



Universidad de la República

Facultad de Ciencias

Tesis de Grado de la Licenciatura en Geología



**ESTUDIO GEOQUÍMICO DEL COMPLEJO
POLANCO
(LAVALLEJA, URUGUAY)**

Autora: PATRICIA GALLARDO SILVEIRA

Tutora: Dra. Elena Peel

Co-Tutora: Dra. Leda Sánchez Bettucci

Montevideo, Uruguay

Año 2015

“No water, no granites – No oceans, no continents”

I. H. Campbell & S. R. Taylor

¿Es necesario que a uno le despierten a medianoche el ruido de las ventanas que golpean, un viento que se filtra en el interior oscuro de la habitación a través de las cortinas y los truenos para que perciba que la vida es más profunda de lo que creemos y que el mundo es un lugar con más significado?

Orhan Pamuk

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Elena Peel, por toda la ayuda, su dedicación constante y su mejor onda para todas mis dudas siempre, por el aprendizaje enorme, no sólo en la tesis sino en todas las cosas del día a día en facultad y por adentrarme en el vasto y complejo mundo de los granitos.

Agradezco también a Leda Sánchez Bettucci, por todas las oportunidades que me dio desde que entré a trabajar, por tantas charlas, risas y viajes, y para que vuelva rápido a facultad *full time* a seguir enseñando sobre la vida a todos nosotros, sus alumnos.

También gracias al tribunal, a los docentes Pedro Oyhançabal, Rossana Muzio y Julio Spoturno, por sus correcciones y críticas siempre constructivas.

Al Instituto de Ciencias Geológicas, y al resto de los docentes de la licenciatura con los que tuve y tengo el gusto de trabajar.

Muchas gracias a los compañeros del laboratorio, Naty y Daniel, por las láminas delgadas.

Gracias a la Facultad de Ciencias y a la UdelaR, por una mejor educación pública.

Agradezco a toda mi familia, porque sin ellos no estaría acá, por estar siempre, quererme como soy, y aunque no entiendan nada o no lean nunca lo que diga este trabajo, tienen acá un lugarcito en el que reconozco todo lo que me han apoyado.

Y por último, a todos mis geo-amigos, sin ellos la carrera y la vida no serían lo mismo: Naty (P. y C.), Ceci, Ire, Eli, Vale, Sofia, Huguito, Pable, Santi (G. y F.), Pichón, Esteban y Bola. Gracias!

Contenidos

Agradecimientos.....	III
Índice.....	IV
Resumen/Abstract.....	VI

	Página
1. Introducción.....	1
2. Justificación y objetivos.....	2
3. Metodología.....	2
4. Localización e información general del área de estudio.....	4
5. Contexto Geológico.....	6
5.1. Geología Regional.....	6
5.2. Geología Local.....	11
6. Resultados y discusión.....	16
6.1. Geología Descriptiva.....	16
6.1.1. Complejo Polanco.....	17
6.1.2. Granito Arroyo Mangacha.....	36
6.1.3. Granito Barriga Negra.....	38
6.1.4. Rocas encajantes.....	42
6.2. Geoquímica.....	47
6.3. Contrastes entre las facies del Complejo Polanco.....	80
6.4. Comparación entre el Complejo Polanco y las demás unidades.....	85
6.5. Consideraciones sobre el ambiente tectónico.....	89
6.6. Consideraciones sobre su nomenclatura.....	92
7. Conclusiones.....	94
8. Bibliografía.....	96
9. Anexos.....	106

RESUMEN

El Complejo Polanco se encuentra al norte de la ciudad de Minas y está constituido por diversas facies graníticas que consisten en granitos hornblendo-biotíticos, granitos biotíticos de grano grueso, leucogranitos de grano medio y diques de grano fino. Forma parte del magmatismo ocurrido en el ciclo orogénico Brasileño-Panafricano.

Su análisis geoquímico permite caracterizarlo como de afinidad calco-alcalina de alto K a alcalina, con facies que poseen carácter metaluminoso y peraluminoso. El contenido en elementos traza (Rb, Ba, Sr, Y, Nb, Zr, Hf, entre otros) muestra que sus facies no responden a una única fuente de magma, sino probablemente a diversos pulsos con diferente contribución de contenido mantélico.

La facies menos evolucionada es la de granitos hornblendo-biotíticos, con afinidades calco-alcalinas de alto K, metaluminosas, altos contenidos en *LILE* (Ba y Sr), y bajos contenidos en *HFSE* (Nb-Y-Yb). Presenta patrones de elementos tierras raras sin anomalías en Eu, y enriquecimiento en TTRR livianas respecto a pesadas.

Las facies más evolucionadas corresponden a los granitos biotíticos de grano grueso, los leucogranitos de grano medio y los diques de grano fino. Todos poseen afinidades calco-alcalinas de alto K a alcalinas, y son peraluminosos. Respecto a los elementos traza (*LIL*, *HFS* y TTRR) en la facies de granitos biotíticos de grano grueso algunas muestras se comportan de manera similar a la facies de granitos hornblendo-biotíticos. Otras presentan alto contenido en *HFSE* (Nb-Y-Yb), bajo contenido en *LILE* (Ba y Sr) y anomalías negativas en Eu. La facies de leucogranitos de grano medio y la facies de diques de grano fino también presentan este comportamiento.

Se sugiere que el Complejo Polanco se emplazó en un régimen post-colisional transicional a intraplaca.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo corresponde a la tesis de grado de la Licenciatura en Geología de la Facultad de Ciencias, Universidad de la República y es una contribución al conocimiento de la magmatogénesis granítica asociada al ciclo orogénico Brasileño.

El Complejo Polanco se encuentra localizado a 40 km al norte de la ciudad de Minas, desarrollado en los departamentos de Lavalleja, y Florida. Fue definido como tal por Preciozzi *et al.* (1981), abarcando al granito Polanco y granitoides de los alrededores. Se realizaron en este trabajo estudios petrográficos y geoquímicos que complementan la información respecto al mismo. Este complejo forma parte del intenso magmatismo granítico generado por la colisión de los cratones de Kalahari y Río de la Plata durante el ciclo orogénico Brasileño. Como resultado de esta colisión, se generó una estructura que recibe el nombre de Cinturón Dom Feliciano, en la cual está inserto el complejo.

De acuerdo con el código de nomenclatura estratigráfica norteamericano (NASC, 2013), un complejo es una agrupación de litologías de dos o más clases genéticas, *e.g.*, ígneas, sedimentarias o metamórficas, que pueden tener o no una estructura complicada. Es comparable a la *suite* o *supersuite* y en consecuencia se nombra de la misma manera. Pero cuando la asamblea de rocas consiste en diversos tipos de una misma clase de roca, como en terrenos que exponen una variedad de rocas ígneas intrusivas (varios tipos de rocas graníticas), debe usarse el término “*suite* intrusiva”, “*suite* plutónica” o “*suite* metamórfica”, antes que el término “complejo”.

En este caso, el llamado Complejo Polanco comprende litologías graníticas de composiciones variadas, como granitos hornblendo-biotíticos, biotíticos y leucogranitos, con variaciones texturales, y en el grado de alteración. Siendo esto así, la información geoquímica obtenida en este trabajo, aporta datos que abren la discusión

sobre el uso del término *suite*, para los granitos de la zona.

2. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

El magmatismo granítico es un rasgo conspicuo a lo largo del Cinturón Dom Feliciano y formando parte de éste se encuentra el Complejo Polanco. Al tratarse de un cuerpo en el cual no hay estudios geoquímicos completos, queda justificada la realización de estudios con este enfoque. Los datos provenientes de la geoquímica aportan información para la comprensión de los eventos tectonomagmáticos del ciclo Brasiliano, además de ser una parte fundamental para cualquier modelo evolutivo del cinturón.

Objetivo general

El principal cometido es la caracterización geoquímica del Complejo Polanco a través de estudios petrográficos y litoquímicos.

Objetivos específicos

Los objetivos específicos se basan en el reconocimiento de sus facies, su caracterización petrográfica, su caracterización geoquímica, la interpretación de su ambiente tectónico y de su formación.

3. METODOLOGÍA

La estrategia de trabajo llevada a cabo en esta investigación consistió en el levantamiento, tratamiento e integración de datos obtenidos sobre el Complejo Polanco. Principalmente se basó en la aplicación de estudios petrográficos y litoquímicos.

Constó de los siguientes pasos:

i) Estudios de campo:

Fueron realizadas dos (2) etapas de campo que permitieron la obtención de datos geológicos, con el fin de reconocer las facies descritas en el pasado. Se realizó un relevamiento y reformulación de la cartografía existente sobre el mismo y se caracterizó desde el punto de vista petrográfico y geoquímico a sus facies. Se realizó la recolección de muestras para estudios petrográficos y litoquímicos.

ii) Petrografía

Se realizaron estudios petrográficos macro y microscópicos de las muestras, resultando un total de 26 láminas delgadas. Las mismas fueron confeccionadas en el Laboratorio de corte y molienda del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias. Se realizó el análisis modal a través del conteo de minerales al microscopio así como la descripción y el reconocimiento composicional y textural.

iii) Litogeoquímica

Durante este trabajo se realizaron 23 análisis químicos de muestras de roca. Se buscó el reconocimiento de patrones de elementos mayores, menores y trazas, con particular interés en las tierras raras, ya que son elementos de interés para las clasificaciones e interpretaciones geológicas-geotectónicas, así como para comparar entre las diferentes facies del complejo. Los análisis fueron realizados en los laboratorios *Acme Analytical Laboratories Ltd* (Canadá).

Las muestras fueron recolectadas respetando los siguientes criterios:

- muestras representativas a escala de afloramiento
- muestras con dimensión igual o mayor a 10 veces el tamaño del cristal más grande de la roca
- muestras libres de alteración meteórica

- cuarteo posterior a la desagregación mecánica

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 análisis por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*).

El tratamiento de los datos y la generación de las gráficas de clasificación se realizaron con el programa GCDkit (*Geochemical Data Toolkit in R*, versión 3.00 para Windows) distribuido gratuitamente y desarrollado por Janouseck *et al.* (2006).

4. LOCALIZACIÓN E INFORMACIÓN GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se localiza en el límite entre los Departamentos de Lavalleja y Florida, en la localidad de Polanco, a aproximadamente 50km al norte de la ciudad de Minas (ver figura 1).

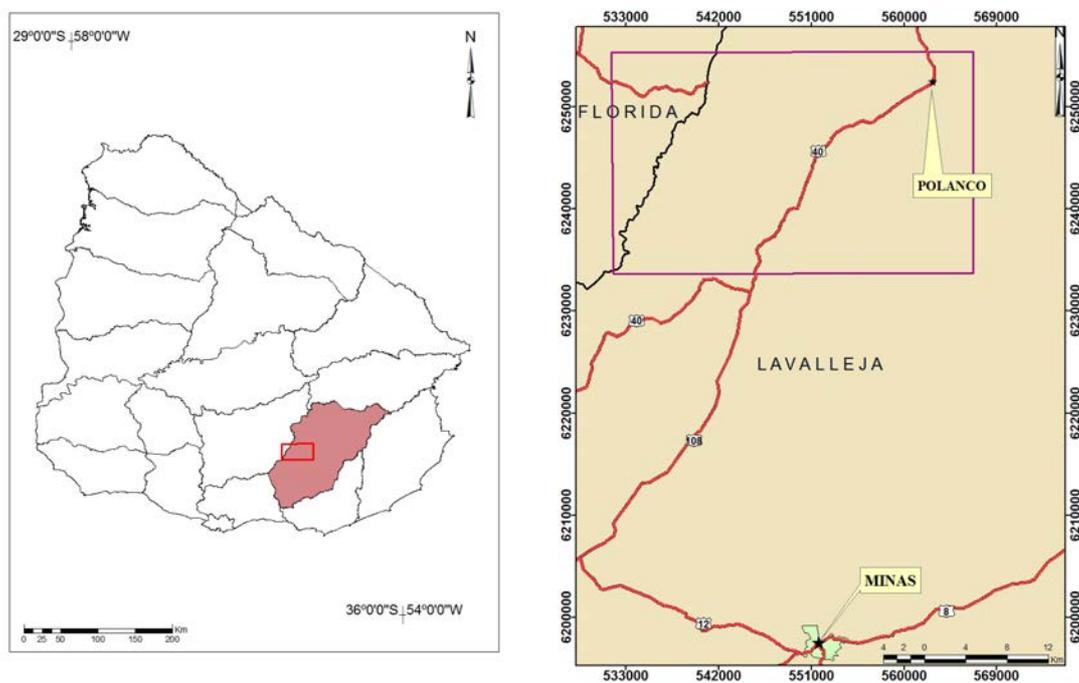


Figura 1. Izquierda: Localización de la zona de estudio a nivel regional, señalada por el rectángulo remarcado en rojo. Derecha: Zona de estudio ampliada, señalada por el rectángulo púrpura.

Partiendo desde la capital del país, Montevideo, debe tomarse la ruta nacional N° 8

Brigadier General Antonio Lavalleja, hacia Minas. En Minas, se puede tomar la ruta N° 108 hacia el noreste, la cual se une luego con la ruta N° 40 (ver figura 1). A 49 km por la ruta 108 se enmarca el límite sur de la zona y la localidad de Polanco marca aproximadamente el límite norte de la zona.

El departamento de Lavalleja posee una extensión territorial de 10.016 km², y se caracteriza por ser una zona de relieve alto en el sur, con sierras, cerros y valles amplios, y llanura hacia el norte. Posee colinas y peñascos que a menudo son de granito, además de extensos valles muy favorables para el desarrollo de la ganadería y de la agricultura. Cuenta con una importante red hidrográfica muy bien distribuida. La misma puede ser dividida en dos cuencas, la del Río Santa Lucía que riega toda la región sur, y la central o del Río Cebollatí, encerrada parcialmente por la Cuchilla Grande, que abarca toda la zona norte y central del departamento. La temperatura anual promedio es de 17 °C y las precipitaciones alcanzan unos 1.250 mm anuales (Intendencia de Lavalleja, 2015).

Según el último censo nacional del año 2011 (INE, 2011), Lavalleja tiene una población total de 58.815 habitantes. La mayor concentración se produce en la Ciudad de Minas, con 38.446 habitantes.

Las principales actividades económicas son la ganadería y la agricultura; también la actividad turística y minera. Se crían principalmente vacunos y ovinos, además de porcinos y conejos. Se cultiva soja, sorgo, maíz, cebada cervecera, papa, arroz, vid, frutales, destacándose como novedad el arándano y olivo. Al norte se desarrolla de forma predominante la actividad ganadera y arrocera. Al sur existe un área chacrera y lechera, y existe una zona intermedia donde la actividad forestal se ha expandido considerablemente llegando a 109.226 hectáreas. Existen importantes industrias que producen agua mineral natural, cerveza, finos vinos de exportación, además de molinos

arroceros, extracción de calizas y elaboración de cal y cemento Pórtland entre otros. En su suelo se han explotado oro, cobre, plomo, hierro, calizas, dolomías y mármoles. Se extraen materiales de construcción y ornamentación como arena, pedregullo, piedra laja y el limo arcilloso con el que se elabora la cerámica roja, además de mármol (Intendencia de Lavalleja, 2015).

5. CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1 Geología Regional

Si bien el Uruguay es un país pequeño, su geología es amplia y compleja, con registros muy antiguos que datan desde el Arqueano (Hartmann *et al.*, 2001), como también recientes. Al presentarse incompletos, cada problema que se plantea da lugar a distintas perspectivas e hipótesis al momento de enfrentarnos a ellos.

A nivel regional, Uruguay forma parte de la plataforma sudamericana. Caracterizando a la misma (Almeida *et al.*, 1976) se reconocen dos componentes litosféricos: las áreas cratónicas y los cinturones orogénicos, parcialmente cubiertos por cuencas sedimentarias (Almeida *et al.*, 1981, 2000). Esta plataforma registra eventos de amalgamación y desagregación de sus cratones en diferentes etapas. De acuerdo con los autores, el primer registro corresponde a un evento de orogénesis que se dio en el Paleoproterozoico, y recibió el nombre de orogenia Transamazónica. El segundo evento de amalgamación se dio durante el Mesoproterozoico medio-tardío el cual resultó en la formación del supercontinente Rodinia. Su separación ocurrió en el Eo-Neoproterozoico. El tercer evento se dio durante el Neoproterozoico y recibió el nombre de orogenia Brasiliana-Panafricana, resultando en la formación del supercontinente Gondwana. Uruguay presenta registros de estos eventos en su basamento.

