 3 muestra los rangos de concentraciones para los elementos *LIL* y *HFS*. Estos elementos son ampliamente usados en los diversos diagramas de discriminación tectónica. A partir de los mismos, se analizan las muestras en los diagramas Harker, Schandl y Gorton (2002), Wood (1980) y en gráficos multielementales tipo *spider*.

Tabla 3. Rangos de concentraciones en elementos *LIL* y *HFS* de metavolcanitas de la Formación Cerros de San Juan.

Muestras	Metariolitas/Metariodacitas	Metatobas	Metabasaltos
LIL (ppm)			
Rb	26,6-64,5	19,1-84,5	9,2
Ba	588-946	629,0-950,0	222,0
Sr	32,7-57,9	53,9-136,2	163,3
Cs	0,4-1,2	0,6-1,4	0,9
HFS (ppm)			
Nb	11,8-17,9	6,8-6,9	4,3
Zr	190,6-286,0	65,8-142,9	105,5
Hf	6,4-9,0	2,6-4,2	3,0
Th	4,7-7,4	3,0-5,0	1,3
Ta	1,1-1,8	0,7-0,8	0,4
U	1,0-2,2	0,9-1,7	0,3

De forma de confirmar lo anteriormente observado en los diagramas Harker para elementos mayores *versus* sílice, se analizaron los comportamientos de los elementos trazas con respecto a sílice. Apreciándose que dentro de los elementos *LIL* y *HFS* no se definen correlaciones o tendencias en relación a sílice, solamente en el caso del Th puede observarse un esbozo de correlación positiva (Figura 50). Por lo tanto esto también estaría apoyando que no habría una relación genética entre las muestras de las dos unidades.

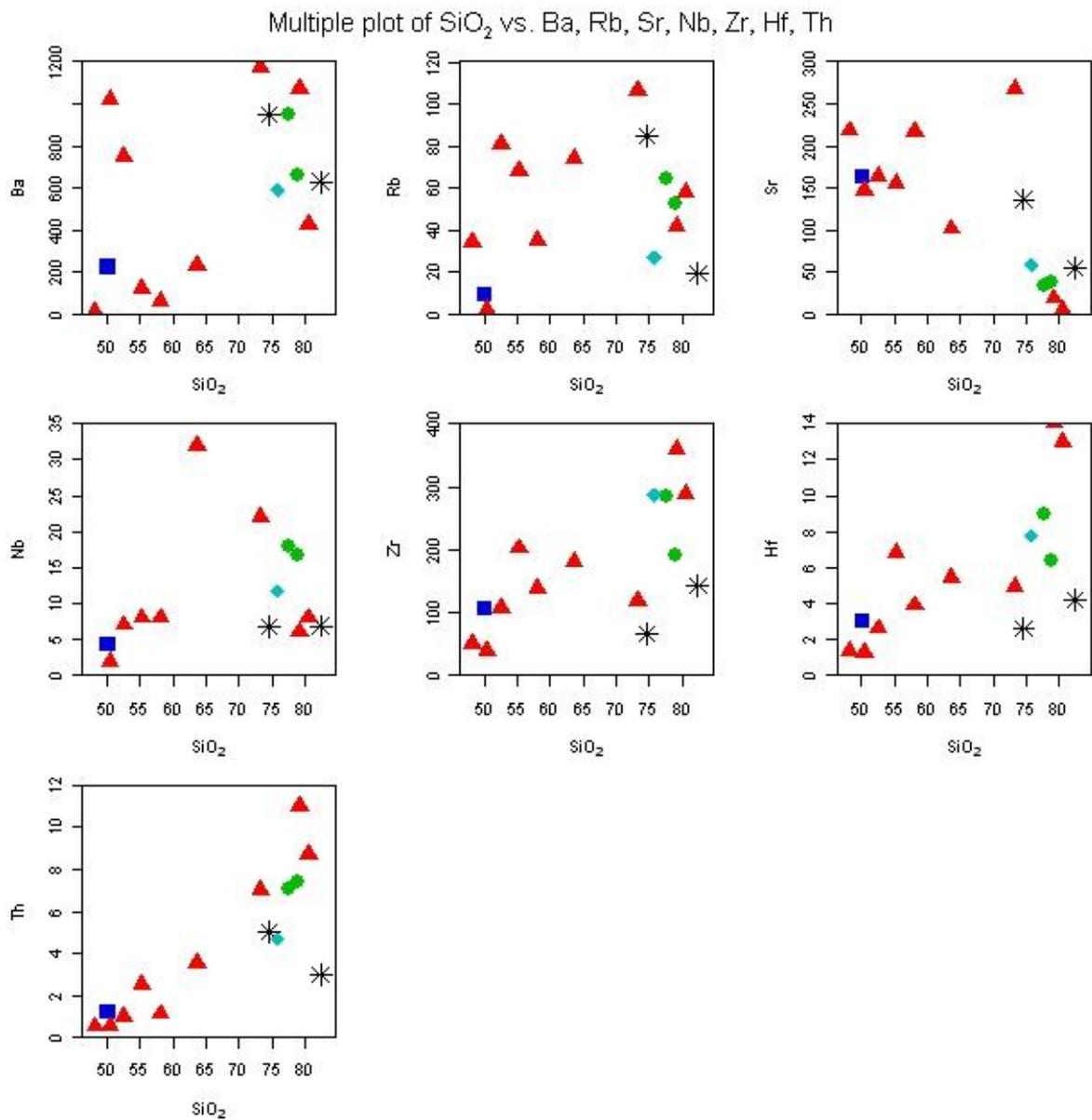


Figura 50. Diagramas de Harker. Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *, metariolitas ●, metariodacitas ◆, metabasaltos ■; muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996) ▲.

En los diagramas de Schandl y Gorton (2002) las muestras analizadas se clasifican como de intraplaca (Figura 51), con la excepción de la muestra de metatoba (CSJ3), la cual en el diagrama Th/Yb vs Ta/Yb y Th/Ta vs Yb no ingresa, y en el diagrama Th vs Ta cae en el dominio de margen continental activo. Hay que tener en cuenta que en el diagrama Th vs Ta todas las muestras se encuentran próximas al límite entre zona volcánica de intraplaca (WPVZ) y márgenes continentales activos (ACM). Las muestras del Cinturón San José que ingresan en los diagramas discriminación tectónica se clasifican en su gran mayoría como de intraplaca, al igual que las muestras de la Formación Cerros de San Juan. Con la excepción en los diagramas Th vs Ta y Th/Yb vs Ta/Yb en donde una muestra cae en el campo de márgenes continentales activos y otra en el campo de basaltos de intraplaca (WPB) respectivamente.

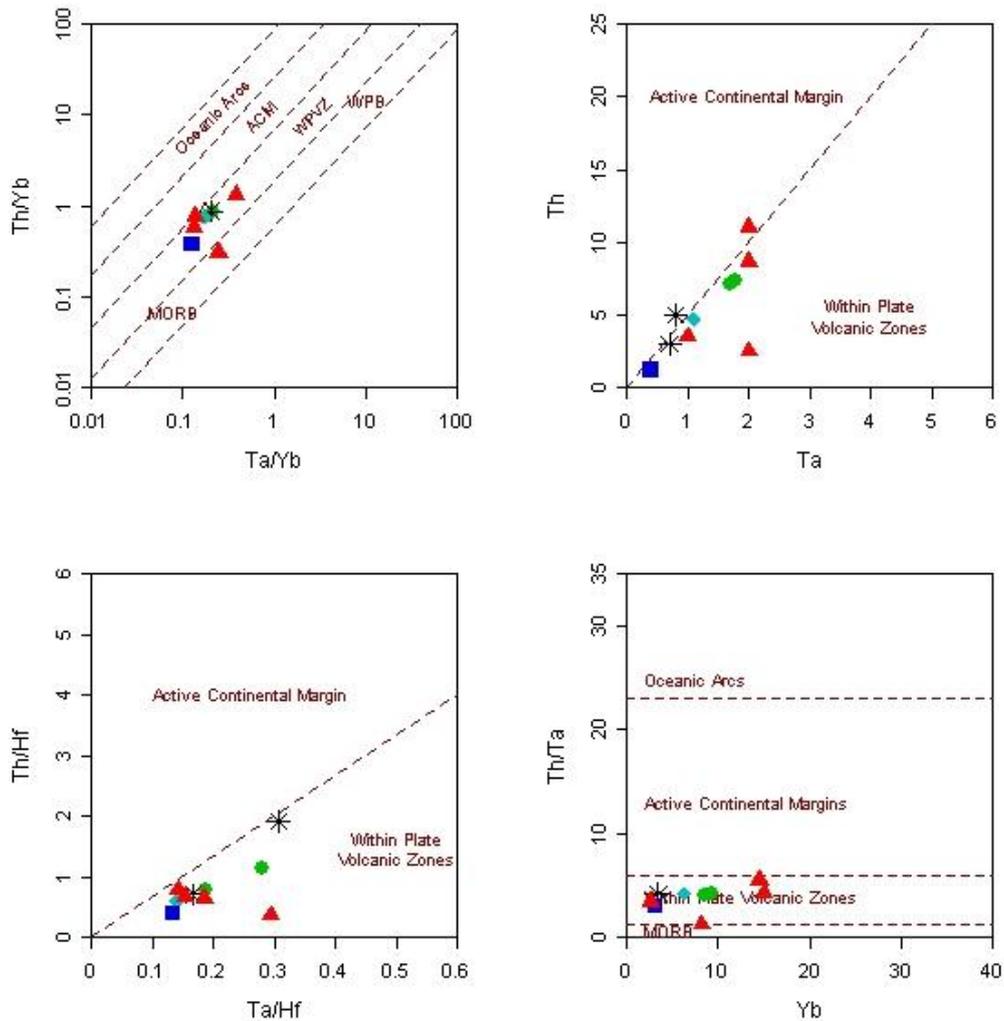


Figura 51: Diagramas de clasificación tectónica para rocas volcánicas (Schandl y Gorton, 2002).

Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *, metariolitas ●, metariodacitas ◆, metabasaltos ■; muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996) ▲.