El basamento precámbrico uruguayo está representado por un mosaico de bloques de cortezas con diferente naturaleza, edad e historia geológica, que se encuentran separados por discontinuidades de diversas magnitudes y asociados a magmatismos y rocas supracorticales de diferentes volúmenes. La evolución geológica de este basamento se dio en un intervalo de tiempo desde los 3.400 hasta los 480 Ma. Sobre este basamento se desarrollaron las cuencas sedimentarias fanerozoicas y ocupa el 44% del territorio nacional (Masquelín, 2006).

Según Bossi y Ferrando (2001) el basamento cristalino del Uruguay se divide por medio de dos zonas de cizalla mayores: Sarandí del Yí (Preciozzi *et al.*, 1979) y Sierra Ballena (Fragoso *et al.*, 1987). Según Preciozzi *et al.* (1979) la cizalla de Sarandí del Yí se curvaría hacia el oeste en la zona norte del país, tal como lo sugiere el mapa de anomalías gravimétricas del Uruguay, confeccionado por el Servicio Geográfico Militar (1973). Para Bossi y Campal (1992), esta es una zona de cizalla dúctil (semejante a Sierra Ballena), sin embargo, se continuaría en línea recta hacia el norte, sin ninguna curvatura como sugirieron Preciozzi *et al.* (1979); entre otros, y como lo sugieren los estudios gravimétricos (ver figura 2).

Dichas megafallas separan tres terrenos: (i) el terreno Piedra Alta, al oeste, (ii) el terreno Nico Pérez, con forma de cuña en el centro, y (iii) el terreno Cuchilla Dionisio, en el este (Bossi y Campal, 1992). Preciozzi *et al.* (1999) propusieron que existe un cuarto terreno situado en el margen sureste del terreno Cuchilla Dionisio, al que llamaron terreno Punta del Este, cuyos límites han sido controvertidos (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b; Basei *et al.*, 2005; Oyhantçabal *et al.*, 2009).

Anteriormente, Fragoso César (1980) con una visión tectónica, definió para el este de Uruguay y sur de Brasil al Cinturón Dom Feliciano, siguiendo el criterio de fajas

móviles y áreas cratónicas. Las áreas cratónicas para el Uruguay serían los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez, pertenecientes al Cratón del Río de la Plata, y el Cinturón Dom Feliciano como la faja móvil. Respecto al Cinturón Dom Feliciano, tanto sus sucesiones supracorticales como sus intrusiones graníticas y la deformación que presenta, se extienden a ambos lados de la zona de cizalla Sierra Ballena (Oyhantçabal, 2005). Su límite al sur y oeste es la zona de cizalla Sarandí del Yí y Fraile Muerto-María Albina respectivamente, y su límite este es la zona de cizalla Alférez-Cordillera según Sánchez Bettucci *et al.* (2010b). Siguiendo este esquema, al este de la cizalla de Alférez-Cordillera se situaría el terreno Punta del Este (ver figura 2b). Es entonces que las mayores divisiones del basamento uruguayo resultan en cuatro dominios principales los terrenos Piedra Alta, Nico Pérez, Punta del Este, y el Cinturón Dom Feliciano (ver figura 2b).

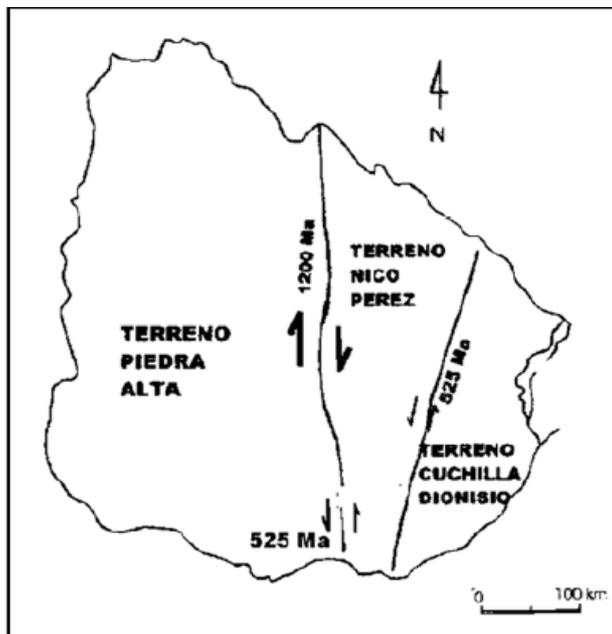
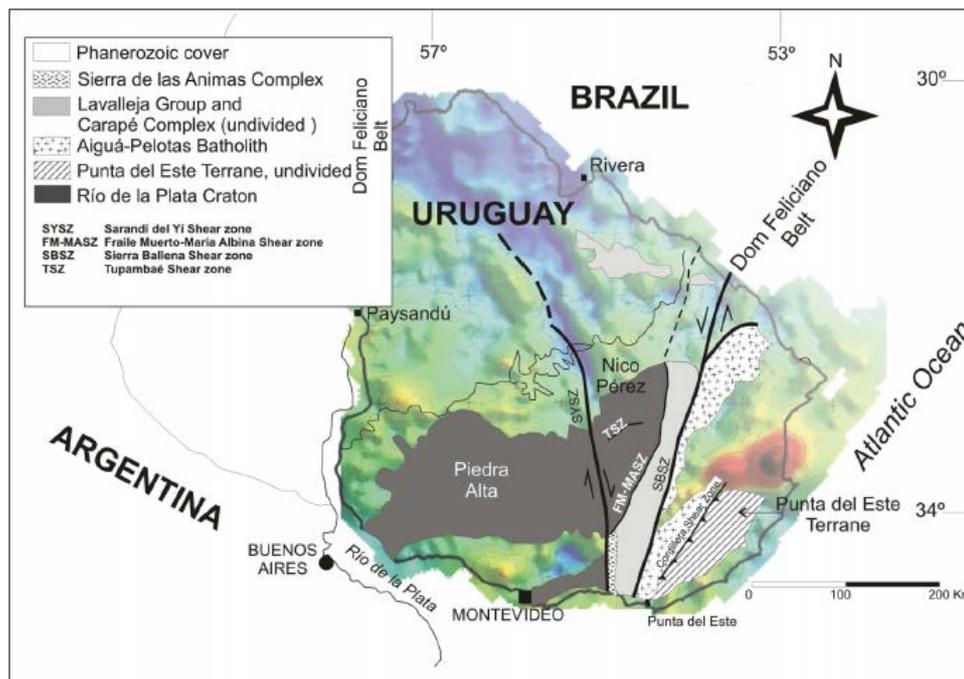


Figura 2. Distintos abordajes para la geología uruguayo. a) Esquema tectono-estratigráfico del precámbrico de Uruguay, tomado de Bossi y Campal (1992), terreno Piedra Alta (cratón del Río de la Plata), terreno Nico Pérez, terreno Cuchilla Dionisio (Cinturón Cuchilla Dionisio).



b) Principales unidades tectónicas del Uruguay, terrenos tectono-estratigráficos Piedra Alta y Nico Pérez, cinturón Dom Feliciano y terreno Punta del Este, superpuesto al mapa de anomalías gravimétricas del Uruguay, tomado de Sánchez Bettucci *et al.*, 2010a).

El Terreno Piedra Alta está constituido por dos cinturones metamórficos los cuales presentan metamorfismo de grado bajo a medio con aproximadamente 2,1 Ga, y sus asociaciones petrotectónicas son: unidades metavolcánicas, conglomerados, formaciones de hierro bandeado y depósitos turbidíticos. Las mismas sugieren un ambiente de *back-arc* o *trench basin* (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010a). De acuerdo con estos autores, también ocurren en este terreno complejos máficos estratificados y complejos graníticos tardi- a post-orogénicos de edades entre 2,3-1,9 Ga, seguidos por granitos tipo-A (2,08 Ga) y finalmente un haz de diques máficos de 1,78 Ga.

El terreno Nico Pérez, con estudios menos detallados, consiste de secuencias paleoproterozoicas de alto grado de metamorfismo (ca. 2,2 Ga), milonitas y granitos post-orogénicos neoproterozoicos y un granito paleoproterozoico de afinidad rapakivi (1,75 Ga) (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010a). Este terreno fue afectado por la orogenia

Brasiliana-Panafricana. Tanto en el terreno Piedra Alta como en el terreno Nico Pérez existe cobertura neoproterozoica, pero está más desarrollada en este último (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010a).

El cinturón Dom Feliciano (CDF de ahora en más) es la manifestación del ciclo orogénico Brasiliano-Panafricano, en el este de Uruguay y sureste de Brasil. Se desarrolló entre los 750 y 550 Ma. El CDF se encuentra genéticamente relacionado a los episodios tectónicos que ocurrieron durante la convergencia de los cratones del Río de la Plata, Kalahari y Congo durante el Neoproterozoico. Está constituido por secuencias volcano-sedimentarias metamorizadas, intenso magmatismo granítico y depósitos de cuencas post-colisionales (Sánchez Bettucci *et al.* 2010b), con direcciones estructurales NNE. El basamento del CDF está representado por secuencias metamórficas de grado bajo a grado medio (Formación Zanja del Tigre), granitoides y gneises (Unidad Campanero) (Sánchez Bettucci *et al.* 2010b).

La actividad ígnea que caracterizó este ciclo orogénico involucró magmatismo de arco y post-orogénico (ca. 630-570Ma). El magmatismo de arco está representado por el Complejo Carapé (Sánchez Bettucci, 1998). Este complejo representa un ejemplo de producción de magma félsico a través de diferentes pulsos magmáticos. Desde el punto de vista geoquímico, se trata de granitos metaluminosos-peraluminosos con bajo contenido en CaO, altos álcalis y baja a moderada razón Ba/Sr, sugiriendo una tendencia calcoalcalina a alcalina (Sánchez Bettucci *et al.*, 2003b). Estos autores sugirieron que los magmas parentales se generaron por fundidos parciales de un *slab* oceánico subducido que sería modificado por contaminación cortical con el basamento pre-brasiliano. Está expuesto en un largo de aproximadamente 300 km en dirección SO a NE, y un ancho de 5-40 km. Datos isotópicos K-Ar y Rb-Sr mostraron un rango de

edades entre los 750 y 490 Ma. Posteriormente, Oyhantçabal *et al.* (2009) obtuvieron y reexaminaron varias edades para el magmatismo por el método U-Pb y lo limitaron en el entorno de 650-560 Ma. Este magmatismo de arco fue emplazado en rocas del Grupo Lavalleja (Sánchez Bettucci, 1998) y granitoides deformados de la Unidad Campanero (Sanchez Bettucci *et al.*, 2001, 2003a, 2003b). El Complejo Carapé representa cuerpos epizonales que muestran contactos discordantes con rocas caja que fueron afectadas térmicamente.

El magmatismo post-orogénico está indicado por la ocurrencia de rocas graníticas de diferente composición, agrupadas en los batolitos Aiguá y Dionisio principalmente. Las edades varían entre los 630 a los 570 Ma (Oyhantçabal *et al.*, 2007). Este magmatismo post-orogénico muestra diferencias petrográficas y geoquímicas con el Complejo Carapé. Los granitos son de tipo-I, de afinidad calco-alcalina altamente diferenciados, mientras que algunas intrusiones son más alcalinas, similares a los granitos tipo-A, y otros son peraluminosos de tipo-S (Oyhantçabal *et al.*, 2007). Los batolitos Aiguá y Dionisio se correlacionan con el Batolito Pelotas (Philipp 1998; Philipp y Machado 2005). De acuerdo con Philipp y Machado (2005), el emplazamiento estuvo controlado tectónicamente por zonas de cizalla de alto ángulo con componente levógira, dividiendo dominios con vergencias opuestas.

5.2. Geología Local

Las primeras descripciones de granitoides en la zona de Polanco se deben a MacMillan (1932, 1933). Este autor reconoce en el lugar un predominio de granitos biotíticos que los asemeja a los de Illescas, Cufre y Mal Abrigo. En menor proporción reconoce granitos hornbléndicos y hornblendo-biotíticos. Describe a los granitos biotíticos como

compuestos por mucho cuarzo, “feldespato rojo y blanco”, biotita y pocos minerales accesorios, con tamaño de grano variable entre fino y grueso, en ocasiones recortados por diques de pegmatitas y por un granito gris con plagioclasa como feldespato predominante. Los granitos hornbléndicos y hornblendo-biotíticos son descritos por Mac Millan (1933) como conformados por cuarzo, ortoclasa, plagioclasa, biotita (de proporciones variables) y hornblenda, en ocasiones se encuentra epidoto.

Ferrando y Fernández (1971) nombran a este cuerpo granítico como Granito Polanco, y lo califican como una intrusión en etapas post-orogénicas.

Bossi *et al.* (1975) realizan la primer cartografía de este macizo, integrado por varios cuerpos, y siguiendo la denominación dada por Ferrando y Fernández (1971) lo denominan Granito Polanco. Posteriormente Preciozzi *et al.* (1981) realizan la cartografía del Fotoplano Polanco G-24, y le asignan el nombre de Complejo de Polanco. Con el objetivo de enmendar esta nomenclatura se decide quitar el “de” para que pase a llamarse Complejo Polanco. De acuerdo a la cartografía del Complejo Polanco de Preciozzi *et al.* (1981) se distinguen dentro del mismo cuatro facies graníticas:

1- Granitos biotíticos de grano grueso, en ocasiones hasta muy grueso, y leucogranitos rosados, que desarrollan texturas isótropas. No obstante, hacia los contactos con la roca caja se suelen observar texturas orientadas. Este granito desarrolla tres cuerpos contiguos separados entre sí por distintos materiales y desarrollando cerros de gran pedregosidad y elevación considerable. Umpierre y Halpern (1971) dataron litologías de esta facies obteniendo una edad Rb/Sr sobre roca total, feldespatos y biotita de 530 ± 15 Ma. Posteriormente, Bossi *et al.* (1998) recalcularon esta edad en función de la nueva constante de desintegración (Steiger y Jäger, 1977) y obtuvieron una edad de 548 ± 15

Ma. De todas maneras, Umpierre y Halpern (1971) manifiestan que no fue posible lograr el trazo de una isócrona y que la razón inicial de $Sr/Sr = 0,708$ fue supuesta.

2- Granitos biotíticos y hornblendo-biotíticos, a veces con fenocristales de feldespato potásico, generalmente muy alterados, de grano medio. Estos materiales desarrollan facies de contacto con las calizas de la localidad de Polanco (con forsterita alterada a antigorita). Gaucher *et al.* (2014) consideran a esta facies como un granito *per se* y lo denominan Granito de la Sierra de Cabral, con una edad de 586 ± 11 Ma (*Com pers.* de Basei en Gaucher *et al.*, 2014).

3- Leucogranitos, a veces biotíticos, de grano medio, que constituyen un importante campo de diques recortando exclusivamente a los granitos hornblendo-biotíticos. La dirección de estos diques varía de N30°E a N60°E.

4- Granito leucócrata a biotita, de grano medio y que forma un cuerpo oval cuya mayor dimensión tiene orientación N35°E.

Otros granitos intrusivos que Preciozzi *et al.* (1981) mencionan en la zona son el Granito de Barriga Negra y granitos que los vinculan tanto a Barriga Negra como a Polanco. También aquí se realiza una enmienda del nombre y pasa a llamarse Granito Barriga Negra, sin “de”.

El Granito Barriga Negra se desarrolla al SE del área, y presenta: i) granitos gruesos con tendencia leucócrata, con texturas isótropas en el centro y algo orientadas hacia los bordes, con escasa biotita (10 a 15%), ii) leucogranitos finos a medios, rosados, con escasa biotita. Este macizo limita en su borde occidental a través de una falla, con una banda de calizas, iii) un pequeño macizo de una granodiorita media, hornblendo-biotítica de color gris. Gaucher *et al.* (2008) llaman a este macizo granodiorítico como

Granito de Arroyo Mangacha, del cual presentan una edad de 583 ± 7 Ma por el método U-Pb SIMS en circón.

Los granitos vinculados a ambas unidades son: i) leucogranitos de grano fino a medio, de color rosado, con cuerpos en formas ovales con eje mayor orientado N10°E-N30°E, ii) granodioritas de grano medio hornblendo-biotíticas de color gris, de texturas isótropas, iii) granitos biotíticos, en ocasiones con hornblenda, y granodioritas de grano grueso y texturas isótropas, constituyendo un cuerpo alargado cuyas dimensiones mayores se ubican E-O.

Además de estas litologías existen granitos orientados, con dirección N-S, de composiciones similares a los intrusivos, que fueron afectados por la zona de cizalla Sarandí del Yí.

Las rocas caja intruidas por estos granitos pertenecen a diferentes unidades. En la memoria explicativa del mapa, para el extremo centro-sur Preciozzi *et al.* (1981) proponen a la Unidad Laureles, como perteneciente al Precámbrico medio y caracterizada por cuarcitas, micaesquistos biotíticos, ortogneises ácidos y básicos de texturas oftalmíticas y lentes de calizas. La misma aparece sin diferenciar en el sector oeste. Actualmente, las litologías de esta unidad se asocian al Complejo La China (Hartmann *et al.*, 2001). A su vez, también proponen a la Unidad Salus, como integrada por cuarcitas y metareniscas finas a medias que definen cerros prominentes con direcciones generales N30°-40°. Esta unidad actualmente pertenece al Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher, 1996), específicamente la Formación Cerros San Francisco. También, denominan como Unidad Polanco a lo que actualmente corresponde a las formaciones Polanco (Goñi, 1958, Goñi y Hoffstetter, 1964) y Manguera Azul (Cabrera, 2014). Se trata de unidades calcáreas de colores grises, de grano fino, mármoles

blancos, metareniscas finas a medias de colores blancos a amarillentos y metareniscas calcáreas, de grano muy fino y color blanco. Estas unidades presentan frecuentes cambios de rumbo y buzamiento, debido a las intrusiones graníticas que las afectan.

En los márgenes de los arroyos Polanco y Laureles se desarrollan sedimentos cuaternarios constituidos por limos, limos arcillosos con mala selección, arenas finas y gruesas y conglomerados.

6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

6.1. Geología descriptiva

En esta sección se presentan los datos obtenidos en la etapa de campo, así como los resultados de la petrografía. Las descripciones geológicas que se realizan a continuación están relacionadas principalmente al Complejo Polanco, y de manera subordinada al Granito Barriga Negra, Granito Arroyo Mangacha y a las rocas caja en las cuales el Complejo está emplazado.

Respecto al Complejo Polanco, las facies propuestas por Preciozzi *et al.* (1981) fueron reconocidas con claridad, por lo que no se vio necesidad de reformular la cartografía. Se observaron variaciones texturales y composicionales dentro de las mismas, pudiéndose reconocer variantes.

En cuanto al Granito Barriga Negra, también se observaron variaciones litológicas, que también se detallarán.

Los criterios para la descripción petrográfica se basaron en el reconocimiento de los minerales, texturas y asociaciones minerales. Se realizó el análisis modal por conteo de puntos, en algunos casos con una sola lámina por muestra, por lo que no sería completamente representativo. Respecto a los minerales y en particular para las plagioclasas, no fue posible aplicar el método de *Michel Levy* para su determinación, por no tener secciones adecuadas.

La descripción de las unidades no se da en un orden estratigráfico, sino por su relevancia para el trabajo.

6.1.1. Complejo Polanco

6.1.1.1. Facies granitos hornblendo-biotíticos

Esta facies se reconoció claramente. Su densidad de afloramientos es media, en comparación con la facies de granitos biotíticos de grano grueso, los que forman cerros de gran pedregosidad. Aparecen a ambos lados de la ruta N°40, sobre todo en los 10 kilómetros previos a la localidad de Polanco. Desarrollan metamorfismo de contacto en los metacarbonatos de las formaciones Polanco y Manguera Azul. Estos granitos muestran un patrón de disyunción esferooidal y también formas aplanadas de erosión. Dentro de lo mapeado como tal, se describieron variaciones que pueden identificarse como microgranitos.



Figura 3. Afloramientos de facies granitos hornblendo-biotíticos. Cerros al fondo: facies de granitos biotíticos de grano grueso.



Figura 4. Afloramiento de granitos hornblendo-biotíticos.

Los granitos hornblendo-biotíticos característicos a escala de afloramiento presentan en algunas zonas enclaves compuestos mayoritariamente por anfíbol (hornblenda) y plagioclasa. Se encuentran recortados por diques de microgranito leucócrata y finas venillas de epidoto. Se observó un dique de composición mayoritariamente anfibólica que también los recorta.



5-A.



5-B.

Figura 5. Muestra de mano de granitos hornblendo-biotíticos (A y B: facies característica) En A pueden observarse enclaves.

Son de textura fanerítica media, equigranular y modalmente se clasifican como granitos. Petrográficamente están compuestos por plagioclasas subautomorfás, cuyos tamaños

oscilan de 0,6 a 2,8 mm presentando zonación normal y alteración a sericita que aparece siguiendo la zonación. En ocasiones las maclas presentan un leve arqueamiento. El feldespatos potásico es ortoclasa, con cristales xenomorfos de 1,1 a 3,6 mm de tamaño, también sericitizados, y cuarzos xenomorfos con extinción ondulosa y tamaños variados (0,1 a 1,7 mm), algunos presentando recristalizaciones. Se desarrollan pertitas, y texturas gráficas (figura 6).

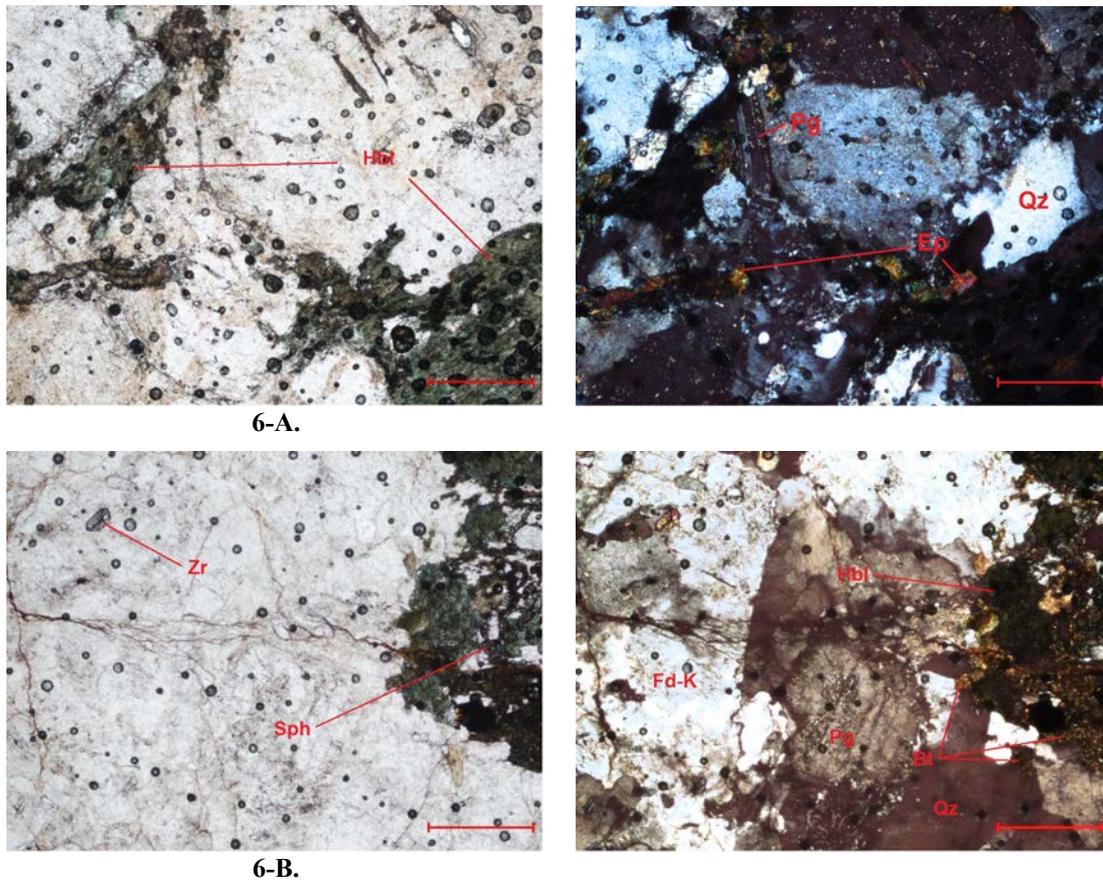


Figura 6.

A. Fotomicrografía de muestra PG-010, facies granitos hornblendo-biotíticos, izquierda: Luz natural, derecha: Nícoles cruzados. Aumento 5x. Cristales de hornblenda (Hbl), cuarzo (Qz), plagioclasa (Pg) y epidoto (Ep).

B. Ídem A, muestra PG-018. Escala roja: 0,25 mm. Cristales de circón (Zr), esfeno (Sph), biotita (Bt), hornblenda, plagioclasa, cuarzo y feldespatos potásico (Fd-K).

Los minerales ferromagnesianos son hornblenda, subautomorfa de 0,6 a 1,7 mm de tamaño y que en ocasiones aparece alterada a clorita, biotita (más frecuentemente

alterada a clorita), de 1,9 a 2,8 mm de tamaño y magnetita de 0,2 mm de tamaño, todos distribuidos sin ninguna orientación preferencial.

Como minerales accesorios aparecen epidoto, esfeno, circón, apatito y turmalina. El primero desarrollado en microfracturas y también como producto de saussuritización de algunas plagioclasas. El esfeno alcanza tamaños de 1,2 mm, son cristales muy fracturados y subautomorfos y los circones son de 0,1 mm de tamaño. El apatito constituye inclusiones muy pequeñas en feldespatos. La turmalina se encuentra en cristales muy finos de 0,04 mm. La roca presenta sectores con fracturas rellenas de biotita, opacos y hematita (figuras 6-A y B).

Los microgranitos, también identificados para esta facies, tienen una textura fanerítica fina a media, inequigranular seriada, y a escala de muestra de mano se asemejan a los diques. Modalmente corresponden a granitos.

Están compuestos petrográficamente por plagioclasas subautomorfas de 0,5 a 1,5 mm de tamaño y con alteración a sericita, feldespatos potásicos (ortoclasa y microclina) con abundante alteración a sericita y tamaños de 0,9 a 2,3 mm, y cuarzo con extinción ondulante, de tamaños variados entre 0,3 y 2,2 mm. Se encuentran pertitas y texturas gráficas en donde la sericita se desarrolla en mayor medida.

Como fase accesoria presentan biotita, y magnetita de tamaño fino (0,1 a 0,6 mm), la cual presenta hematitización, y está dispuesta caóticamente (ver figura 7).

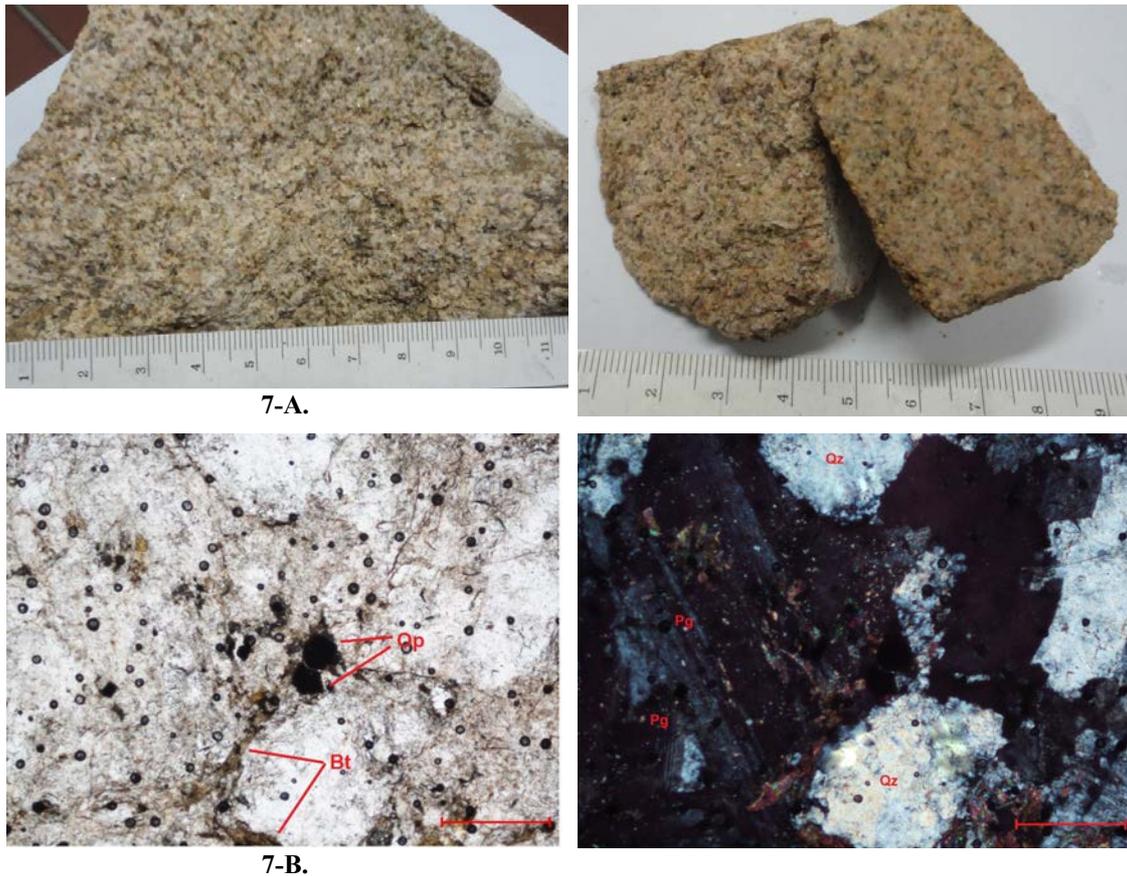


Figura 7

A: Muestras de mano de microgranitos (variante de los granitos hornblendo-biotíticos) Izquierda: PG-017, Derecha: PG-002.
B: Fotomicrografía de muestra PG-017, izquierda: Luz natural, derecha: nicoles cruzados. Aumento: 5x. Escala roja: 0,25 mm. Cristales de biotita, magnetita (Op), plagioclasas sericitizadas y cuarzo.

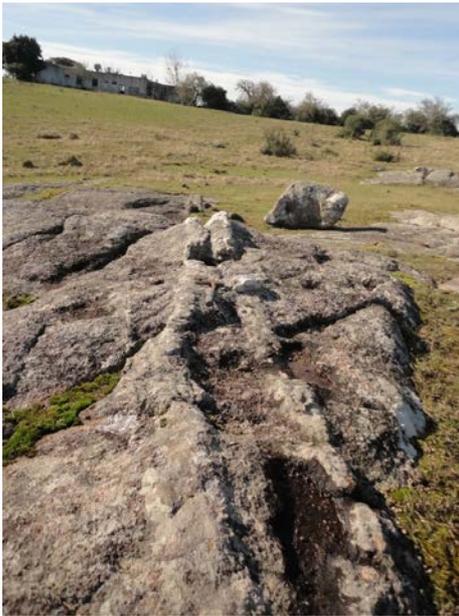
6.1.1.2. Facies granitos biotíticos de grano grueso

Fueron identificados granitos biotíticos de grano grueso. Presentan una alta densidad de afloramientos, desarrollando cerros muy pedregosos y extensos “mares de piedra”, con patrones de alteración de disyunción esferoidal. Al igual que los granitos hornblendo-biotíticos, afloran hacia ambos lados de la ruta N° 40. Hacia el sur de la ruta ocurren cuerpos circunscritos, aunque esta característica no se observa en el norte. En esta facies los granitos presentan una mayor variación, principalmente textural, de los cuales se llegaron a reconocer tres variantes diferentes: granitos porfiríticos de grano grueso, granitos equigranulares de grano grueso, y granitos equigranulares de grano medio a

fino. Se encuentran recortados por diques de leucogranitos y de microgranitos rosados. Dentro de los mismos, se puede determinar una variante que es la más común, que es la de granitos porfiríticos, como se muestra en las figuras 10-C y D. Aflora predominantemente hacia el Norte de la ruta N° 40 y se trata de un granito de textura inequigranular porfirítica media a gruesa, con megacrystales de feldespato potásico y una matriz de cuarzo, plagioclasa, biotita y opacos. Modalmente se clasifica como granito.