En el diagrama de ambiente tectónico propuesto por Wood (1980), tanto para muestras de la Formación Cerros de San Juan como las del Cinturón San José presentan el mismo comportamiento, ubicándose en su gran mayoría en el campo de arcos continentales o próximos al mismo, sólo una muestra perteneciente al grupo del Cinturón San José cae en el dominio intraplaca (Figura 52).

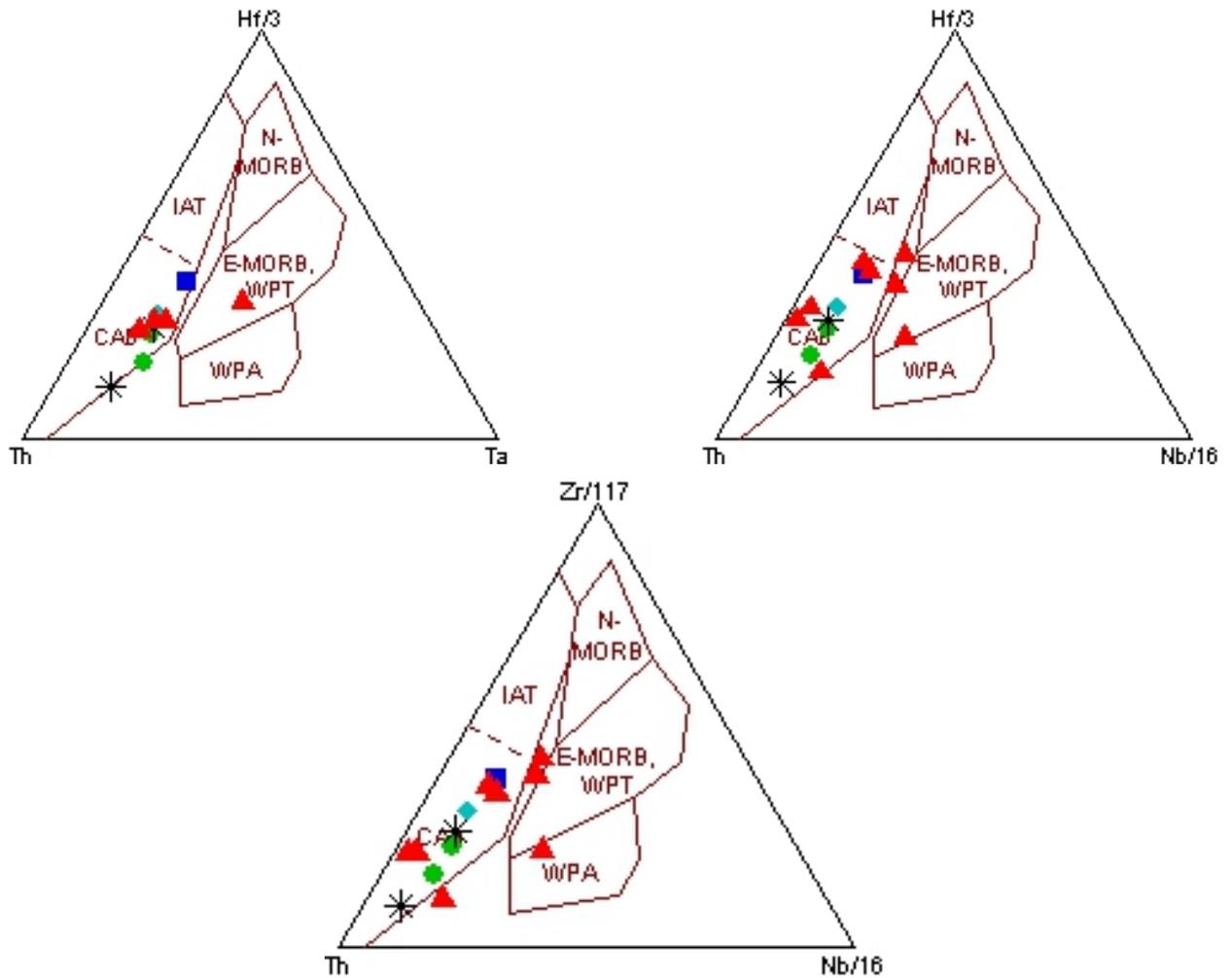


Figura 52. Diagramas de clasificación tectónica (Wood, 1980). Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *, metariolitas ●, metariodacitas ◆, metabasaltos ■; muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996) ▲.

En el diagrama normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) (Figura 53), se reconocen distintos comportamientos en las muestras analizadas.

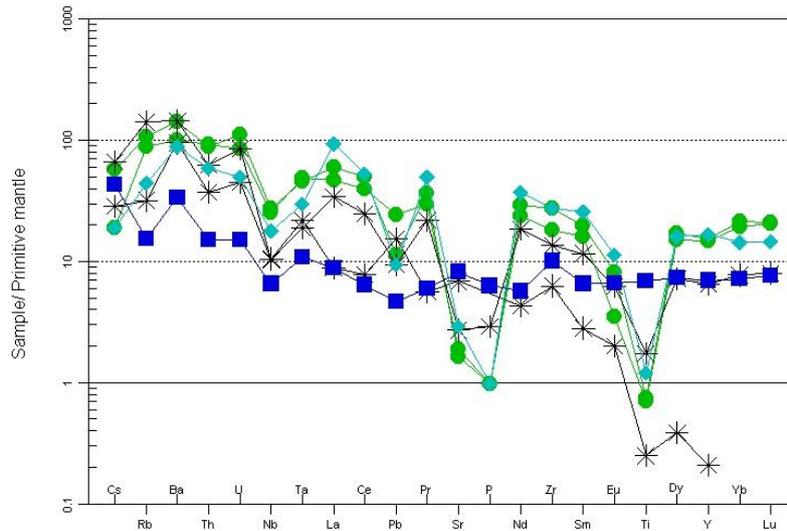


Figura 53. Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo según McDonough y Sun (1995).
 Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *, metariolitas ●, metariodacitas ◆, metabasaltos ▲.

Un primer comportamiento en donde las muestras de metariolitas, metatoba (CSJ4) y metariodacita presentan en general un enriquecimiento en el rango de 10 a 180 veces, aproximadamente, en relación al manto primitivo, con la excepción de importantes empobrecimiento en Sr, P y Ti, en menor grado de Nb, Pb y Eu. Las muestras del Cinturón San José (metariolitas) presentan en general el mismo patrón, aunque faltan algunos elementos (Cs, U, Pb, Pr, Dy) que no permiten verificar completamente si se trata del mismo patrón (Figura 54).

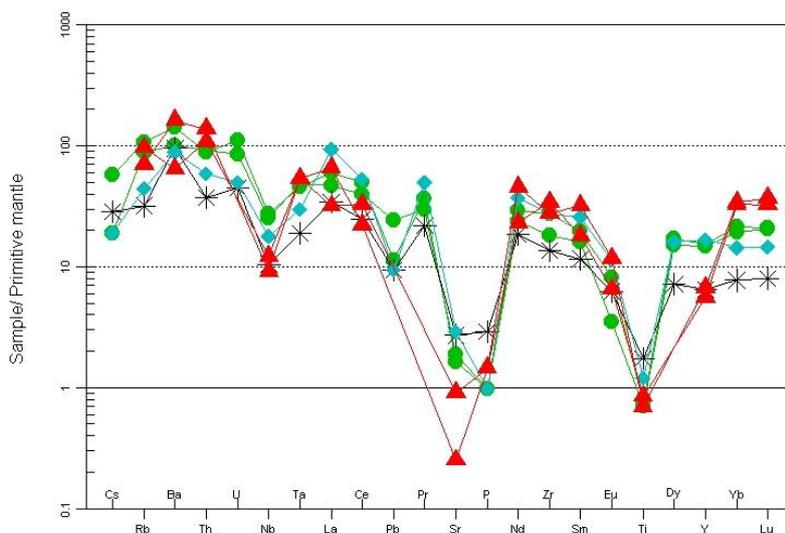


Figura 54. Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo según McDonough y Sun (1995).
 Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *, metariolitas ●, metariodacitas ◆; muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996) ▲.

El segundo comportamiento, plausible, está representado por la muestra de metabasaltos, que presenta un enriquecimiento relativamente constante, aproximadamente en el rango de 4 a 40 veces la normalización. En general presenta mayor enriquecimiento en los elementos *LIL*. Las muestras del Cinturón San José (metabasaltos) en general presentan un patrón relativamente plano, aunque se observan en algunas muestras anomalías positivas en Ba, Rb y Ta y negativas en Ba. Además faltan algunos elementos (Cs, U, Pb, Pr, Dy), lo cual no permite comparar con el total de los elementos utilizados (Figura 55).

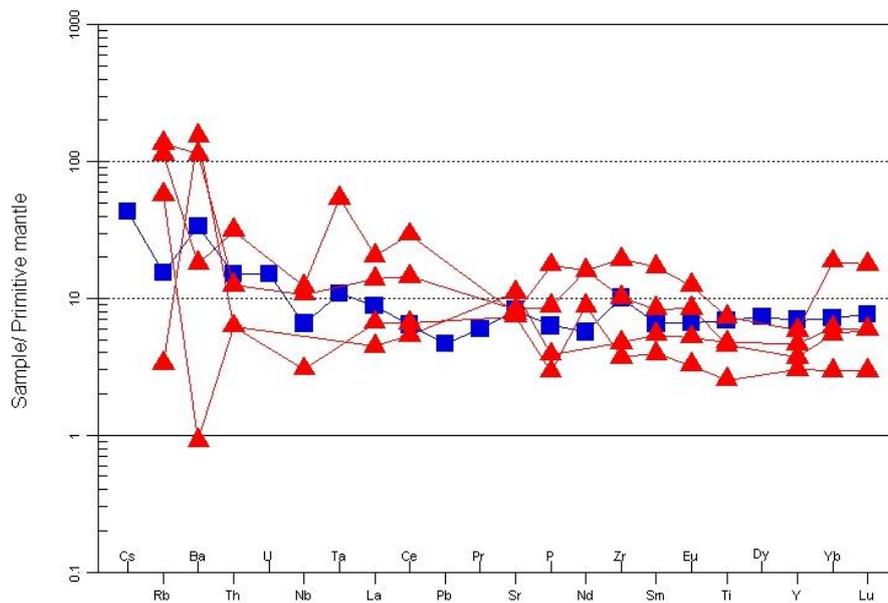


Figura 55. Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo según McDonough y Sun, 1995.