Figuras 8 y 9. Afloramientos de facies granitos biotíticos de grano grueso (al norte de la ruta N°40).



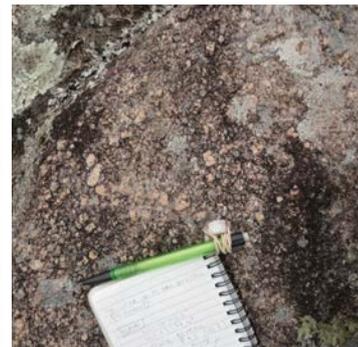
10-A.



10-B



10-C.



10-D.



10-E.

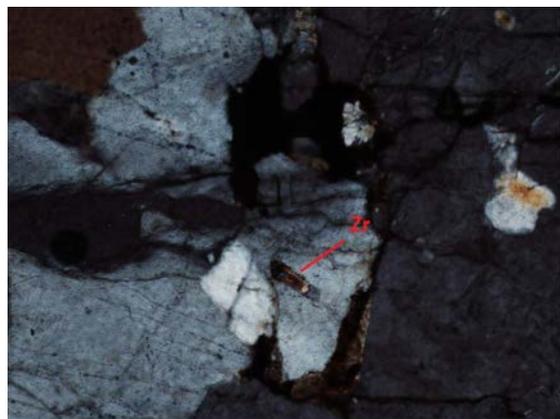
Figura 10. A: Afloramiento de granito biotítico de grano grueso, recortado por dos diques y **B:** muestra de mano del granito y del dique. **C:** Granito biotítico de grano grueso con textura porfirítica. **D:** ídem C. **E:** Granito equigranular de grano medio a fino recortado por microgranitos.

Petrográficamente está compuesto por biotita, la cual está alterada a hematita y a un opaco que se desarrolla siguiendo los planos de clivaje, con textura decusada y con 0,4 a 0,9 mm de tamaño, conformando la matriz, junto con plagioclasas subautomorfas de tamaños entre 0,2 a 4 mm, con zonación y alteradas a sericita. El siguiente constituyente de la matriz es el cuarzo, que presenta extinción ondulante, con cristales fracturados y anhedrales de tamaño medio. El feldespato alcalino está presente tanto como en megacristales como en la matriz, y en esta última las especies son ortoclasa y microclina, xenomorfas a subautomorfas de entre 1 y 5 mm. Los megacristales de feldespato potásico (ortoclasa) alcanzan hasta 2 cm de largo, contienen inclusiones redondeadas de cuarzo, a diferencia de las de plagioclasa que son automorfas de tamaño fino (aprox 0,2 mm y menores). Las pequeñas inclusiones de plagioclasas presentan zonación. Es común el desarrollo de pertitas y texturas gráficas, las cuales también se alteran a sericita. Como fase accesoria aparece muscovita, epidoto y circón (figura 11).



Figura 11.

A. Muestra de mano de variante más común, granitos porfíricos, (PG-009).



11-B. Fotomicrografía de muestra PG-009, nicoles cruzados. circón en el centro (Zr). En aumento 10x: largo del campo 1 mm.

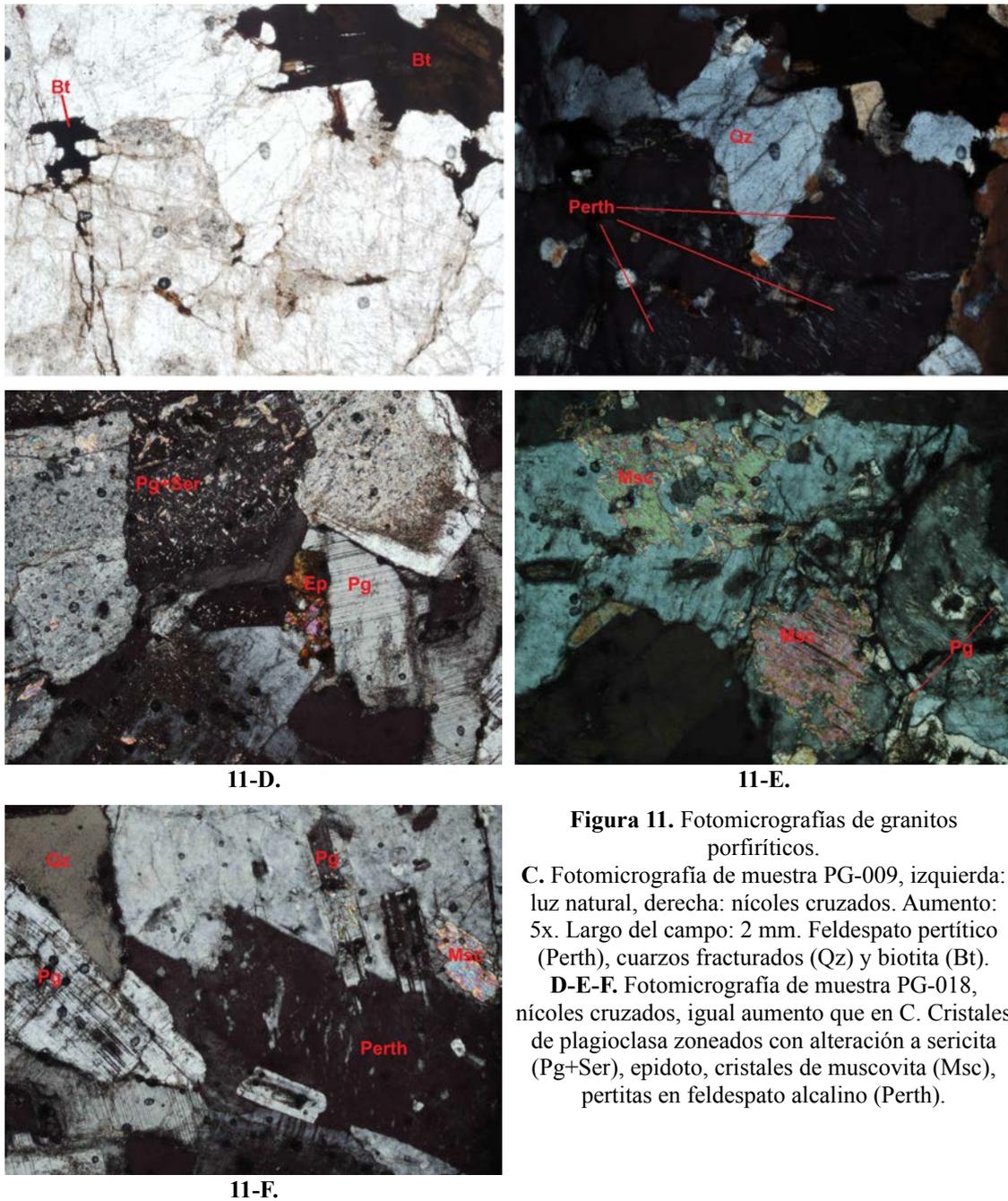


Figura 11. Fotomicrografías de granitos porfíricos.

C. Fotomicrografía de muestra PG-009, izquierda: luz natural, derecha: nicóles cruzados. Aumento: 5x. Largo del campo: 2 mm. Feldespato perítico (Perth), cuarzos fracturados (Qz) y biotita (Bt).

D-E-F. Fotomicrografía de muestra PG-018, nicóles cruzados, igual aumento que en C. Cristales de plagioclasa zoneados con alteración a sericita (Pg+Ser), epidoto, cristales de muscovita (Msc), perfitas en feldespato alcalino (Perth).

La siguiente variante de los granitos biotíticos de grano grueso también aflora al norte de la ruta N°40. Es una roca con textura fanerítica, equigranular, a veces inequigranular seriada y grano particularmente grueso. De acuerdo a su composición modal también corresponde a un granito.

Presenta cristales xenomorfos de cuarzo con extinción ondulosa de 0,4 a 8 mm y

tamaños mayores que salen del campo de visión del microscopio, y en muestra de mano alcanzan hasta 1,5 cm. Son cristales bastante limpios y con pocas fracturas. En ocasiones ocurren como inclusiones redondeadas de hasta 0,04 mm en los feldespatos alcalinos. El feldespato alcalino es ortoclasa y microclina en hábitos subautomorfos de entre 2,5 a 10 mm y tamaños mayores, de hasta 2 cm. Las plagioclasas son subautomorfas de 1,2 a 5 mm de tamaño y en ocasiones forman pequeñas inclusiones automorfas en los cristales de feldespato alcalino.

Tanto las plagioclasas como los feldespatos alcalinos presentan moderada alteración a sericita. Se destaca la presencia de pertitas sericitizadas y texturas gráficas.

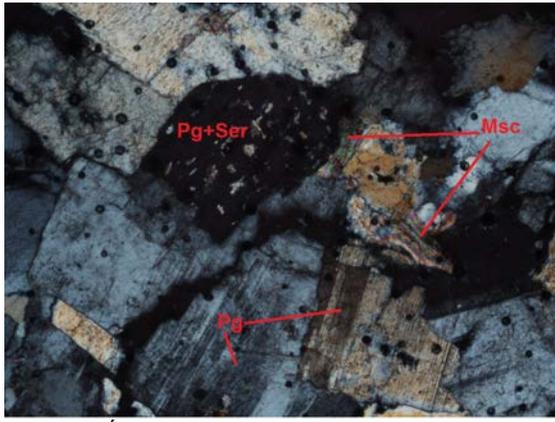
Los minerales ferromagnesianos son biotita con tamaños de hasta 1 cm en muestra de mano. Presenta hematitización y alteración a minerales opacos. Los demás opacos tienen tamaños de 0,6 a 0,8 mm y conforman fases accesorias junto con muscovita, de 0,4 mm de tamaño.



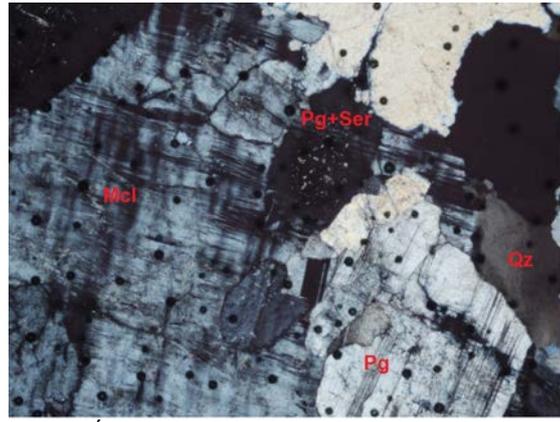
12-A. Bloque en afloramiento de variante equigranular de grano grueso, muestra PG-007. Recortado por un dique microgranítico.



12-B. Fotomicrografía de PG-007, nícoles cruzados. Aumento 5x. Largo del campo 2 mm. Microclina perítica (Perth) y cristal de biotita alterada a opaco.



12-C. Ídem B. Al centro: muscovitas (Msc) y cristal de plagioclasa alterado a sericita. Largo del campo 2 mm.



12-D. Ídem B. Cristal de microclina (Mcl), plagioclasa con zonación y alteración a sericita en el núcleo, cuarzo con extinción ondulante. Largo del campo 2 mm.

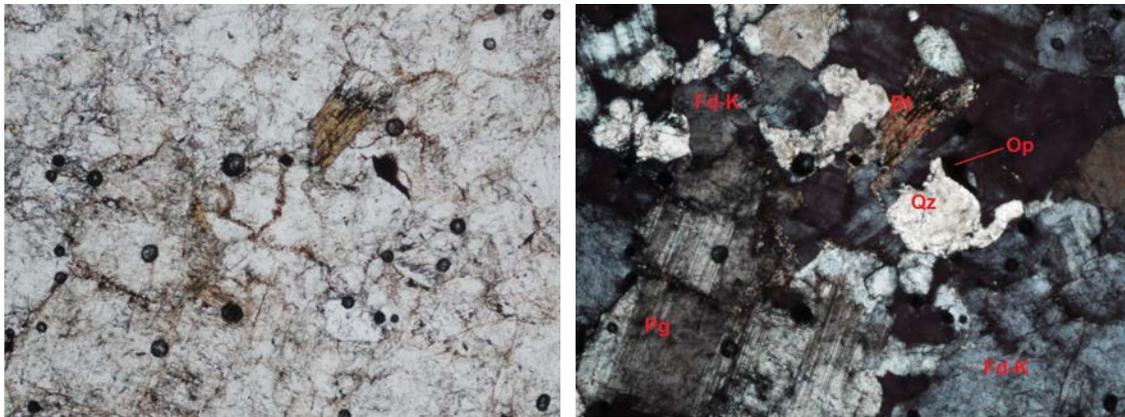
La tercer variante de la facies de granitos biotíticos de grano grueso presenta características composicionales similares a la de granitos porfiríticos de grano grueso (más común), mas contiene una textura fanerítica equigranular y el tamaño de grano es fino a medio. La de grano fino aflora a ambos lados de la ruta N° 40 mientras que la de grano medio hacia el Sur. Modalmente se las clasifica como granitos. Está constituido por cuarzo en cristales xenomorfos con extinción ondulante y de tamaños variados (0,5 a 2,6 mm). El cuarzo aparece también como inclusiones redondeadas en los feldespatos. El feldespato alcalino es microclina y ortoclasa, siendo éstos xenomorfos en tamaños 0,5 a 2 mm. Las plagioclasas son subautomorfas y de tamaños 0,1 a 1,8 mm. Se desarrollan pertitas y texturas gráficas, y las mismas se encuentran con leve alteración a sericita.

Los cristales de biotita contienen alteración leve a clorita, están dispuestos aleatoriamente, componen la fase accesoria y son de grano fino (0,3 a 0,5 mm) al igual que los opacos. Estos últimos son magnetitas y se presentan con hábito automorfo. Se observa una hematitización de las mismas afectando también a los feldespatos. Como fase accesoria además aparece circón y turmalina de grano muy fino (0,04 mm). En los

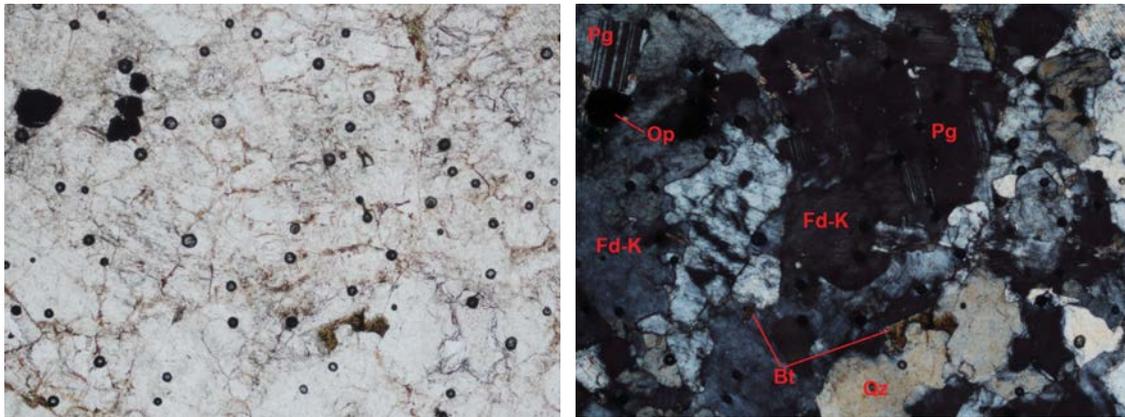
bordes de los granos minerales se observa hematitización (figura 13).