Simbología: Formación Cerros de San Juan: metabasaltos ■; muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996) ▲.

Por último un tercer comportamiento está marcado por la muestra de metatoba (CSJ3), la que presenta un marcado enriquecimiento hasta el elemento Eu en un rango de 2 a 180 veces en relación al manto primitivo y un empobrecimiento en los elementos Ti, Dy y Y como se observa en la Figura 56. Además no presenta valores para los elementos Yb y Lu dado que se encuentran por debajo del límite de detección.

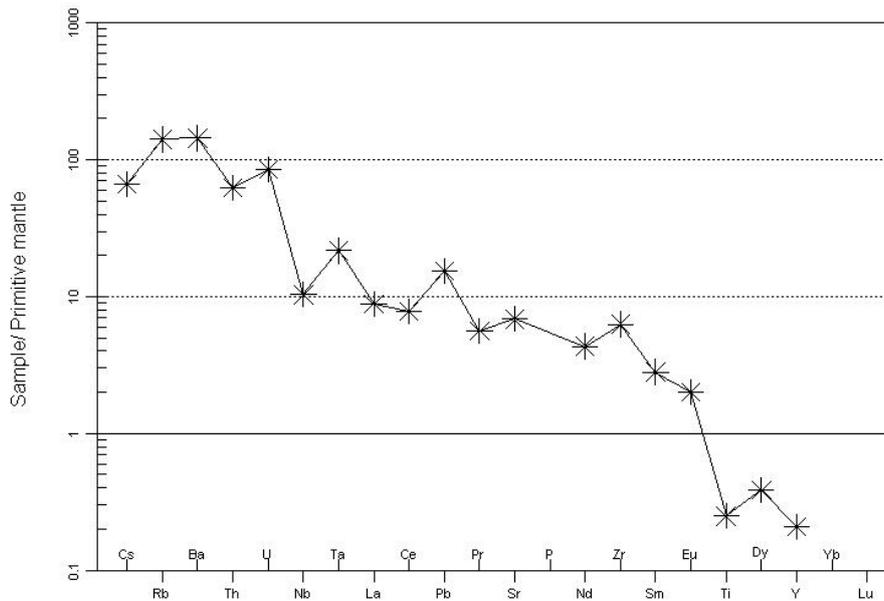


Figura 56. Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo según McDonough y Sun, 1995.

Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *.

Tierras Raras:

En cuanto a los contenidos en elementos tierras raras pueden verse en la Tabla 1 y 4, en la última se señalan los rangos de concentraciones para todas las muestras de la secuencia metavolcánica de la Formación Cerros de San Juan.

Tabla 4. Rangos de concentraciones en los elementos tierras raras de la metavolcanitas de la Formación Cerros de San Juan.

Muestras	Metariolitas/Metariodacitas	Metatobas	Metabasaltos
TIRR (ppm)			
La	30,4-60,5	5,70-22,1	5,70
Ce	66,6-88,3	13,00-41,20	10,70
Pr	7,54-12,68	1,43-5,53	1,51
Nd	29,8-46,2	5,40-23,00	7,10
Sm	6,56-10,45	1,14-4,71	2,66
Eu	0,54-1,74	0,31-0,96	1,02
Gd	7,70-11,29	0,91-4,77	4,22
Tb	1,49-1,80	0,09-0,79	0,80
Dy	10,17-11,38	0,26-4,83	4,95
Ho	2,31-2,58	0,03-1,07	1,15
Er	6,76-8,38	0,03-3,25	3,27
Tm	1,00-1,31	<0,01-0,53	0,50
Yb	6,33-9,36	<0,05-3,41	3,15
Lu	0,99-1,43	<0,01-0,99	0,52

En el diagrama de abundancia de tierras raras para la Formación Cerros de San Juan, normalizado a condritas (Boynton, 1984), se pueden observar tres comportamientos diferentes en las muestras analizadas (Figura 57). Además, fueron graficados los datos de las muestras de aquellas litologías similares pertenecientes al Cinturón San José obtenidas por Bossi *et al.* (1996).

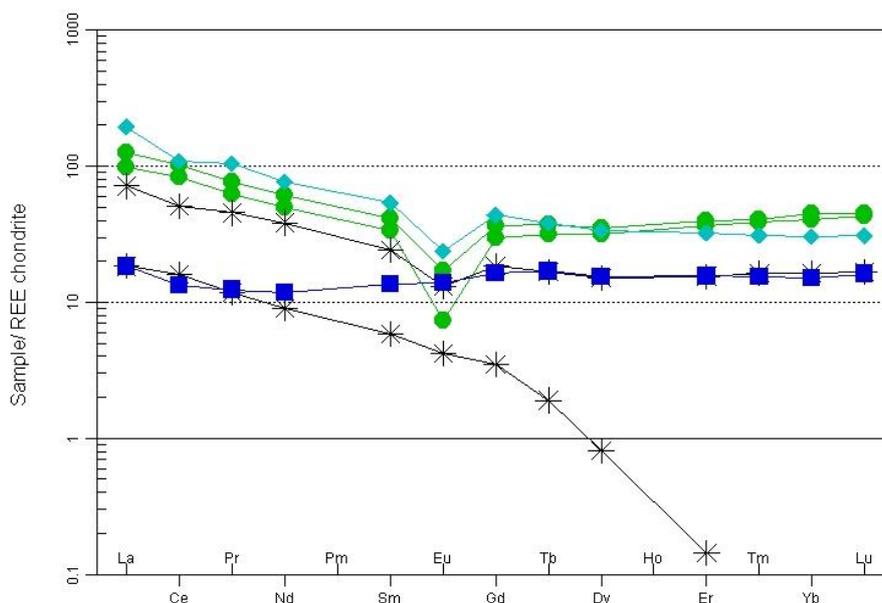


Figura 57. Diagrama de abundancia de tierras raras normalizadas a condritas (Boynton, 1984).

Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *, metariolitas ●, metariodacitas ◆, metabasaltos ■.

El primer comportamiento está dado por las metariolitas, metariodacita y una de las muestras de metatoba (CSJ4) que presentan un enriquecimiento aproximadamente de entre 15 a 200 veces el condrito. El contenido en *REE* presenta una tendencia en general bastante plana y ligero enriquecimiento en elementos tierras raras livianos (*LREE*) con respecto a los elementos tierras raras pesados (*HREE*). El fraccionamiento variable de *REE* es de $(La_N/Yb_N)= 3,57-9,56$, mientras que para las tierras raras livianas es de $(La_N/Sm_N)=4,63-5,79$, y para las tierras raras pesadas es de $(Gd_N/Lu_N)=5,50-11,40$. También se aprecian anomalías negativas en Eu las cuales se presente en el siguiente rango $(Eu/Eu^*:0,23-0,62)$. Las muestras del Cinturón San José presentan en general un comportamiento similar, sólo una de las muestras difiere con el resto en el elemento Ce, el cual tiene un leve empobrecimiento comparado con los elementos contiguos (Figura 58). De todas formas para estas muestras no fueron cuantificados muchos elementos

(Pm, Gd Dy, Ho, Er y Tm), y esto no permite hacer una comparación confiable con la unidad de estudio.

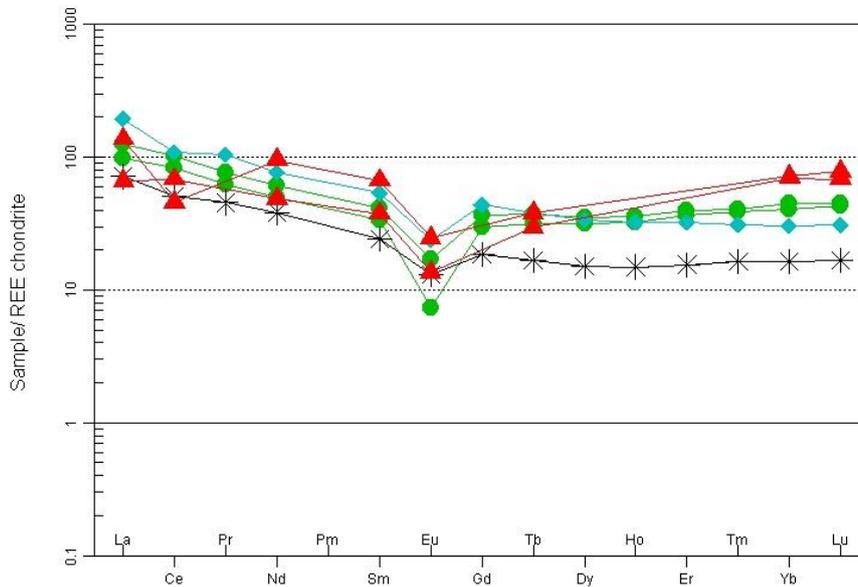


Figura 58. Diagrama de abundancia de tierras raras normalizadas a condritas (Boynton, 1984).

Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *, metariolitas ●, metariodacitas ◆; muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996) ▲.

Un comportamiento distinto presenta el metabasalto en el cual se observa una tendencia constante. En general presenta un enriquecimiento que se encuentra en el rango entre 10 a 20 veces el condrito. Las muestras del Cinturón San José presentan un enriquecimiento en el rango entre 5 a 70 veces el condrito, con patrones diferentes al metabasalto de la Formación Cerros de San Juan y entre el mismo grupo de muestras del cinturón (Figura 59). En este caso tampoco fueron cuantificados varios elementos (Pm, Gd Dy, Ho, Er y Tm), por lo cual esto no permite hacer una comparación confiable de estas muestras con la unidad de estudio.