13-A.



13-B.



13-C.

Figura 13.

A. Muestra de mano PG-013 (izquierda) y PG-006 (derecha).

B. Fotomicrografía de PG-013, izquierda: luz natural, derecha: nicóles cruzados. Aumento 5x. Largo del campo: 2 mm.

C. Ídem B, muestra PG-006.

Hacia el Sur de la ruta N° 40 se desarrolla la variante de grano medio, muy similar a la

anterior. En ocasiones estos granitos están orientados y con evidencia de circulación de fluidos, que se expresa en el contenido considerable de epidoto. Los epidotos aparecen como masas junto con los minerales opacos y biotita, formando aglomerados. También, los feldespatos alcalinos se presentan con una considerable alteración a carbonato y sericita y las maclas de las plagioclasas se observan deflectadas. Además, esta subfacies presenta esfeno como mineral accesorio.

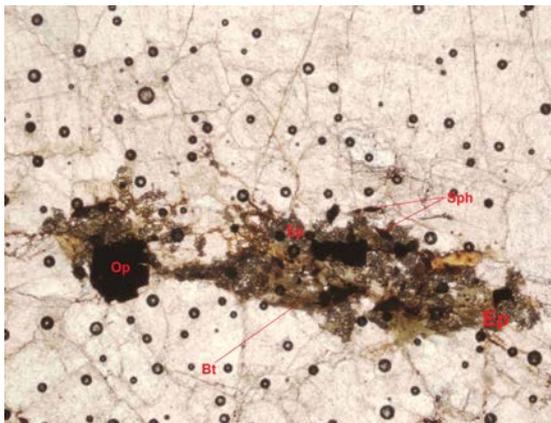


14-A.

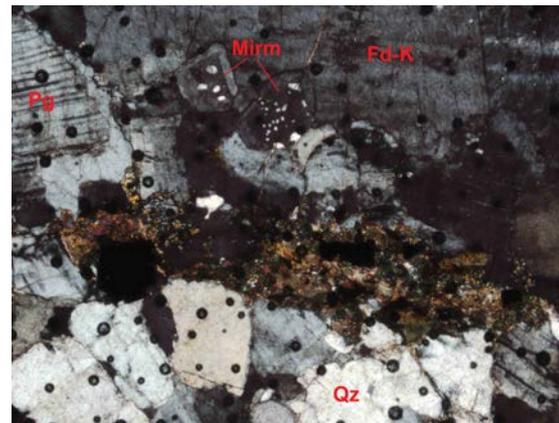
Figura 14.

A. Muestra de mano de granitos de grano medio a fino.

B. Fotomicrografía de PG-022, izquierda. Luz natural, derecha: nícoles cruzados. Aumento 5x. Largo del campo: 2mm. Aglomeración de cristales de magnetita (Op), esfeno (Sph), epidoto (Ep) y biotita (Bt). Además, plagioclasa (Pg), feldespato alcalino (Fd-K) y cuarzo (Qz). Desarrollo de mirmequitas (Mirm).



14-B.



Además, para la variante de granitos equigranulares de grano medio a fino, la muestra 570 (coordenadas X: 670043.48 m E, Y: 6237001.13 m S) localizada en los márgenes de uno de los cuerpos graníticos circunscritos (al sureste del área) manifiesta también cierta deformación. Posee texturas y tamaños de grano similares a la facies anterior (grano grueso, equigranular), y la alteración predominante es a hematita, siendo así que la muestra tiene un color naranja producto de los óxidos de hierro. A diferencia de la

anterior muestra (figura 14), no se observó la presencia de epidoto. Las plagioclasas contienen zonación donde la hematita se desarrolla siguiendo la misma. Los feldespatos-K presentan perfitas y en sus clivajes se desarrolla hematita, el cuarzo se encuentra en cristales xenomorfos con extinción ondulante y como inclusiones redondeadas en feldespatos, también se ven cuarzos recristalizados con migración de borde de grano. La biotita está alterada (o casi reemplazada) a un mineral opaco (posiblemente hematita). Como mineral accesorio aparece muscovita.



15-A.

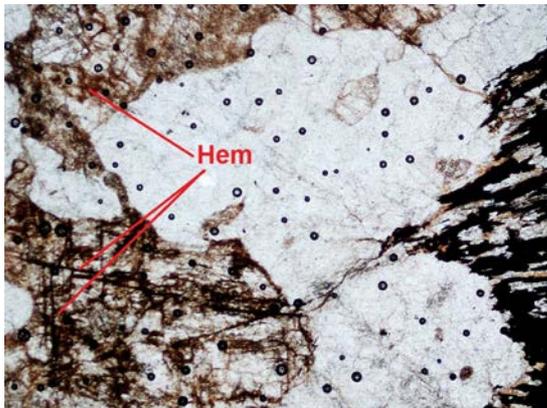
Figura 15.

A. muestra de mano de punto 570.

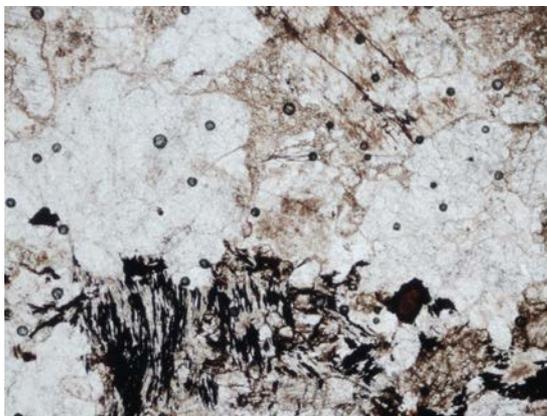
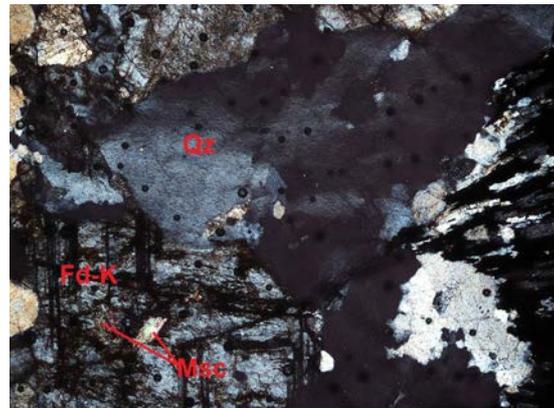
B. Fotomicrografía de muestra 570. Izquierda: luz natural, derecha: nícoles cruzados. Aumento 5x.

Largo del campo: 2 mm. Qz con extinción ondulante, feldespatos con clivajes rellenos de hematita. Inclusiones de muscovita en Fd-K.

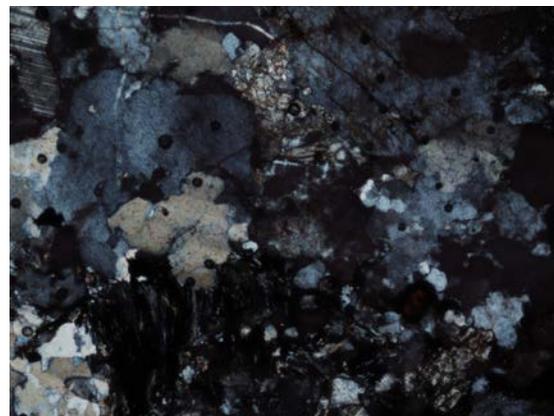
C. Ídem B.



15-B.



15-C.



6.1.1.3. Facies de diques; Leucogranitos de grano fino

Estos diques se encuentran recortando a todo el Complejo, no exclusivamente a los granitos hornblendo-biotíticos tal como lo afirmaban Preciozzi *et al.* (1981). Se observaron variaciones dentro de los mismos, reconociéndose además de los leucogranitos (figura 16), diques de microgranitos (figura 17), donde el tamaño de grano varía desde grano fino a medio, recortando también a todas las facies graníticas y en particular a la facies de granitos biotíticos de grano grueso.

Los leucogranitos poseen textura fanerítica fina inequigranular seriada, y modalmente corresponden a granitos. Están compuestos por cuarzo xenomorfo y presentan extinción ondulante. Se caracterizan por un tamaño de grano entre 0,2 y 2,4 mm, plagioclasa de tamaños entre 0,2 y 1,2 mm (el tamaño menor se da en las inclusiones dentro de los feldespatos) y feldespato potásico (microclina y ortoclasa) xenomorfo, de 1,2 a 4 mm, con desarrollo de pertitas y texturas gráficas. Presentan alteración a hematita y sericita, no muy desarrollada.



Figura 16. Dique de leucogranito que recorta a los granitos hornblendo-biotíticos.



Figura 17. Dique microgranítico recortando a los granitos biotíticos de grano grueso. Hacia la derecha se encuentra curvado.

La fase accesoria es biotita, con 0,3 a 0,9 mm de tamaño, y minerales opacos de 0,2 mm de tamaño (figura 18-B, D). Los microgranitos poseen texturas similares a los leucogranitos, aunque contienen mayor cantidad de minerales opacos con tamaños de 0,08 a 0,8 mm, y manifiestan más microfracturas rellenas de hematita. El cuarzo y los feldespatos no desarrollan texturas gráficas y no se observa alteración de los mismos a sericita. Modalmente, estos diques también corresponden a granitos.

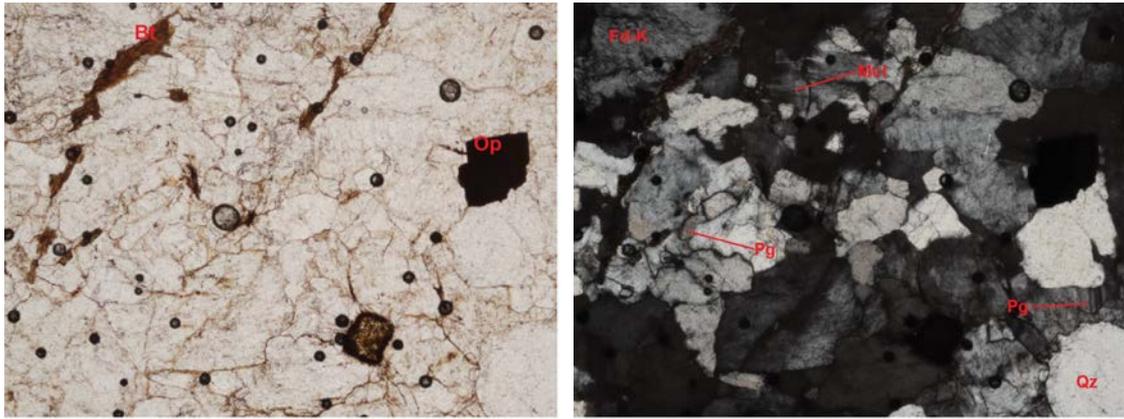


18-A.

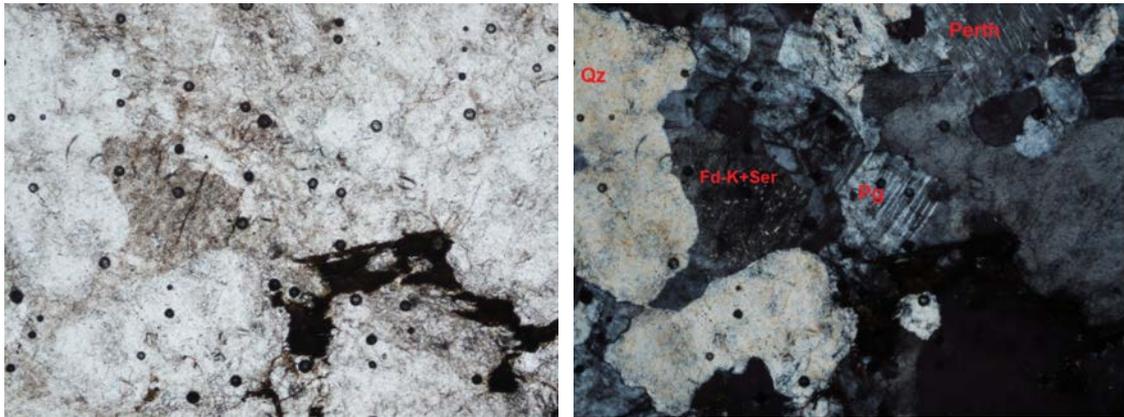


18-B.

Figura 18. Facies de diques.
A. Muestra de mano de leucogranito, PG-005.
B. Muestra de mano de leucogranito, PG-012.



18-C.



18-D.

Figura 18. Facies de diques.

C. Fotomicrografía de PG-005. Izquierda: Luz natural, derecha: nicoles cruzados. Aumento: 5x. Largo del campo: 2 mm. Cristales de biotita, opacos, plagioclasas, cuarzo, microclina y ortosa (Fd-K).

D. Ídem C, muestra PG-012. Cristales de biotita, Fd-K alterado a sericita, plagioclasa, cuarzo y perfitas.

6.1.1.4. Facies leucogranitos de grano medio

Esta facies aflora en las cercanías de la estancia Águila Blanca (coordenadas X: 660659.00 m E, Y: 6249978.00 m S) y se encuentra en contacto con los granitos biotíticos de grano grueso. Describe un patrón de afloramiento irregular (figura 19). Se trata de granitos de textura fanerítica fina a media, modalmente clasificados como granitos (figura 20a). Hacia sus márgenes se ven variaciones locales en el tamaño de grano.



Figura 19. Afloramiento de leucogranitos de grano medio.

Petrográficamente están compuestos por cuarzo, estando este con hábito xenomorfo y con extinción ondulante, de 0,4 a 2,4 mm de tamaño de grano, feldespatos alcalinos (ortoclasa y microclina) xenomorfos, con tamaños iguales al cuarzo, y plagioclasas subautomorfas, con 0,2 a 0,7 mm de tamaño de grano. Los feldespatos alcalinos desarrollan pertitas y texturas gráficas y presentan alteración a sericita. Como fase accesoria ocurre biotita y minerales opacos que en ocasiones están aglomerados y alterados a hematita. También se desarrolla hematita en bordes de grano de todos los minerales (figura 20 A-D).



Figura 20.
A. Muestra de mano de leucogranito de grano medio, PG-004.

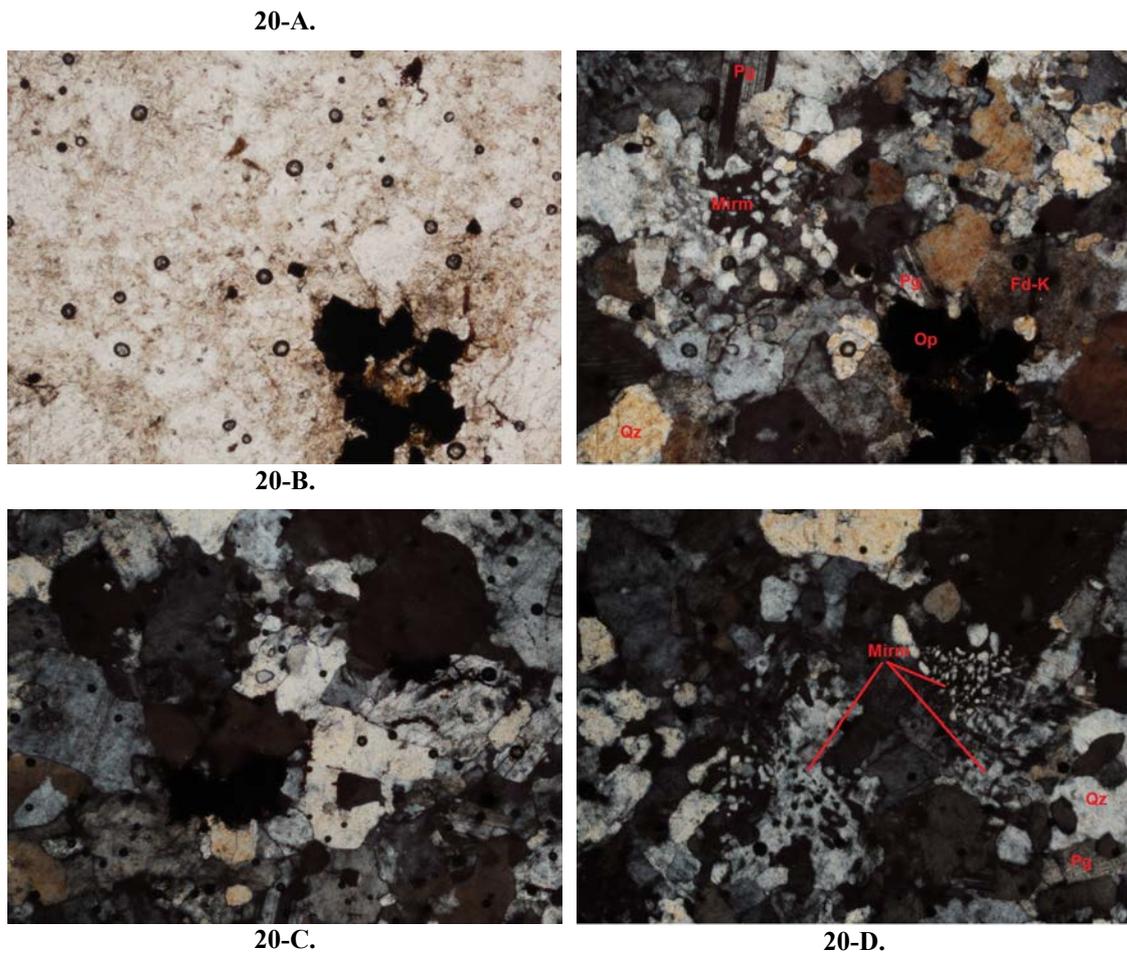


Figura 20.