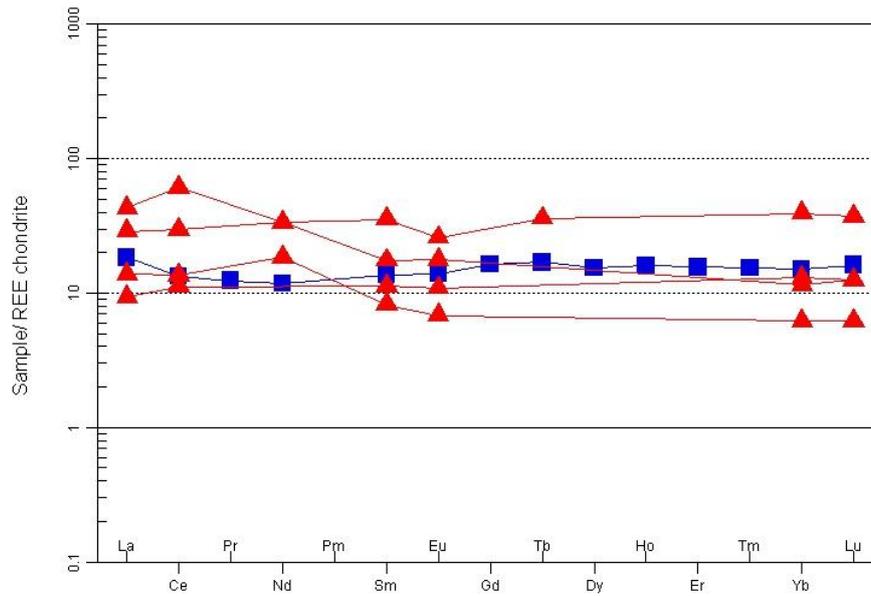


Figura 59. Diagrama de abundancia de tierras raras normalizadas a condritas (Boynton, 1984).

Simbología: Formación Cerros de San Juan: metabasaltos ■; muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996) ▲.

Por último un tercer comportamiento dado por la muestra de metatoba (CSJ3) la cual exhibe un importante enriquecimiento en *LREE* y un marcado empobrecimiento hacia los elementos *HREE* luego del elemento Gd. Además los valores para los elementos Tm, Yb y Lu están por debajo del límite de detección.

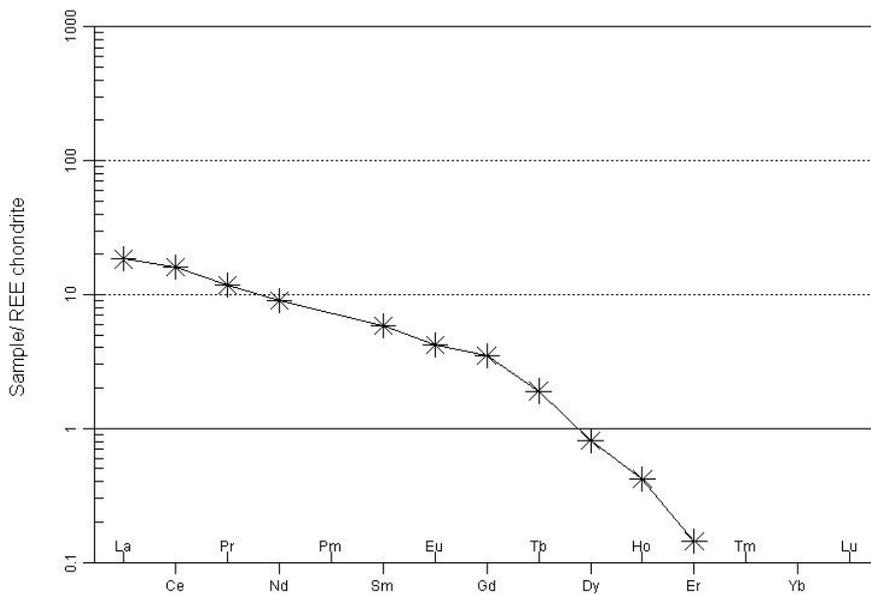


Figura 60. Diagrama de abundancia de tierras raras normalizadas a condritas (Boynton, 1984).

Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *.

7. Discusión

7.1 Geología de campo y petrografía

En la zona de estudio se constató la presencia de las unidades mapeadas por Bossi y Ferrando (2001), siendo estas en orden cronológico las unidades precámbricas y cenozoicas. Dentro de las primeras se encuentran la faja granito-gnéisica, la Formación Cerros de San Juan y los cuerpos intrusivos Granito de Arroyo Miguelete y Complejo Paso Antolín. Dentro de las unidades cenozoicas se encuentran la Formación Fray Bentos, Formación Camacho y Formación Libertad.

La Formación Cerros de San Juan, objeto de estudio de este trabajo, se encuentra aflorando escasamente, en gran medida cubierta por los depósitos cenozoicos y sub-actuales y cobertura edáfica. Su máxima exposición se da en los Cerros de San Juan, los que le dan el nombre a la unidad. Esta se divide en dos bloques separados por una falla dextral, uno Oeste y otro Este. Dicha falla no fue observada en la etapa de gabinete ni en el campo, pero dado el desplazamiento que hay entre los dos cuerpos la misma fue inferida. De acuerdo con el mapeo la orientación sería próxima al N30°O.

Se verificaron las direcciones generales NE - SO de la unidad y buzamientos verticales a subverticales, presentando el bloque Oeste una dirección general N30° - 50°E y el bloque Este una dirección general N50° - 70°E. Además, el bloque Oeste exhibe una mayor exposición y extensión que el bloque Este, y tanto la unidad de estudio como las restantes unidades precámbricas se encuentran atravesadas por múltiples fracturas en direcciones próximas al E - O y N - S.

Según los estudios petrográficos se puede afirmar que las litologías presentes en la Formación Cerros de San Juan se dividen en una secuencia metavolcánica y una metasedimentaria, tal como afirmaban Preciozzi *et al.* (1985).

En relación a la sucesión metasedimentaria, esta presenta diferencias entre los bloques Este y Oeste. En el bloque Oeste está conformada por mármoles con tremolita, esquistos con talco, esquistos con clorita, esquistos con cuarzo y epidoto, metaconglomerados, cuarcitas y cuarcitas ricas en hornblenda, estas últimas no descritas por Preciozzi *et al.* (1985). El bloque Este está representado solamente por cuarcitas.

La secuencia metavolcánica está compuesta en el bloque Oeste tanto por metavolcanitas ácidas como básicas presentando metariolitas, metariodacitas, metatobas y metabasaltos. El bloque Este está representado por metabasaltos y metatobas. Particularmente para las rocas metavolcánicas, los análisis geoquímicos, además de las

observaciones de campo y el estudio petrográfico confirman que se trata de metariolitas, metariodacitas y metabasaltos.

Por otra parte se observó la presencia de granófiros en los dos bloques, tratándose de rocas de origen subvolcánico.

Las texturas desarrolladas en las rocas metavolcánicas pueden ser ordenadas en función de su génesis de acuerdo a McPhie *et al.* (1993) en tres etapas principales. La primera, comprende la generación de las estructuras primarias por procesos de erupción y emplazamiento. La segunda consiste en la modificación de esta textura original por procesos sin-volcánicos tales como oxidación, desgasificación, hidratación, alteración de la fase vapor, desvitrificación de alta temperatura, alteración hidrotermal, entre otros. La tercera etapa comprende la modificación de las texturas por procesos post-volcánicos como hidratación, desvitrificación, alteración hidrotermal, diagénesis, metamorfismo, deformación, intemperismo, entre otros.

En lo que se refiere a la primera etapa se constató la presencia de estructuras tipo fiammes en las metatobas corroborando su origen piroclástico y texturas de flujo en riolitas porfíricas. Estas últimas además presentan bordes y golfos de corrosión. Las metavolcanitas básicas conservan sus texturas originales glomeroporfíricas y subofíticas.

Respecto a la segunda etapa, Preciozzi y Peel (2005) describen en algunas rocas metavolcánicas amígdalas, que no fueron observadas en este trabajo.

En lo que se refiere a la tercera etapa, muchas de las metavolcanitas ácidas han adquirido texturas francamente metamórficas de tipo granolepidoblástica. Esto es notorio en la recristalización del cuarzo, la orientación de los filosilicatos (moscovitas y biotitas), y la presencia de minerales como la clinozoisita (Figuras 18 c y d).

El grado de metamorfismo alcanzado en la mayoría de las litologías, correspondería a la facies esquistos verdes, aunque en algunas litologías con escasa exposición (cuarcitas anfibólicas, metabasaltos) alcanza la facies anfibolita. También se observó metamorfismo retrógrado, apreciándose anfíboles alterados a clorita en esquistos verdes (esquistos con clorita, esquistos con cuarzo y epidoto) y en los metabasaltos.

Respecto a las relaciones de contacto de la Formación con las demás unidades, se encuentra intruida por el Granito de Arroyo Miguelete, del cual se observó el contacto en el campo (Figura 36 c y d), y por el Complejo Paso Antolín. Las unidades cenozoicas sobreyacen discordantemente a la Formación Cerros de San Juan.

7.2 Geoquímica

Los datos geoquímicos obtenidos sugieren que las rocas presentan una afinidad calcoalcalina (metariolitas, metariodacitas y metatobas (CSJ3)) y tholeiítica (metabasaltos y metatobas (CSJ4)). En el caso de las metavolcanitas ácidas se las puede clasificar, debido a su alto contenido de SiO₂, como pertenecientes a "sistemas de riolita de alta sílice" según lo descrito por Mahood y Hildreth (1983) y Metz y Mahood (1991). Las mismas se clasifican, tomando el índice de Shand (1943), producto de la presencia de moscovita y biotita, como peraluminosas. La muestra de metavolcanitas básicas se clasifica como metaluminosa. Los datos litogeoquímicos de las muestras del Cinturón San José (tomados de Bossi *et al.*, 1996), sugieren también una afinidad calcoalcalina (para las metavolcanitas ácidas) y tholeiítica (para las metavolcanitas básicas). Al igual que las muestras de la Formación Cerros de San Juan, en las muestras del Cinturón San José la afinidad peraluminosa ocurre para las rocas ácidas e intermedias y la metaluminosa en el caso de las rocas básicas y una muestra de metadacitas.

En los diagramas Harker para elementos mayores *versus* sílice de las muestras de la Formación Cerros de San Juan y del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996), no se aprecia ninguna tendencia particular para Na₂O, Al₂O₃, TiO₂ P₂O₅, mientras que para el MgO, CaO, FeO y MnO, siguen un esbozo no muy claro de correlación negativa. Por lo tanto no habría un vínculo genético entre las dos unidades.