B. Fotomicrografía de muestra PG-004. Izquierda: luz natural, derecha: nicóles cruzados, Aumento: 5x. Largo del campo: 2 mm. Cristales de opacos aglomerados, texturas de intercrecimiento gráfico (Mirm)+ qz+ pg.

C y D. Ídem B, nicóles cruzados.

A a modo de resumen, se presenta la siguiente Tabla (Tabla 1) que reúne las características principales que distinguen a cada facies del Complejo.

	Facies granitos hornblendo-biotíticos	Facies granitos biotíticos de grano grueso	Facies leucogranitos	Facies de diques
Texturas	Equigranulares, inequigranulares seriadas, a veces porfíricas, tamaños hasta 3 mm. Micro: Ext ondulante, zonación, txt gráficas	Porfírica gruesa (hasta 2cm), equigranular gruesa (hasta 1 cm), equigranular media a fina (hasta 5 mm). Micro: Ext ondulante, pertitas, zonación, txt gráficas, mirmequitas	Equigranulares, tamaños de hasta 5 mm. Micro: Ext ondulante, pertitas, txt gráficas	Equi- Inequigranular seriada, tamaños hasta 3 mm. Micro: Ext ondulante, pertitas, ±txt gráficas
Mineralogía	Fd-K, plagioclasa, cuarzo, biotita, ±hornblenda. Accesorios: magnetita, ±apatito, ±epidoto, ±esfeno, ±circón	Fd-K, plagioclasa, cuarzo, biotita. Accesorios: opacos, ±muscovita, ±esfeno, ±circón, ±turmalina	Fd-K, plagioclasa, cuarzo. Accesorios: biotita, magnetita	Fd-K, plagioclasa, cuarzo. Accesorios: biotita, magnetita
Alteraciones	Clorita, sericita, epidoto, opacos/hematita	Sericita, epidoto, hematita	Sericita y hematita	±Sericita
Observaciones	Enclaves, recortes de venillas de epidoto, diques máfico y leucócrata	Diques curvos micrograníticos, txt orientadas hacia sus márgenes		Curvos

Tabla 1. Características principales de las cuatro facies del Complejo Polanco.

Las siguientes son muestras que no corresponden al Complejo Polanco, a las que se les realizó petrografía y geoquímica. Una muestra corresponde al Granito Arroyo Mangacha (PG-010), tres corresponden al granito leucócrata a biotita de Barriga Negra (PG-011, 015 y 016) y una corresponde a ortogneisses ácidos que conforman el conjunto de rocas encajantes en las que el complejo se emplazó (PG-014).

6.1.2. Granito Arroyo Mangacha

El Granito Arroyo Mangacha (figura 21a) tiene una textura fanerítica media,

inequigranular porfirítica, con fenocristales de feldespato potásico. Se observan acumulaciones de minerales máficos de formas redondeadas. Modalmente se caracteriza como granito. Petrográficamente (figura 21 b-c) está compuesto por: cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita, clorita y opacos. El cuarzo presenta extinción ondulante, de tamaños de grano entre 0,2 y 2,4 mm. Localmente se observan recristalizaciones en donde alcanza un tamaño de grano de 0,04 mm. El feldespato alcalino es ortoclasa, peritítica, de 0,8 a 4 mm de tamaño y fenocristales de casi 1 cm. Se encuentran con zonación y moderadamente alterados a sericita. La plagioclasa presenta zonación y tamaños de 0,4 a 1,2 mm, siguiendo la misma se desarrolla alteración a sericita. Asimismo se observó alteración a epidoto. Los minerales ferromagnesianos son biotita, que presenta inclusiones de apatito, clorita que aparece como alteración de biotita, y magnetita. Los minerales accesorios son esfeno y circón.



21-A.

Figura 21. Granito Arroyo Mangacha.
A. Muestra de mano.

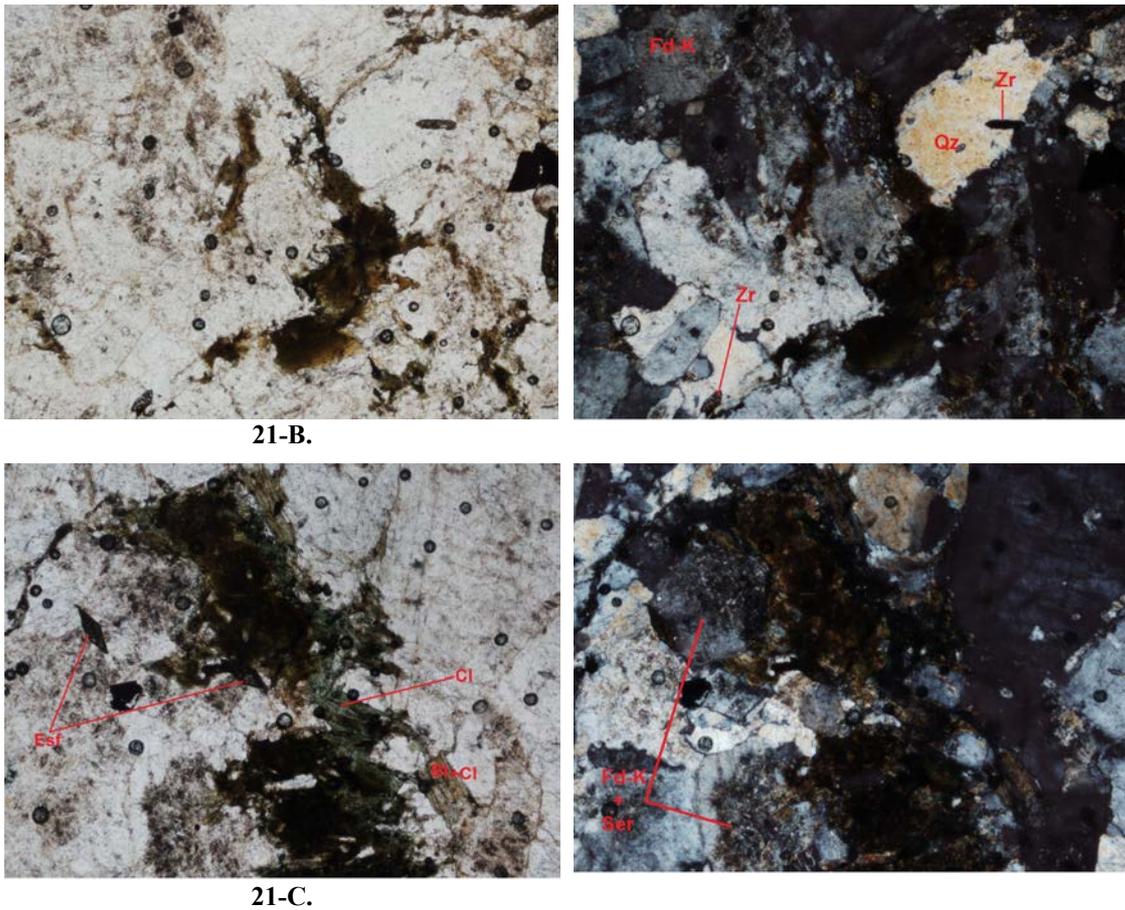


Figura 21. Granito Arroyo Mangacha.

B. Fotomicrografía del granito. Izquierda: luz natural, derecha: nícoles cruzados. Aumento: 5x, largo del campo 2 mm. Cristales de bitotita, cuarzo, esfeno y circón.
C. Ídem B, cristales de biotita alterados a clorita (Cl), feldespatos alterados a sericita, esfenos (Esf).

6.1.3. Granito Barriga Negra

Se trata de tres muestras en las cuales se observan diferencias en la mineralogía, textura y tipo/nivel de alteración.

La muestra PG-015 (figura 22a) se trata de un granito que contiene una textura fanerítica media, inequigranular en el cual a simple vista se reconoce cuarzo y feldespato alcalino. En los bordes de grano de los feldespatos se observan coloraciones verde claro y cuarzos con tamaños finos a medios. Modalmente corresponde a un granito. Petrográficamente (figura 22 b y c) está compuesto por cuarzo, el que presenta extinción ondulante, hábito xenomorfo y tamaños de grano 1 a 2 mm. Presenta también

ortoclasa perítica en cristales subautomorfos de hasta 8 mm de tamaño. La plagioclasa se encuentra en cristales subautomorfos de tamaño fino, con zonación y muy alterados a sericita. En los bordes de grano de los feldespatos se desarrollan pequeños cristales de cuarzo pseudo-hexagonales de 0,04 mm de tamaño, con recristalización por uniones triples. También aparecen biotita, turmalina, sericita, epidoto y minerales opacos, evidenciando que hubo circulación de fluidos. La biotita alcanza los 0,6 mm, en ocasiones desarrolla un hábito fibrorradiado, se dispone caóticamente y se encuentra alterada a clorita. La turmalina se desarrolla en cristales subautomorfos alargados que alcanzan hasta 0,4 mm, y su color es verde. La sericita resulta del proceso de alteración de esa masa de cristales de pequeño tamaño y también aparece como alteración de los feldespatos. El epidoto se da, al igual que la sericita, como alteración de esa masa, con tamaños muy pequeños. En toda la lámina se aprecia alteración a hematita (figura 22-B y C).



22-A.

Figura 22.

A. Muestra de mano del granito de Barriga Negra, PG-015.

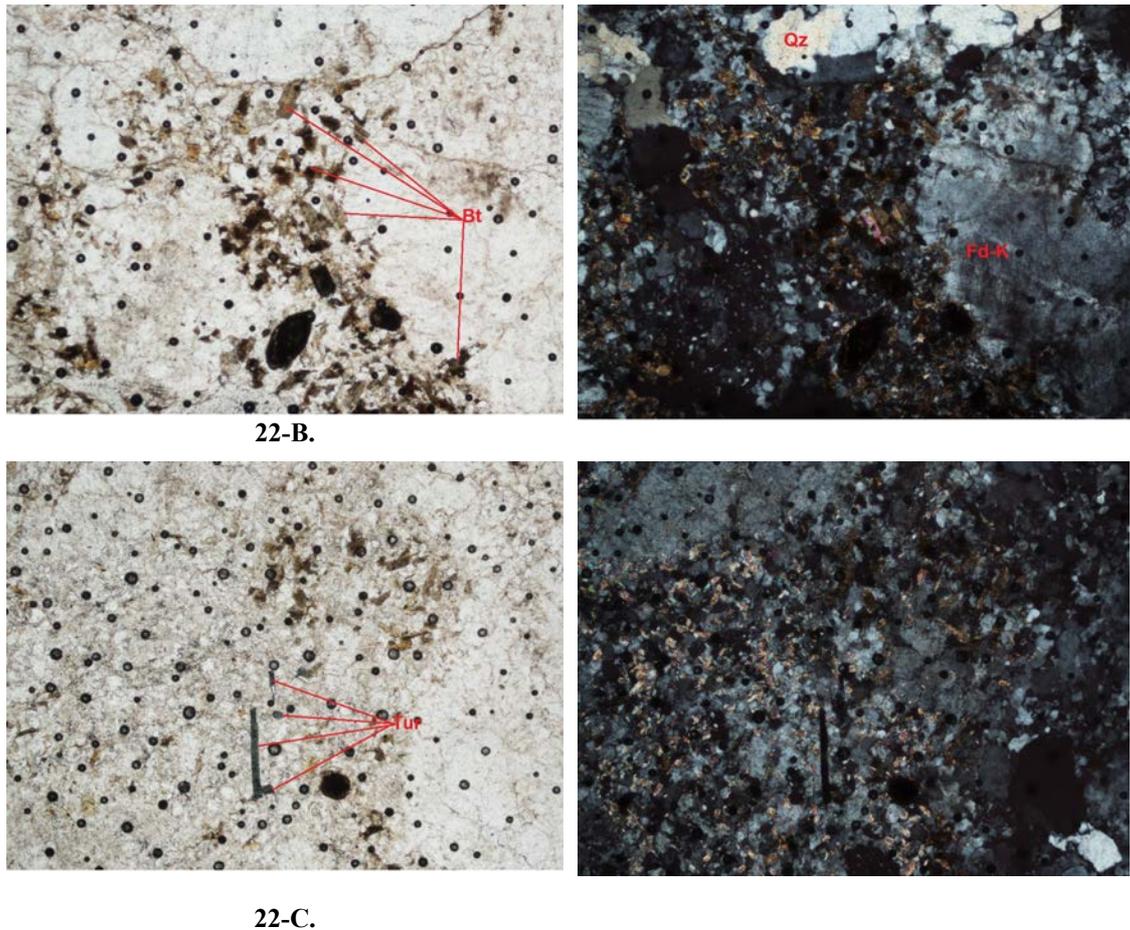


Figura 22.

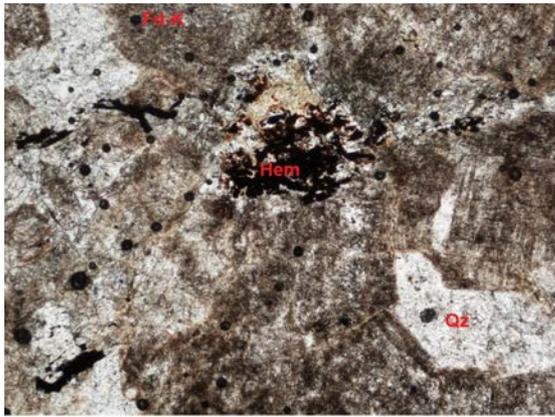
B. Fotomicrografía de PG-015, izquierda: luz natural, derecha: nícoles cruzados. Aumento: 5x, Largo del campo: 2 mm. Cristales mayores de fd y qz, biotitas pequeñas, cuarzos recristalizados pequeños, alteración a sericita.

C. Ídem B, cristales de turmalina (Tur) en masa de cristales finos de qz, bt y sericita.

La muestra PG-016 (figura 23a) presenta una textura fanerítica media a fina, inequigranular, y a simple vista se reconocen feldespatos alcalinos, minerales opacos y cuarzo. En lámina delgada (figura 23b), se reconoce también plagioclasa, de hasta 0,4 mm de tamaño. Se observa una gran hematitización, dejando a los feldespatos alcalinos y plagioclasas con una tonalidad marrón y aspecto no límpido. Los feldespatos alcalinos tienen hasta 1,2 mm de tamaño. Los cuarzos presentan leve extinción ondulante, con cristales xenomorfos de hasta 1,6 mm de tamaño. Los minerales opacos alcanzan hasta 1 mm de tamaño.