Al analizar las muestras de la Formación Cerros de San Juan y del Cinturón San José con respecto a los elementos trazas *versus* sílice en los diagramas Harker. Se observó que en los elementos *LIL* y *HFS* no definen correlaciones o tendencias claras en relación a sílice, solamente en el caso del Th presenta una correlación no muy clara positiva. Esto está sugiriendo, al igual que para los elementos mayores, que las muestras de la Formación Cerros de San Juan y del Cinturón San José no son producto de una diferenciación magmática por simple cristalización fraccionada y que las muestras no están relacionadas genéticamente.

En el diagrama normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) (Figura 54 y 61) se observa un comportamiento similar en muestras de metariolitas, metariodacitas y metatobas (CSJ4) de la Formación Cerros de San Juan y las muestras de metariolitas del Cinturón San José, apreciándose un importante enriquecimiento en el orden de las 10 a 180 veces el manto primitivo. Asimismo, las muestras presentan anomalías negativas en Sr, P y Ti, y en menor grado de Nb, Eu y Pb. Las anomalías negativas de Sr, Eu, y Ti podrían indicar cierto grado de cristalización fraccionada en la

cámara magmática, siendo los principales minerales participantes los feldespatos (Sr), ilmenita (Ti) y plagioclasa (Eu), pues sus coeficientes de partición son, en general, mayores que los de los elementos "vecinos" en el diagrama multielementos (Torres Alvarado *et al.*, 2003). Además los contenidos bajos en P₂O (0.02 a 0.13%) pueden indicar asimilación de materiales corticales (Fitton, 1987), de igual manera las anomalías negativas en Ti y Pb indican contaminación cortical durante el ascenso o estadio magmático (Olivera *et al.*, 1990). Por otro lado se puede asociar la fuerte anomalía negativa de Ti, acompañada por una débil anomalía de Nb de igual carácter al fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti (Rollinson, 1993). Además, El-Bialy (2010) estableció que el empobrecimiento en Nb se considera una característica de las rocas volcánicas relacionadas con subducción o de las rocas típicas de la corteza continental.

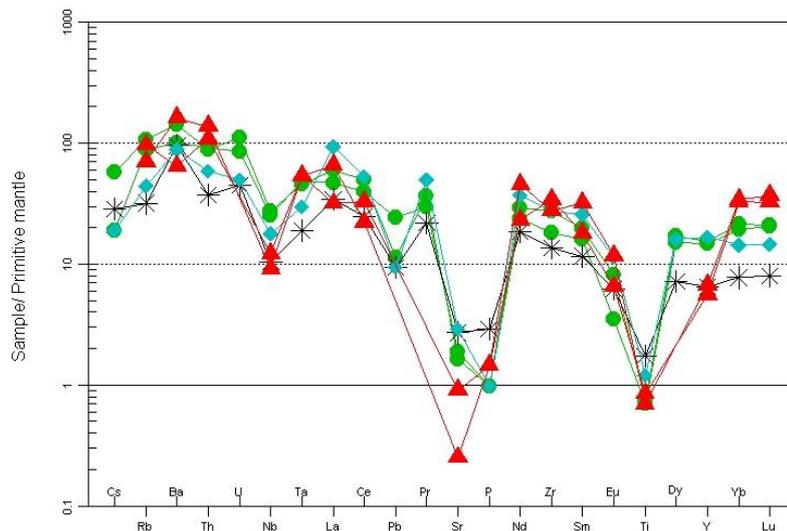


Figura 61. Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo según McDonough y Sun (1995).

Simbología: Formación Cerros de San Juan: metatobas *, metariolitas ●, metariodacitas ◆; muestras del Cinturón San José (Bossi *et al.*, 1996) ▲.

En el diagrama de tierras raras normalizadas a condritas (Boynton, 1984), se observa un mismo comportamiento en las muestras de metariolitas, metariodacitas metatobas de la Formación Cerros de San Juan y las muestras de metariolitas del Cinturón San José, observándose importante enriquecimiento en el orden de las 15 a 200 veces el condrito. Además se aprecian anomalías negativas en Eu, estas anomalías sugieren una diferenciación del magma con fraccionamiento de plagioclasa ocurrida a profundidades someras (Huspeni *et al.*, 1984).

Respecto a las metavolcanitas básicas de la unidad de estudio, en los diagramas multielementales tipo *spider* normalizados a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) y de tierras raras normalizadas a condritas (Boynton, 1984), se observaron patrones relativamente planos, sin anomalías, con enriquecimientos del orden de 4 a 40 veces y de 10 a 20 veces respectivamente las normalizaciones. Además presentan una afinidad de tipo *MORB* enriquecido. Por otro lado, las muestras del Cinturón San José exhiben comportamientos diferentes dentro de la misma unidad y también difieren con el comportamiento del metabasalto de la Formación Cerros de San Juan para las dos normalizaciones.

7.3 Consideraciones sobre el ambiente tectónico

En esta sección se analiza toda la información existente y obtenida para analizar el posible ambiente tectónico de la formación Cerros de San Juan y proponer diferentes hipótesis.

Al plotear las muestras de la Formación Cerros de San Juan en el diagrama de discriminación tectónica de Schandl y Gorton (2002) mayoritariamente caen en el campo de intraplaca. Lo mismo ocurre para las muestras del Cinturón San José (Figura 51). Por otro lado, el diagrama de ambiente tectónico propuesto por Wood (1980), tanto para muestras de la Formación Cerros de San Juan como para muestras del Cinturón San José presentan el mismo comportamiento, ubicándose en su gran mayoría en el campo de arcos continentales o próximos al mismo (Figura 52). Esto nos indica que solamente con datos químicos no se puede confirmar un ambiente tectónico.

Si se plantea un ambiente distensivo para la unidad de estudio, este estaría respaldado por la datación más reciente para la unidad de $1753 \pm 5.7/-4.3$ Ma de Preciozzi y Peel (2005) por medio del método U-Pb (convencional). De acuerdo a esta edad a la unidad se la podría relacionar a un evento extensional abortado ocurrido alrededor de los ca. 1790 Ma (según Halls *et al.*, 2001). En este evento se dio el emplazamiento del haz de diques máficos que posee 100 km de ancho y aflora a lo largo de más de 300 km con una orientación Este-Noreste en esta región del Cratón del Río de la Plata. Los diques máficos presentan edades de 1725 ± 10 Ma por el método Ar/Ar (Teixeira *et al.*, 1999) y por el método U/Pb en baddeleyita de 1790 ± 5 Ma (Halls *et al.*, 2001). Estos marcan el último evento tectono-magmático del Terreno Piedra Alta.

Sin embargo, existen cuerpos intrusivos en contacto con la unidad a los que se les adjudican edades más antiguas. Tal es el caso del Granito de Arroyo Miguelete, cuya

relación de contacto intrusivo con metatobas de la Formación Cerros de San Juan fue verificada en el campo (Figura 36 c y d), y si bien no existen datos geocronológicos para este cuerpo, el mismo es vinculado a los granitos tardi-postectónicos que recortan la faja granito-gnéisica (Preciozzi *et al.*, 1985) con edades *ca.* 2,3 - 1,9 Ga (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010). Además, existe un dique pegmatítico recortando a la Formación Cerros de San Juan que fue datado en 2110 Ma por el método Rb/Sr (Hart, 1966). Los datos geocronológicos de cuerpos intrusivos vecinos al área de estudio tales como la granodiorita de Carmelo y el granito-gneis de Conchillas arrojan edades de $2,030 \pm 75$ Ma y $1,970 \pm 55$ Ma respectivamente por el método Rb-Sr (roca total) (Umpierre y Halpern, 1971). Oyhançabal *et al.* (2011) indicaron que estos cuerpos intrusivos tardi- a post-orogénicos corresponden a un evento magmático ocurrido entre los 2.08–2.05 Ga. Si el Granito de Arroyo Miguelete corresponde a este evento magmático, la Formación Cerros de San Juan no tendría la edad de $1753 +5.7/-4.3$ Ma (Preciozzi y Peel, 2005) y no estaría relacionada a un ambiente extensional.

Así se plantearía una segunda hipótesis en la cual la unidad de estudio presentaría una edad más antigua y por lo tanto estaría vinculada a un ambiente convergente u orogénico relacionado al ciclo orogénico Transamazónico. En este ciclo se formaron los cinturones San José y Arroyo Grande de edades de 2146 ± 7 Ma (método U–Pb SHRIMP, Santos *et al.*, 2003) y 2.113 ± 8 Ma (método U-Pb convencional, Bossi y Ferrando, 2001) respectivamente.

De modo de poder determinar mejor cuál de las hipótesis es más plausible, se deberían datar por el método U-Pb nuevamente a las metalavas de la Formación Cerros de San Juan, o en su defecto al Granito de Arroyo Miguelete.

8. Conclusiones

Se realizó la cartografía de la Formación Cerros de San Juan a escala 1:40.000, departamento de Colonia (Uruguay). La formación se encuentra dividida en dos bloques (previamente descritos por Bossi *et al.*, 1975) con direcciones generales NE - SO y un buzamiento vertical a subvertical. El bloque Oeste presenta una dirección general N30° - 50°E, mientras que el bloque Este una dirección general N50° - 70°E. De acuerdo con el trabajo de campo estos bloques estarían separados por una falla inferida de sentido dextral y de orientación próxima al N30°O.

La Formación Cerros de San Juan se encuentra constituida por una secuencia metavolcánica y otra metasedimentaria. La secuencia metasedimentaria está representada por mármoles con tremolita, esquistos con talco, esquistos con clorita, esquistos con cuarzo y epidoto, metaconglomerados, cuarcitas ricas en hornblenda y cuarcitas *sensu stricto*. La secuencia metavolcánica está representada por metatobas, metaignimbritas, metariolitas, metariodacitas y metabasaltos, denotando un carácter bimodal. Como términos sub-volcánicos, granófiros.