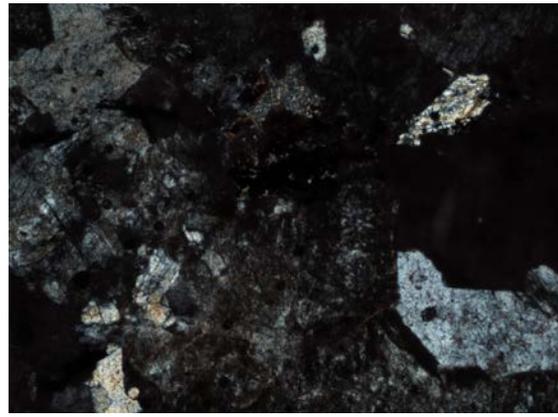
23-A.



23-B.

Figura 23.
A. Muestra de mano de granito de Barriga Negra, PG-016.

B. Fotomicrografía de PG-016, izquierda: luz natural, derecha: nicoles cruzados. Aumento 5x, largo del campo: 2 mm. Feldespato potásico, cuarzo y opaco alterado a hematita.



La muestra PG-011 (figura 24a), tiene la particularidad de que desarrolla en un 90% la textura granofírica en lámina delgada. Los cuarzos tienen extinción ondulante, se observa alteración a sericita y pocos cristales de biotita y opacos. Se clasifica como un granófiro.



24-A.

Figura 24.
A. Muestra de mano de PG-011.

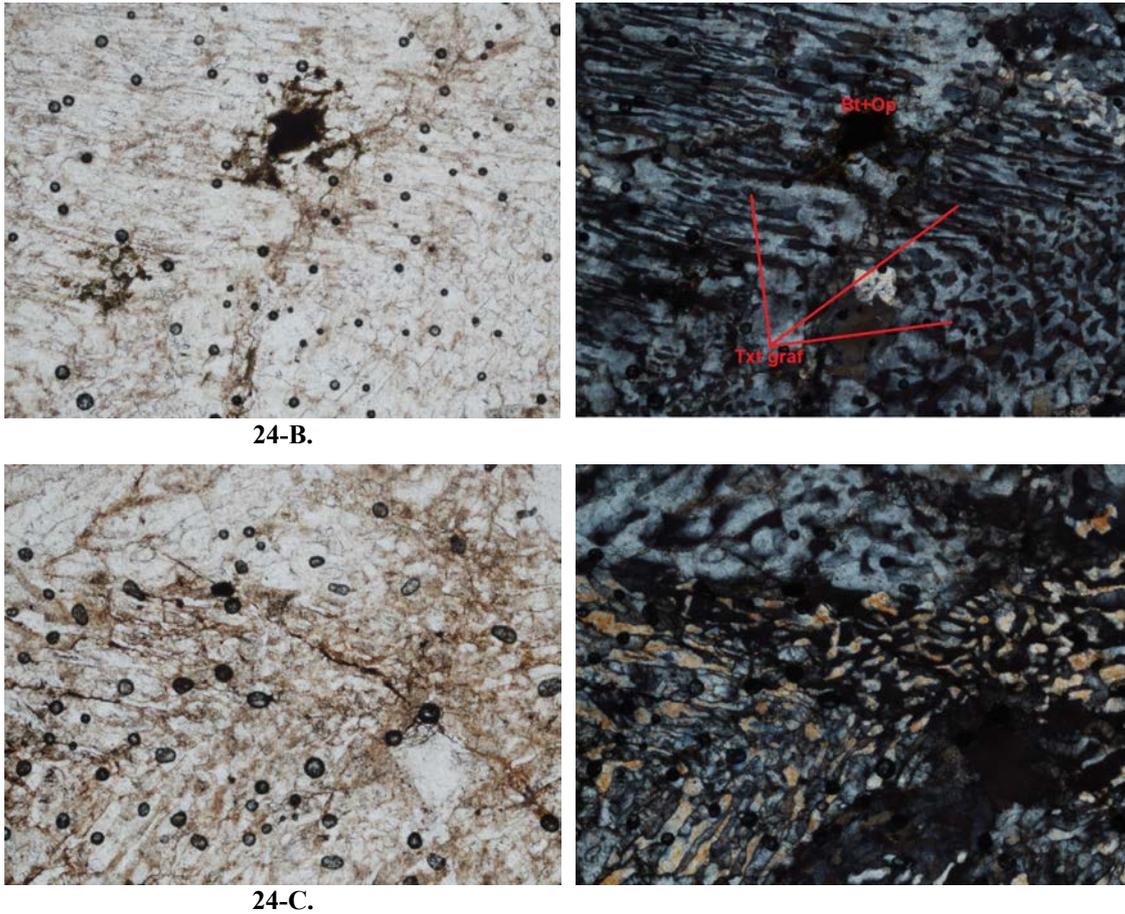


Figura 24.

B. Fotomicrografía de PG-011, izquierda: luz natural, derecha: nicoles cruzados. Aumento 5x, largo del campo: 2 mm. Textura granofírica formada por cuarzo y feldespato alcalino, cristales de biotita y opacos
C. Ídem B.

6.1.4. Rocas encajantes

Las rocas en las que el Complejo Polanco intruye son variadas, existiendo brechas cuarzo-feldespáticas, granitoides orientados, paragneisses, milonitas, cuarcitas y metacarbonatos. Se muestran algunas imágenes de las mismas, con su correspondiente punto de campo (figura 25).



25-A. Brecha cuarzo feldespática. Correspondiente al Punto 1.



25-B. Ídem A.



25-C. Roca calcosilicatada. Punto 7.



25-D. Mármol. Punto 7.



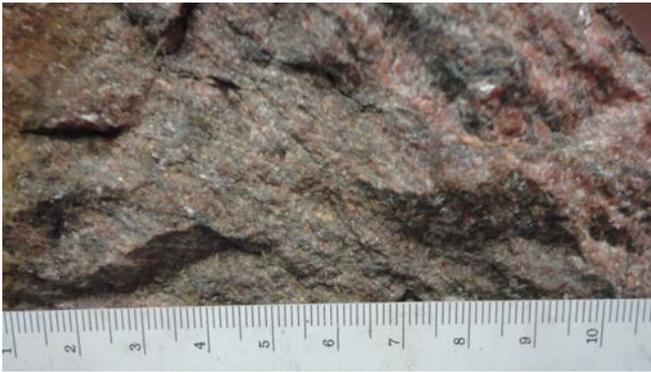
25-E. Mármol con epidoto. Punto 7.



25-F. Cuarcita de grano fino. Punto 593.



25-G. Cuarcita de grano fino. Punto 560.



25-H. Pórfido cuarzo-feldespático.



25-I. Pórfido cuarzo-feldespático. Punto 582.



25-J. Granitoide deformado, compuesto por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita,. Punto 50.



25-K. Ortogneiss, compuesto por cuarzo, feldespato alcalino y biotita. Punto 39.



25-L. Gneiss (aparentemente paragneiss) grano fino, cuarzo, biotita y plagioclasa/feldespato alcalino. Punto 34.

Una muestra en particular que posee análisis químicos corresponde a una protomilonita con porfidoclastos de feldespato alcalino y una matriz fina de la cual a muestra de mano

(figura 26a) sólo se reconoce cuarzo. En el análisis petrográfico (figura 26b), se observa que, además de cuarzo y feldespato alcalino (ortoclasa), está compuesta por plagioclasa, biotita, esfeno y minerales opacos. El cuarzo está recrystalizado, con migración de borde de grano y generación de subgranos, con tamaños de hasta 1,2 mm. Presenta extinción ondulante. Los feldespatos se preservan como porfiroclastos de hasta 4 mm de tamaño y presentan también extinción ondulante. Se puede observar en las plagioclasas una zonación, y deformación de las maclas, arqueadas. Sus tamaños de grano alcanzan 1 mm. Están ambos feldespatos alterados a sericita. Los cristales de esfeno preservan su hábito automorfo a subautomorfo y su tamaño alcanza los 0,6 mm, aunque se presentan fracturados, al igual que la biotita. Esta última también está deformada, mostrando cristales arqueados que en algunos dominios se encuentran agrupados. Los cristales suelen ser de hasta 0,4 mm de tamaño. Se destaca que la lámina delgada se realizó sin seguir ningún criterio de orientación, y el fin era el reconocimiento de la mineralogía.



26-A.

Figura 26.

A. Muestra de mano de protomilonita del basamento, PG-014.

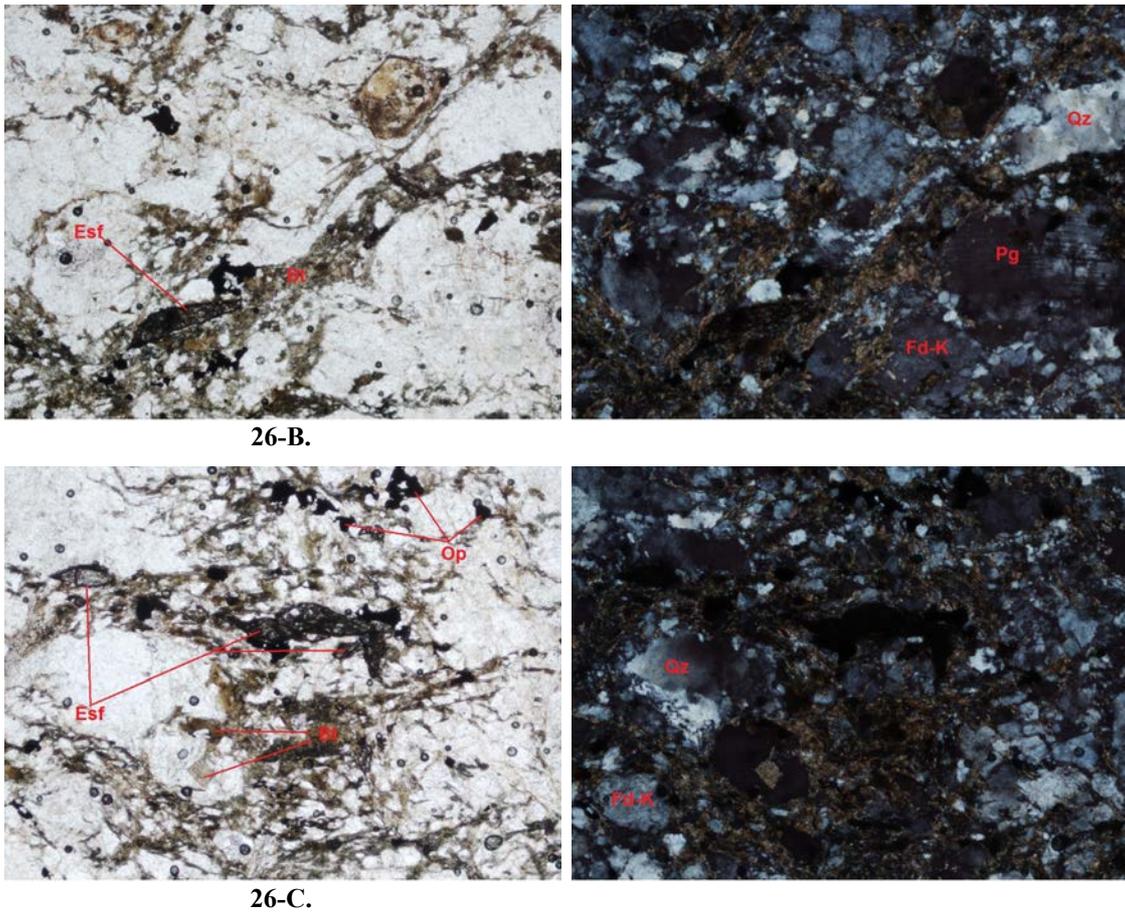


Figura 26.

B. Fotomicrografía de PG-014, izquierda: luz natural, derecha: nicoles cruzados. Aumento 5x, largo del campo: 2 mm. Cristales de esfeno, biotitas de grano fino, opacos, feldespato alcalino, plagioclasa con macla deflectada y cuarzo con extinción ondulante.

C. Ídem B.

6.2. Geoquímica

En esta sección se presentan los datos obtenidos en los análisis químicos. Se aborda primero la química de elementos mayores, a través de valores para algunos elementos en particular y variados diagramas clasificatorios basados en los mismos. Luego, se realizan diversas consideraciones en función del contenido de elementos menores y trazas, ordenados de tal manera que se muestran primero los elementos *Large Ion Litophile (LIL)* y *High Field Strength (HFS)*, con sus contenidos para todas las muestras, sus consecuentes diagramas clasificatorios y gráficos multielementales de tipo *spidergram* extendido. En el caso del Complejo Polanco estos últimos se muestran separados por facies y para las demás muestras se separan de acuerdo a la unidad a la que pertenecen. Finalmente, se pasa a los elementos tierras raras, mostrando sus contenidos y también gráficos *spider*, para cada facies del Complejo y para las demás unidades analizadas.

Se realizaron 23 análisis de roca total, donde 18 de ellos corresponden al Complejo Polanco, tres al Granito Barriga Negra, uno al Granito Arroyo Mangacha y uno al basamento. Dentro del Complejo Polanco los análisis se repartieron según la Tabla 2, que se muestra a continuación.

	Complejo Polanco			Granito Arroyo Mangacha	Granito Barriga Negra	Basamento
	Hornblendo-biotíticos	Biotíticos gr. grueso	Leucogranitos			
N° de Muestras	5	10	3	1	3	1
Nomenclatura	PG-001, 002, 003, 008 y 017	PG-006, 007, 009, 013, 018 al 023	PG-004, 005 y 012	PG-010	PG-011, 015 y 016	PG-014

Tabla 2. Nomenclatura para las muestras analizadas.

La localización de las muestras así como los resultados de los análisis químicos se

presentan con sus respectivas coordenadas en la Tabla 3.

Muestra	PG-001	PG-002	PG-003	PG-004	PG-005	PG-006	PG-007
Coord. UTM x/y	661811.15mE/ 6243704.59mS	669410.92mE/ 6243975.54mS	663176.64mE/ 6244100.26mS	661618.85mE/ 6249457.64mS	673668.28mE/ 6242493.34mS	659133.57mE/ 6238884.50mS	657855.52mE/ 6243990.03mS
Mayores (%)							
SiO ₂	64,95	72,24	62,39	76,32	75,84	75,64	76,33
Al ₂ O ₃	14,56	15,16	15,28	12,83	13,07	13,76	12,58
Fe ₂ O ₃	4,31	0,85	5,39	0,69	1,03	0,54	1,09
MgO	2,34	0,09	2,8	<0.01	<0.01	0,04	0,03
CaO	3,16	0,82	3,93	0,28	0,26	0,76	0,4
Na ₂ O	3,44	4,39	3,52	4,04	4,56	4,63	3,53
K ₂ O	4,17	5,06	4,18	4,72	4,43	3,76	4,87
TiO ₂	0,53	0,12	0,66	0,03	0,01	0,04	0,06
P ₂ O ₅	0,28	0,01	0,36	<0.01	0,02	0,08	<0.01
MnO	0,07	0,01	0,08	<0.01	<0.01	<0.01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,009	<0.002	0,01	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
Sc	10	1	12	<1	<1	<1	1
LOI	1,8	0,9	1	0,9	0,6	0,6	0,9
Total	99,64	99,66	99,59	99,86	99,83	99,83	99,81
Trazas (ppm)							
Ba	1226	1418	1196	84	34	437	85
Be	2	<1	6	2	4	2	2
Co	46,4	69,2	58,7	66,3	82,6	60,5	101,1
Cs	1,7	1,3	1,9	1,6	0,4	0,4	1,5
Ga	17,8	25,9	20	23,7	35,7	25	25,1
Hf	4,7	2,9	5,9	5,5	6,4	1	5,6
Nb	10	3,4	11,3	74,1	56,2	1,5	78,5
Rb	104,3	125,7	115,6	229,2	275,1	67,8	275,7
Sn	2	2	2	4	9	<1	3
Sr	703,9	482,8	767	64,7	14,7	391,9	24,8
Ta	0,8	0,4	0,7	6,6	5,1	0,3	3,4
Th	4,4	2,8	9,2	45	37,9	2,4	48,6
U	2,1	1	1,6	12,5	4,3	0,3	5,3
V	84	12	104	8	10	<8	<8
W	384,7	762,5	451,5	654,1	785,7	560,6	868,2
Zr	169,3	83,7	221,6	84,9	87,3	23,4	126
Y	18	2,9	18,6	49,1	91,6	1,2	67,8
La	25,4	20,4	49,4	4,4	9,4	2,8	16,8
Ce	53,5	31,6	86,6	13	20,4	5,8	39,7
Pr	6,51	3,82	9,71	1,53	3,4	0,55	4,34
Nd	25	13,5	34,6	6,6	15,5	1,9	17,2
Sm	4,99	2,33	5,92	3,17	6,57	0,31	5,31
Eu	1,21	0,71	1,45	0,1	0,05	0,19	0,26
Gd	4,21	1,31	4,76	4,35	8,68	0,29	7,05
Tb	0,61	0,15	0,68	1,11	1,88	0,04	1,63
Dy	3,35	0,65	3,64	8,25	12,19	0,22	10,85
Ho	0,61	0,1	0,71	2,14	2,82	0,04	2,72
Er	1,95	0,26	1,83	7,54	9,2	0,1	8,54
Tm	0,25	0,03	0,28	1,25	1,66	<0.01	1,27
Yb	1,73	0,28	1,68	8,7	11,72	0,11	7,56
Lu	0,26	0,03	0,27	1,3	1,7	0,01	1,05
TOT/C	<0.02	<0.02	0,02	<0.02	<0.02	0,03	<0.02
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02

Tabla 3. Resultados de análisis químicos y ubicación de las muestras.