La mayor parte de las metavolcánicas básicas preserva la textura original glomeroporfírica y subofítica. En relación a las metavolcanitas ácidas algunas conservan textura de flujo y porfírica original, mientras que otras han adquirido texturas francamente metamórficas. Las metaignimbritas conservan estructuras tipo *fiammes* con recristalización de cuarzo. Se observó además una relación de intrusividad con el Granito de Arroyo Miguelete.

Las metalavas básicas presentan afinidad tholeiítica, metaluminosa, están enriquecidas por encima del factor de normalización respecto al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995), y también están enriquecidas en tierras raras respecto a las condritas (Boynton, 1984). No presentan anomalías significativas en ninguno de los elementos traza. Las litologías equivalentes en el Cinturón San José presentan comportamientos diferentes.

Las metalavas ácidas presentan una afinidad calcoalcalina, peraluminosas y se encuentran enriquecidas por encima del factor de normalización respecto al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995). Así también se encuentran enriquecidas en tierras raras en relación a las condritas (Boynton, 1984). Suelen presentar anomalías negativas en Sr, P y Ti, en menor grado de Nb, Eu y Pb. Litologías similares del Cinturón San José presentan comportamientos en general similares.

El grado de metamorfismo de la unidad es de esquistos verdes en la gran mayoría de las litologías descritas, observándose áreas puntuales en donde alcanza la facies anfibolita. También se determinó metamorfismo retrógrado evidenciado en la alteración de anfíbol a clorita en los esquistos verdes y metabasaltos.

La unidad de estudio estaría relacionada a un ambiente de margen convergente u orogénico. Y no habría una vinculación genética con el Cinturón San José.

9. Agradecimientos

Quiero agradecer a toda mi familia y amigos por todo el apoyo brindado durante todos estos años. En especial a mis padres por motivarme y apoyarme.

Agradezco a Leda, por los conocimientos transmitidos y sus consejos.

A todos los docentes de la Licenciatura en Geología por las enseñanzas brindadas.

Y por último a todos mis compañeros, muchos de ellos grandes amigos con los cuales compartimos muchos momentos juntos dentro y fuera de la facultad.

10. Bibliografía

- Almeida F., Amaral, G., Cordani, U. y Kawashita, K. (1973). The Precambrian evolution of the South American cratonic margin, South of Amazonas River. En: Nairn A., Kanesh, W., Stehli, F., (eds.), *The Ocean Basins and Margins*, New York, pp 411-446.
- Basei, M., Siga Jr, O., Masquelin, H., Harara, O., Reis Neto, J. y Preciozzi, F. (2000). The Dom Feliciano Belt (Brazil-Uruguay) and its Foreland (Río de la Plata Craton): Framework, Tectonic Evolution and Correlations with similar Terranes of Southwestern Africa. En: Cordani, U., Thomaz-Filho, A., Milani, E. (eds.), *Precambrian Evolution of South America*, International Geological Congress- IUGS, Río de Janeiro, pp. 311-334.
- Bossi J. (1966). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 460 p.
- Bossi, J. y Campal, N. (1991). Granitos negros filonianos del Uruguay: resultados de las investigaciones. Boletín de Investigaciones de la Facultad de Agronomía, 72 p.
- Bossi, J. y Campal, N. (1992). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. En: Gutiérrez, J., Saavedra, J., y Rábano, I., (eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América: Alicante*, Universidad de Extremadura, Alicante, pp. 343-356.
- Bossi J., Campal N., Civetta L., Demarchi G., Girardi V., Mazzucchelli M., Negrini L., Rivalenti G., Fragozo Cesar A., Sinigoi S., Texeira W., Piccirillo E. y Molesini M. (1993b). Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: Geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis, *Chemical Geology*, v. 106, pp. 263-277.
- Bossi, J. y Ferrando, L. (2001). Carta geológica del Uruguay a escala 1/500.000. Versión CD-ROM, Geoeditores, Montevideo.
- Bossi J., Ferrando, L., Fernández, A., Elizalde, G., Morales, H., Ledesma, J., Carballo, E., Medina, E., Ford, I. y Montaña, J. (1975). Carta Geológica del Uruguay a escala 1:1.000.000. Edición de los autores, Montevideo, Uruguay.
- Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D. y Sprechmann, P. (1998). Carta Geológica del

- Uruguay (versión digital) a escala 1/500. 000. GeoEditores, Montevideo, Uruguay.
- Bossi, J., Mutti, D., Piñeyro, D. y Di Marco, A. (1996). El cinturón arqueano de San José: caracterización litogeoquímica de su área tipo. En XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Argentina, v. 3, pp. 567-579.
 - Bossi, J., Preciozzi, F. y Campal, N. (1993a). *Predevoniano en el Uruguay. Parte I: Terreno Piedra Alta*. Ed. por Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, v. 1, pp. 1-50.
 - Boynton, W. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P., (ed), *Rare earth element geochemistry*, Ámsterdam, Holanda, pp. 63-107.
 - Coronel, N. y Oyhançabal, P. (1988). Carta Geológica del Fotoplano Pando J-28 a escala 1/100. 000. Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, 10 p.
 - El-Bialy, M. (2010). On the Pan-African transition of the Arabian-Nubian Shield from compression to extension: The post-collision Dokhan volcanic suite of Kid-Malhak region. *Gondwana Research*, Sinai, Egypt, v. 17, pp. 26-43.
 - Fernández, A. y Preciozzi, F. (1974). La formación Arroyo Grande y los granitoides asociados. Anales XXVIII Congreso Brasileiro de Geología, Porto Alegre, Brasil, pp. 213-226.
 - Ferrando, L., y Fernández, A. (1971). Esquema tectónico cronoestratigráfico del predevoniano en Uruguay. Anales XXV Congreso Brasileiro de Geología, San Pablo, Brasil, v. 1, pp. 199-210.
 - Fitton, J. (1987). The Cameroon line, West Africa, a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. En Fitton, J., Upton, B. (eds.), *Alkaline Igneous Rocks: Geological Society of London, Special Publication*, v. 30, pp. 273-291.
 - Fragozo César, A. (1980). O Cráton do Río de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. *XXXI Congresso Brasileiro de Geología*, Camboriú, Brasil, v.5, pp. 2879-2892.
 - Fragozo César, A. (1991). Tectônica de placas no ciclo Brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Río Grande do Sul. Tése de

Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil, 367 p.

- Goso H. (1965). *El Cenozoico en el Uruguay*. Instituto Geológico del Uruguay, Informe interno, 36p.
- Halls, H., Campal, N., Davis, D. y Bossi, J. (2001). Magnetic studies and U-Pb geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Rio de la Plata craton, Uruguay: paleomagnetic and economic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, pp. 349-361.
- Hart, S. (1966). Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning continental drift. *Geological Society of America. Annual Meeting*, San Francisco, EEUU, v. 86.
- Huspeni, J., Kesler, S., Ruiz, J., Tuta, Z., Sutte, J. y Jones, L. (1984). Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in Northern México. *Economic Geology*, v. 79(1), pp. 87–105.
- Irvine, T. y Baragar, W. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, pp. 523-548.
- Janousek, V., Farrow, C. y Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, v. 47(6), pp. 1255-1259.
- Japan International Cooperation Agency (2001). Report on the mineral exploration in the San José and Arroyo Grande area, the Oriental Republic of Uruguay, v. 1, 173 p.
- MacMillan, J. (1933). Terrenos Precámbricos del Uruguay (Carta geológica a escala 1/50,000). Boletín del Instituto de geología y perforaciones, Montevideo, Uruguay, v. 18, 61 p.
- Mahood, G. y Hildreth, W. (1983). Nested calderas and trapdoor uplift at Pantelleria, Strait of Sicily. *Geological Society of America*, v. 2, pp. 722-726.
- Martínez S. y Ubilla M. (2004). El Cuaternario en Uruguay. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds.), *Cuencas sedimentarias de Uruguay: Geología, paleontología y recursos naturales-Cenozoico*. DIRAC, Montevideo-Uruguay, pp. 195-231.

- Masquelín, H. (2006). El escudo uruguayo. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds.), *Cuencas sedimentarias de Uruguay: Geología, paleontología y recursos naturales- Paleozoico*. DIRAC, Montevideo-Uruguay, pp. 37-106.
- McDonough, W. y Sun, S. (1995). The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, v. 120, pp. 223-254.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. (1993). *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures of volcanic rocks*. Centre for Ore deposit and exploration studies. University of Tasmania, Australia, 198 p.
- Metz, J. y Mahood, G. (1991). Development of the Long Valley, California, magma chamber record in precaldera rhyolite lavas of glass Mountain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 106(3), pp 379-397.
- Mutti, D., Bossi, J., Di Marco, A. y Piñeyro, D. (1995). The archean vulcano sedimentary San José Belt (Uruguay). Symposium Archean Terranes of the South American Platform, v. 1, pp. 26-27.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic rocks, based on the total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, v. 27(3), pp. 745-750.
- Ledesma, J., Heimann, A. y Bergalli, L. (2001). El metagabro de Cerro San Carlos: roca relacionada a una veta de cuarzo aurífero en el Cratón del Río de la Plata, SW de Uruguay. XI Congreso Latinoamericano de Geología - III Congreso Uruguayo de Geología, CD-ROM, Montevideo, Uruguay.
- Oliveira, E., Tarney, J. y Joao, X. (1990). Geochemistry of the Mesozoic Amapá and Jari Dyke Swarms, northern Brazil, Plume-related magmatism during the opening of the central Atlantic. En: Parker, A., Rickwood, P. y Tucker, D. (eds.), *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*, Balkema, Rotterdam, pp. 173-183.
- Oyhantçabal, P., Derregibus, M., Muzio, R. y Nardi, L. (1998). The Soca intrusion: a rapakivi granite in Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11 (2), pp.169-178.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. y Wemmer, K. (2011). The Rio de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, v. 100, pp. 201-220.

- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Aubet, N., Cazaux, S. y Huelmo, S. (2003). Proterozoico del suroeste del Uruguay: nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, v. 1, pp. 38–48.
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J. y Loureiro, J. (2007). Caracterización Geológica de las rocas Paleoproterozoicas de la región centro-sur del Uruguay (Terreno Piedra Alta-Cratón del Río de La Plata). V Congreso Uruguayo de Geología, CD-ROM.
- Peccerillo, R. y Taylor, S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy Petrology*, v. 58, pp. 63-81.
- Perea D. y Martínez S. (2004). Estratigrafía del Mioceno–Pleistoceno en litoral sur-oeste de Uruguay. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds.), *Cuencas sedimentarias de Uruguay: Geología, paleontología y recursos naturales-Cenozoico*. DIRAC, Montevideo-Uruguay, pp. 105-124.
- Preciozzi, F. (1989). Aspectos petrográficos del complejo intrusivo de Arroyo Marincho y granodiorita de Arroyo Grande. Contribución a la geología del Uruguay: Dirección Nacional de Minería y Geología, v. 7, pp. 1-18.
- Preciozzi, F. (1993). Petrography and geochemistry of five granitic plutons from south-central Uruguay. Contribution to knowledge of the Piedra Alta Terrane. PhD Thesis, Université du Québec, Quebec, Canadá, 189 p.
- Preciozzi, F., Bossi, J. y Morales, H. (1991). The Uruguayan crystalline basement. En: C., Podozis (Ed.), *Global Geosciences Transect, Valparaiso, Chile - Punta del Este, Uruguay*, UNESCO, París, 35 p.
- Preciozzi, F. y Peel, E. (2005). El cinturón Dom Feliciano y sus relaciones con el cratón del Río de La Plata y el terreno Punta del Este - Geología y Geocronología, Informe Final Proyecto Conicyt, Montevideo, Uruguay.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., y Heinzen, W. (1979). Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1:2.000.000. Instituto Geológico: Ing. Terra Arocena, Montevideo, 62 p.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. y Rossi, P. (1985). Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, 92 p.

- Roth, W. y Stampe, W. (1980). Investigaciones Geológico-Mineras de la mina de talco Narancio S. A. Programa de colaboración geológica uruguayo-alemana, Instituto Geológico: Ing. Terra Arocena, Montevideo, 16 p.
- Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation*. Longman Group, Inglaterra, pp. 352.
- Sanchez Bettucci L., y Oyhantcabal P. (2008). Tectonic map of Uruguay. American Geophysical Union, Spring Meeting 2008, abstract.
- Sánchez Bettucci L., Peel E. y Oyhantçabal P. (2010). Precambrian geotectonic units of the Río de La Plata craton. *International Geology Review*, v. 52, pp.32-50.
- Santos, J., Hartmann, L., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D. y Mcnaughton, N. (2003). Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review*, v. 45, pp. 27-48.
- Schandl, E. y Gorton M. (2002). Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, v. 97, pp. 629-642.
- Servicio Geográfico Militar (1973). Carta gravimétrica provisoria, escala 1:100.000. Convenio ANCAP-SGM, memoria, 1 mapa, Montevideo.
- Shand, H. (1943). *Eruptive Rocks*. John Wiley and Sons, Londres, Inglaterra, 444 p.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, v. 12, pp. 1-33.
- Teixeira, W., Renne, P., Bossi, J., Campal, N. y D'Agrella Filho, M. (1999). ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Research*, v. 93, pp. 153-180.
- Torres Alvarado, I., Verma, S., Palacios, H., Guevara, M. y González, O. (2003). DC Base: a database system to manage Nernst distribution coefficients and its application to partial melting modeling. *Computers & Geosciences*, v. 29(9), pp.1191-1198.
- Ubilla M. (2004). La Formación Fray Bentos (Oligoceno tardío) y los mamíferos más antiguos de Uruguay. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y

Martínez, S. (eds.), *Cuencas sedimentarias de Uruguay: Geología, paleontología y recursos naturales-Cenozoico*. DIRAC, Montevideo-Uruguay, pp. 83-104.

- Umpierre, M. y Halpern, M. (1971). Edades Sr-Rb del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista Asociación Geológica Argentina*, v. 26, pp. 133-151.
- Walther, K. (1919). Líneas fundamentales de la Estructura Geológica de la República Oriental del Uruguay. *Revista del Instituto Nacional de Agronomía*, v. 3, pp. 3-67.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Edición del autor, Londres, Inglaterra.
- Wood, D. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the british tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, Holanda, v. 50, pp. 11-30.

11. Anexo

Mapa de puntos relevados

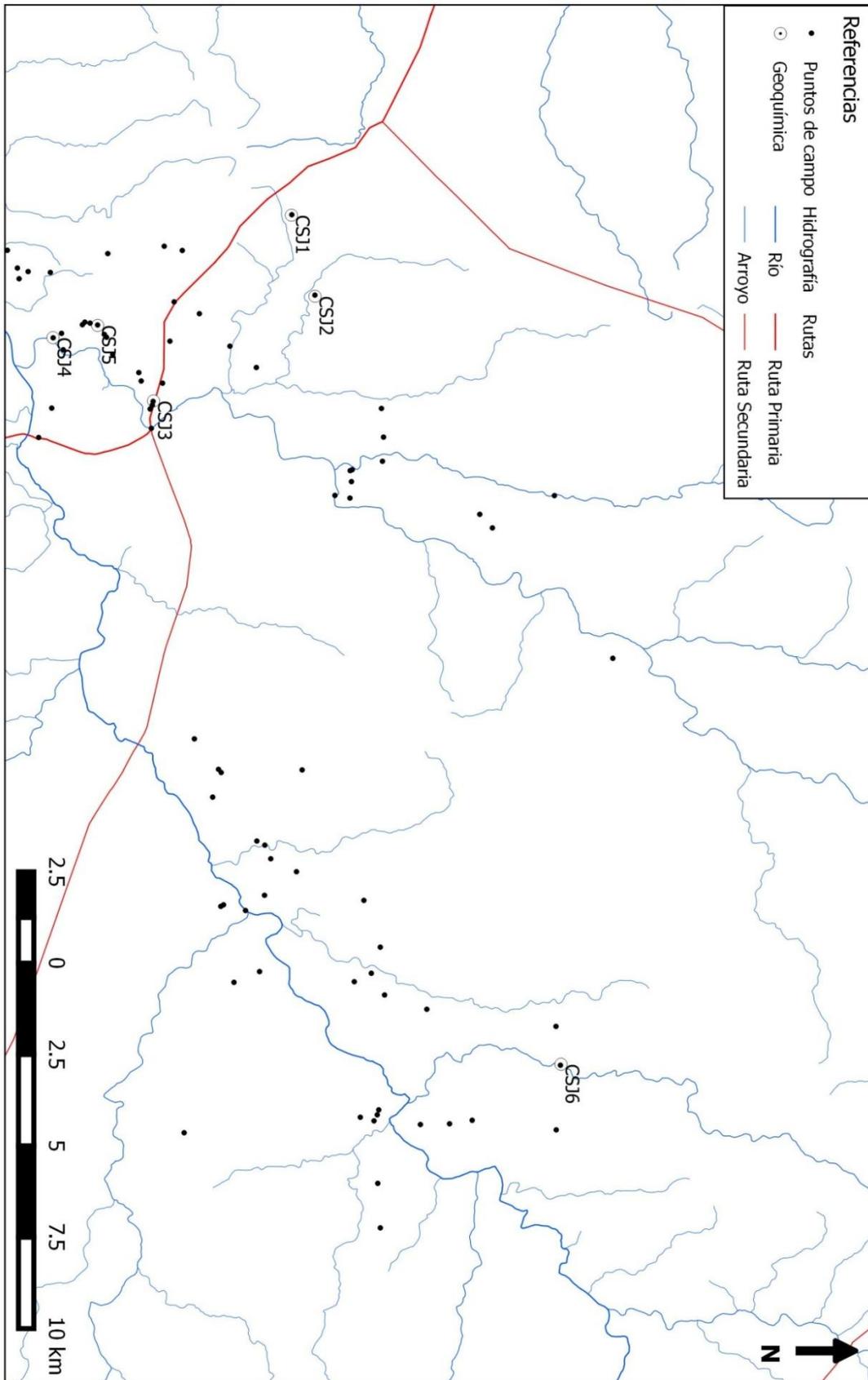
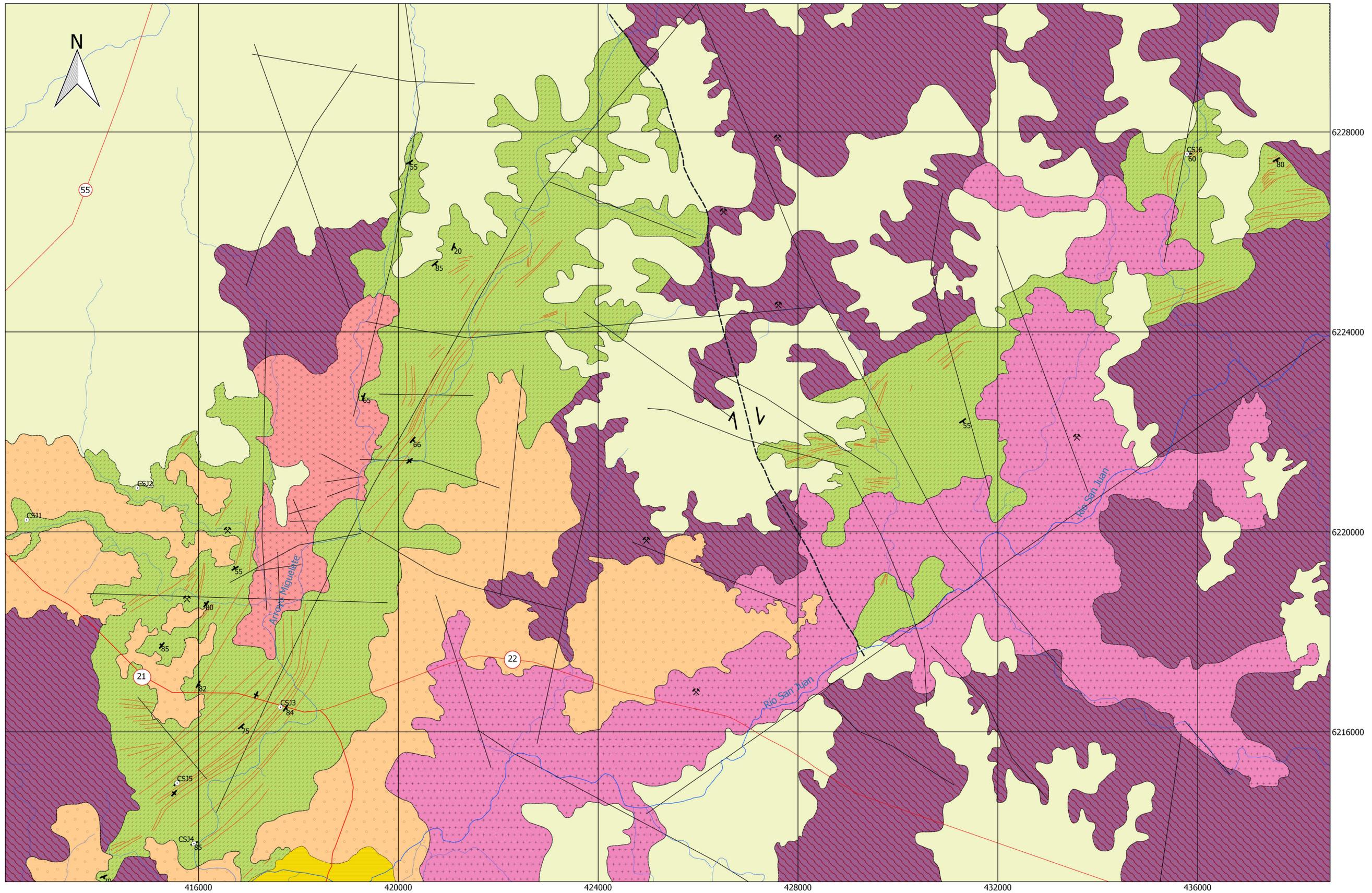


Tabla de puntos

Puntos	Coordenadas	Litología	Unidad	Geoquímica
1	414100.43 m E/ 6213088.52 m S	Granófiro	Formación Cerros de San Juan	
2	413518.11 m E/6212525.15 m S	Conglomerado	Formación Fray Bentos	
3	413085.11 m E/6212034.44 m S	Granito-gneis	Faja Granito-gnéisica	
4	414004.34 m E/6212797.62 m S	Conglomerado	Formación Fray Bentos	
5	414296.98 m E/6212844.15 m S	Granito-gneis	Faja Granito-gnéisica	
6	414124.10 m E/6213692.06 m S	Granito-gneis	Faja Granito-gnéisica	
7	413608.16 m E/6215252.20 m S	Granito-gneis	Faja Granito-gnéisica	
8	413407.19 m E/6216784.41 m S	Microgranito	Faja Granito-gnéisica	
9	413522.99 m E/6217275.27 m S	Granito	Faja Granito-gnéisica	
10	417152.78 m E/6216738.10 m S	Metariolita	Formación Cerros de San Juan	
11	418389.28 m E/6216434.72 m S	Marmol	Formación Cerros de San Juan	
12	416004.91 m E/6216939.22 m S	Metariolita	Formación Cerros de San Juan	
13	418629.12 m E/6222739.28 m S	Granito	Granito de Arroyo Miguelete	
14	419290.02 m E/6222710.32 m S	Metatoba/metaignimbrita	Formación Cerros de San Juan	
15	420296.56 m E/6221826.87 m S	Metatoba/metaignimbrita	Formación Cerros de San Juan	
16	420223.74 m E/6221419.83 m S	Metavolcanita	Formación Cerros de San Juan	
17	412544.51 m E/6220249.33 m S	Metariolita	Formación Cerros de San Juan	CSJ1
18	414744.27 m E/6220876.37 m S	Metariolita	Formación Cerros de San Juan	CSJ2
19	420229.72 m E/6227379.67 m S	Metavolcánica Básica	Formación Cerros de San Juan	
20	421112.84 m E/6225696.30 m S	Esquistos	Formación Cerros de San Juan	
21	420740.35 m E/6225353.11 m S	Esquistos	Formación Cerros de San Juan	
22	405688.08 m E/6219436.06 m S	Granodiorita	Granito Conchillas	
23	416141.15 m E/6218568.75 m S	Esquistos	Formación Cerros de San Juan	
24	416724.29 m E/6219285.87 m S	Esquistos	Formación Cerros de San Juan	
25	426883.72 m E/6217603.12 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
26	427803.96 m E/6218331.03 m S	Dique de cuarzo	Complejo Paso Antolín	
27	428477.40 m E/6218099.61 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
28	429678.87 m E/6219298.89 m S	Gabro	Complejo Paso Antolín	
29	429791.85 m E/6219516.21 m S	Granito alterado	Complejo Paso Antolín	
30	430163.61 m E/6219677.07 m S	Granito alterado	Complejo Paso Antolín	
31	431162.93 m E/6219507.64 m S	Gabro	Complejo Paso Antolín	
32	431579.71 m E/6218991.91 m S	Gabro	Complejo Paso Antolín	
33	431423.97 m E/6218394.49 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
34	431466.56 m E/6218320.60 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
35	430517.65 m E/6220376.04 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
36	432582.00 m E/6222652.00 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
37	433296.00 m E/6222408.00 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
38	433527.00 m E/6221945.00 m S	Dique de cuarzo	Complejo Paso Antolín	
39	433543.92 m E/6218678.31 m S	Gabro	Complejo Paso Antolín	
40	439044.00 m E/6222583.00 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
41	440260.86 m E/6222652.52 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
42	417752.58 m E/6216462.01 m S	Metatoba/metaignimbrita	Formación Cerros de San Juan	
43	417859.65 m E/6216402.57 m S	Granito		
44	417651.00 m E/6216482.00 m S	Metatoba/metaignimbrita	Formación Cerros de San Juan	CSJ3
45	415912.22 m E/6213768.62 m S	Metatoba/metaignimbrita	Formación Cerros de San Juan	CSJ4
46	416238.24 m E/6214042.21 m S	Metatoba/metaignimbrita	Formación Cerros de San Juan	
47	415771.00 m E/6214041.00 m S	Cuarcita con hornblenda	Formación Cerros de San Juan	
48	415553.46 m E/6214562.01 m S	Metatoba/metaignimbrita	Formación Cerros de San Juan	
49	415483.75 m E/6214629.76 m S	Metatoba/metaignimbrita	Formación Cerros de San Juan	
50	415510.12 m E/6214770.47 m S	Metatoba/metaignimbrita	Formación Cerros de San Juan	

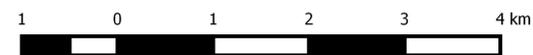
Puntos	Coordenadas	Litología	Unidad	Geoquímica
51	415561.43 m E/6214974.51 m S	Metariodacita	Formación Cerros de San Juan	CSJ5
52	415819.92 m E/6215157.69 m S	Metariodacita	Formación Cerros de San Juan	
53	415897.00 m E/6215217.00 m S	Metariodacita	Formación Cerros de San Juan	
54	416367.66 m E/6215386.22 m S	Metariodacita	Formación Cerros de San Juan	
55	416863.57 m E/6216094.81 m S	Metariodacita	Formación Cerros de San Juan	
56	417093.37 m E/6216159.69 m S	Metariodacita	Formación Cerros de San Juan	
57	437235.46 m E/6222109.44 m S	Gabro	Complejo Paso Antolín	
58	437434.03 m E/6223740.66 m S	Migmatita	Faja Granito-gnéisica	
59	437414.52 m E/6224532.06 m S	Migmatita	Faja Granito-gnéisica	
60	437318.21 m E/6225146.84 m S	Migmatita	Faja Granito-gnéisica	
61	435812.34 m E/6227542.98 m S	Metabasalto	Formación Cerros de San Juan	CSJ6
62	434281.00 m E/6223915.00 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
63	415252.00 m E/6217739.00 m S	Esquistos con talco	Formación Cerros de San Juan	
64	414929.17 m E/6217054.27 m S	Metariolita	Formación Cerros de San Juan	
65	437168.53 m E/6222568.59 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
66	437033.30 m E/6222609.34 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
67	437333.90 m E/6222480.94 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
68	437580.54 m E/6227429.27 m S	Metatoba/metaignimbrita	Formación Cerros de San Juan	
69	434750.00 m E/6227422.50 m S	Granófiro	Formación Cerros de San Juan	
70	433890.18 m E/6222767.55 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
71	433250.11 m E/6219373.08 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	
72	431302.78 m E/6222206.02 m S	Cuarcita	Formación Cerros de San Juan	
73	427717.22 m E/6218258.18 m S	Conglomerado	Formación Fray Bentos	
74	427733.45 m E/6220529.88 m S	Granito-gneis	Faja Granito-gnéisica	
75	424679.82 m E/6228966.23 m S	Esquistos	Formación Cerros de San Juan	
76	419846.20 m E/6221868.41 m	Metatoba/metaignimbrita	Formación Cerros de San Juan	
77	419519.87 m E/6221889.47 m S	Granito	Granito de Arroyo Miguelete	
78	419546.23 m E/6221834.16 m S	Contacto Granito/Metatobas		
79	417844.77 m E/6222682.88 m S	Granito	Granito de Arroyo Miguelete	
80	417835.45 m E/6213729.10 m S	Limos	Formación Fray Bentos	
81	418639.05 m E/6213374.36 m S	Granito-gneis	Faja Granito-gnéisica	
82	437660.03 m E/6217324.81 m S	Granito	Complejo Paso Antolín	

Carta Geológica del área de la Formación Cerros de San Juan a escala 1:40.000



Referencias Geográficas	
Caminería	
	Ruta Primaria
	Ruta Secundaria
Hidrografía	
	Arroyos
	Cañada
	Ríos
	Canteras

Referencias Geológicas	
Litologías	
	Formación Libertad
	Formación Camacho
	Formación Fray Bentos
	Complejo Paso Antolín
	Granito de Arroyo Miguelete
	Formación Cerros de San Juan
	Faja granito-gnéissica
	Falla Inferida
	Fracturas/Fallas
	Lineaciones y/o Foliaciones
Rumbo/Buzamiento	
	↘
	○ ● Análisis químico



Elipsoide: SIRGAS 2000
 Proyección: UTM zona 21S
 Año: 2016, Autor: Hugo Bonjour