Muestra	PG-008	PG-009	PG-010	PG-011	PG-012	PG-013	PG-014
Coord. UTM x/y	668641.00mE/ 6244734.98mS	657794.66mE/ 6244191.33mS	672081.21mE/ 6234856.04mS	670364.37mE/ 6236553.61mS	658781.68mE/ 6242701.99mS	667153.05mE/ 6240391.72mS	660952.03mE/ 238490.15mS
Mayores (%)							
SiO ₂	64,29	73,81	68,02	75,99	74,81	75,22	62,97
Al ₂ O ₃	15,73	14,14	15,42	12,94	13,62	13,74	17,43
Fe ₂ O ₃	4,46	0,89	2,84	0,69	0,22	0,94	4,71
MgO	1,82	0,09	1,17	0,03	0,01	0,04	1,26
CaO	3,4	0,61	1,79	0,48	0,31	0,74	3,24
Na ₂ O	3,83	3,56	3,75	3,11	2,77	4,31	4,4
K ₂ O	4,05	5,78	4,43	5,63	7,54	4,3	3,88
TiO ₂	0,6	0,09	0,41	0,05	0,01	0,11	0,66
P ₂ O ₅	0,27	0,02	0,18	0,02	<0,01	<0,01	0,33
MnO	0,07	0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,08
Cr ₂ O ₃	0,007	0,002	0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,001
Sc	8	1	5	1	<1	<1	4
LOI	1	0,8	1,6	1	0,5	0,4	0,5
Total	99,57	99,81	99,61	99,91	99,78	99,79	99,46
Trazas (ppm)							
Ba	1342	594	1504	65	758	382	2025
Be	4	5	1	4	5	<1	3
Co	76,6	69,3	59,2	58,1	75,2	102,3	57,6
Cs	1,8	1,1	1,4	2,5	1,9	0,8	1,2
Ga	20,1	22,2	19,8	20,3	33	21,3	21,6
Hf	5,7	3,8	5,6	3,5	1,5	3,6	7
Nb	15,3	14,5	10,7	22,3	17,8	3,9	15,7
Rb	115,8	243,2	110,9	259,8	292,1	90	97,6
Sn	2	2	2	6	2	1	2
Sr	843,3	125,3	664,6	47,5	256,8	445,5	1037,6
Ta	1,2	1,1	1,1	3,3	3,8	0,4	1,1
Th	10,4	25,4	12	18,5	12,2	12,3	10,7
U	1,4	2,8	2,2	3,5	2,4	1,3	1,8
V	65	11	45	19	<8	17	49
W	576,7	591,2	517,3	497,9	712,5	729,6	393,9
Zr	224,9	116,1	206,5	59,3	22,2	91,2	285,1
Y	16,9	17,2	13,3	15,1	13,6	3	18,7
La	63	22,3	64,4	3,2	10,4	6,6	145,3
Ce	107,6	35,5	92,4	5	17,8	14,9	180,9
Pr	11,34	4,28	10,61	0,72	2,38	1,11	23,34
Nd	40,5	14,8	34,7	3	8	4,4	77,4
Sm	6,75	2,7	5,14	1,19	1,67	0,91	10,73
Eu	1,54	0,75	1,16	0,27	0,43	0,32	2,41
Gd	4,94	2,58	3,58	1,68	1,63	0,85	6,62
Tb	0,68	0,45	0,47	0,36	0,33	0,11	0,79
Dy	3,26	2,51	2,67	2,4	2,27	0,59	3,69
Ho	0,59	0,58	0,45	0,59	0,58	0,1	0,65
Er	1,49	1,78	1,36	1,92	1,99	0,33	1,52
Tm	0,24	0,29	0,18	0,35	0,33	0,04	0,22
Yb	1,5	2,05	1,31	2,56	2,4	0,31	1,41
Lu	0,21	0,34	0,19	0,43	0,38	0,04	0,21
TOT/C	<0,02			0,03	<0,02	<0,02	-
TOT/S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,01

Tabla 3. (cont. 1).

Muestra	PG-015	PG-016	PG-017	PG-018	PG-019	PG-020
Coord. UTM x/y	674293.13mE/ 6237442.10mS	675765.01mE/ 6238968.14mS	667146.03mE/ 6246875.72mS	665960.31mE/ 6252741.52mS	664036.37mE/ 6249262.15mS	666026.91mE/ 6249489.49mS
Mayores (%)						
SiO ₂	73,74	69,09	72,9	75,33	73,72	71,94
Al ₂ O ₃	14,22	16,49	14,72	12,86	13,8	14,30
Fe ₂ O ₃	0,57	1,39	1,03	1,11	2,06	2,40
MgO	0,18	<0.01	0,15	0,11	0,09	0,28
CaO	0,43	0,04	0,87	0,56	0,44	0,91
Na ₂ O	2,57	5,13	4,13	3,21	3,31	3,58
K ₂ O	7,47	6,9	4,85	4,91	5,86	5,28
TiO ₂	0,05	0,11	0,16	0,11	0,15	0,26
P ₂ O ₅	0,19	<0.01	0,04	0,14	0,03	0,08
MnO	<0.01	<0.01	0,01	0,02	0,02	0,04
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
Sc	2	<1	1	2	2	4
LOI	0,3	0,7	0,8	1,4	0,3	0,6
Total	99,72	99,88	99,66	99,76	99,79	99,69
Trazas (ppm)						
Ba	835	732	1386	488	203	654
Be	3	2	<1	6	7	10
Co	95,5	37,6	81,1	99,7	78,4	105,3
Cs	0,7	0,3	0,9	3,6	3,1	3,9
Ga	16,3	28,7	21,9	21	24,6	23,4
Hf	4,9	2,2	2,6	4,4	6,2	7,8
Nb	2,6	21,2	1,8	29,2	36,3	36
Rb	156,8	202,7	95,4	234,4	225,1	229
Sn	<1	1	<1	9	5	10
Sr	205,5	23,9	624,2	103,4	42,7	127,3
Ta	0,3	0,7	0,2	3,8	3,2	4,2
Th	108,6	14,9	2,3	20,8	27,7	30,8
U	2,7	2,4	0,5	5,8	4,3	5,9
V	<8	<8	10	<8	<8	13
W	817,9	223,8	692,9	944,9	797,5	940,7
Zr	157,4	61,7	96,4	129,2	220,9	290,9
Y	10,7	16	3,5	27,7	41,9	47,5
La	38,1	8,2	21	33	42,9	73,7
Ce	79	14	39,1	69,6	159,8	136,1
Pr	8,79	1,81	3,66	7,18	10,92	15,83
Nd	31,5	7,1	12,4	25,2	37,4	52,8
Sm	5,57	1,76	1,78	4,22	7,67	9,39
Eu	0,93	0,32	0,76	0,63	0,54	1,15
Gd	4,15	1,99	1,18	3,92	7,53	8,17
Tb	0,54	0,38	0,13	0,66	1,29	1,33
Dy	2,43	2,45	0,59	4	8,5	8,08
Ho	0,38	0,54	0,1	0,92	1,7	1,73
Er	0,98	1,75	0,25	3,44	4,78	5,17
Tm	0,11	0,25	0,04	0,56	0,76	0,82
Yb	0,67	1,44	0,27	4,77	5,32	5,77
Lu	0,11	0,22	0,04	0,72	0,79	0,87
TOT/C	0,03	<0.02	0,02	<0.02	<0.02	0,02
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02

Tabla 3. (cont. 2).

Muestra	PG-021	PG-022	PG-023
Coord UTM x/y	667032.28mE/ 6244843.56mS	662614.79mE/ 6242042.31mS	667832.86mE/ 6238744.56mS
Mayores (%)			
SiO ₂	76,15	72,09	70,91
Al ₂ O ₃	12,91	14,65	15,56
Fe ₂ O ₃	1,03	1,23	1,22
MgO	0,01	0,29	0,33
CaO	0,08	0,87	1,06
Na ₂ O	3,89	4,26	4,44
K ₂ O	4,62	5,02	5,25
TiO ₂	0,03	0,2	0,24
P ₂ O ₅	0,01	0,07	0,1
MnO	<0.01	<0.01	<0.01
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	0,002
Sc	<1	2	2
LOI	1,1	0,9	0,3
Total	99,84	99,57	99,43
Trazas (ppm)			
Ba	13	1758	2492
Be	7	1	2
Co	94,5	88	89,4
Cs	2,5	1,1	0,7
Ga	27,6	19,6	19,1
Hf	5	3,9	4,1
Nb	53,8	4	4
Rb	243,3	99,9	84,8
Sn	10	1	1
Sr	5,7	835	1299,9
Ta	4,7	0,5	0,3
Th	25,1	8,8	11
U	2	1,1	1,1
V	<8	14	13
W	973,4	842,4	716,6
Zr	111,5	138,5	161,3
Y	25,4	4,3	3,9
La	3,4	17,7	36,9
Ce	13	33,8	62,1
Pr	0,85	3,93	7,18
Nd	2,7	14,6	26,8
Sm	1,07	2,24	3,58
Eu	0,07	0,57	1
Gd	1,99	1,76	3,05
Tb	0,59	0,19	0,25
Dy	4,36	0,98	0,79
Ho	1,03	0,12	0,1
Er	3,34	0,4	0,27
Tm	0,54	0,05	0,03
Yb	3,26	0,31	0,25
Lu	0,5	0,03	0,04
TOT/C	<0.02	0,03	<0.02
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02

Tabla 3. (cont. 3).

En términos de alteración, las muestras presentan valores de *LOI* (*Loss on Ignition-pérdida por ignición*) de entre 0,3 y 1,8. Siete muestras presentan valores mayores a 1,0. En base a esto, para los diagramas que utilizan elementos mayores, todos los datos fueron recalculados en base anhidra. De todas maneras, el cierre de los análisis se da

dentro de los límites aceptados ($100\% \pm 0,5\%$): 99,91 y 99,93 %.

6.2.1. Química de elementos mayores

A nivel global, las muestras recorren un intervalo de sílice entre 62 % y 76 %. Se pueden separar tres grupos según estos tenores, definiéndose granitos más evolucionados (con más de 70% de SiO₂) como los microgranitos (variante de granitos hornblendo-biotíticos; PG-002, 017), los granitos biotíticos de grano grueso, los leucogranitos y una muestra del granito Barriga Negra (PG-015). El otro grupo intermedio entre 65 y 70% de SiO₂, al cual solo pertenecen las muestras del Granito Arroyo Mangacha (PG-010) y una muestra del Granito Barriga Negra (PG-016); finalmente un grupo más primitivo (menos de 65% de SiO₂) correspondiente a los granitos hornblendo-biotíticos (PG-001, 003 y 008) y al ejemplar de basamento (PG-014).

La química de elementos mayores muestra que las rocas se clasifican a partir del diagrama de De la Roche *et al.* (1980) en tonalitas, cuarzo monzonitas, cuarzo sienitas, granitos y granitos alcalinos (figura 27).

A partir del cálculo normativo (usando Norma CIPW con hornblenda y biotita, Hutchison, 1974; 1975), y su expresión en el diagrama QAPF de Streckeisen (1976) las muestras corresponden a granodioritas, cuarzo monzonitas, monzogranitos y sienogranitos.

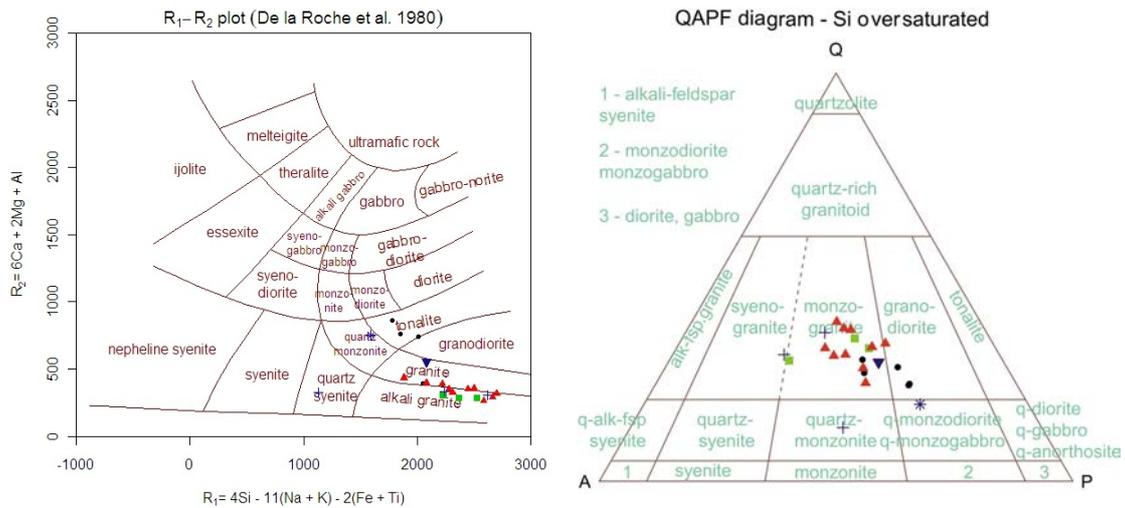


Figura 27. Izquierda: Diagrama R₁-R₂ (De la Roche *et al.*, 1980) para las muestras analizadas. Simbología: Granitos hornblendo-biotíticos (círculos llenos “●”), granitos biotíticos de grano grueso (triángulos llenos “▲”), leucogranitos y diques (cuadrados llenos “■”), barriga negra (signo positivo “+”), Granito Arroyo Mangacha (triángulo lleno invertido “▼”), basamento (asterisco “*”). **Derecha:** Diagrama QAPF, usando Norma CIPW con hornblenda. Ídem simbología.

Examinar la variación de cada elemento contra SiO₂ (% en peso) a través de un gráfico, es una estrategia para monitorear la diferenciación en un conjunto de rocas ígneas y su potencial relación. Estos gráficos de variación son conocidos como diagramas de Harker. En la figura 28 se puede observar que las muestras se alinean bastante bien, siguiendo un patrón simple en el caso del Al₂O₃, MgO, CaO, TiO₂, P₂O₅, FeO_t y MnO, además presentando correlación negativa. Esto refleja que a mayor cantidad de SiO₂ (mayor diferenciación de la muestra), hay más empobrecimiento en estos elementos, y sugiere, asimismo, que las muestras están relacionadas genéticamente (Wilson, 1989). El Na₂O y K₂O tienen un comportamiento ambiguo, debido a la entrada de feldespato potásico, y el K₂O se asemeja más a una correlación positiva (figura 28). También, de aquí se extrae que aparentemente las muestras del Granito Barriga Negra no forman parte de este patrón de diferenciación.

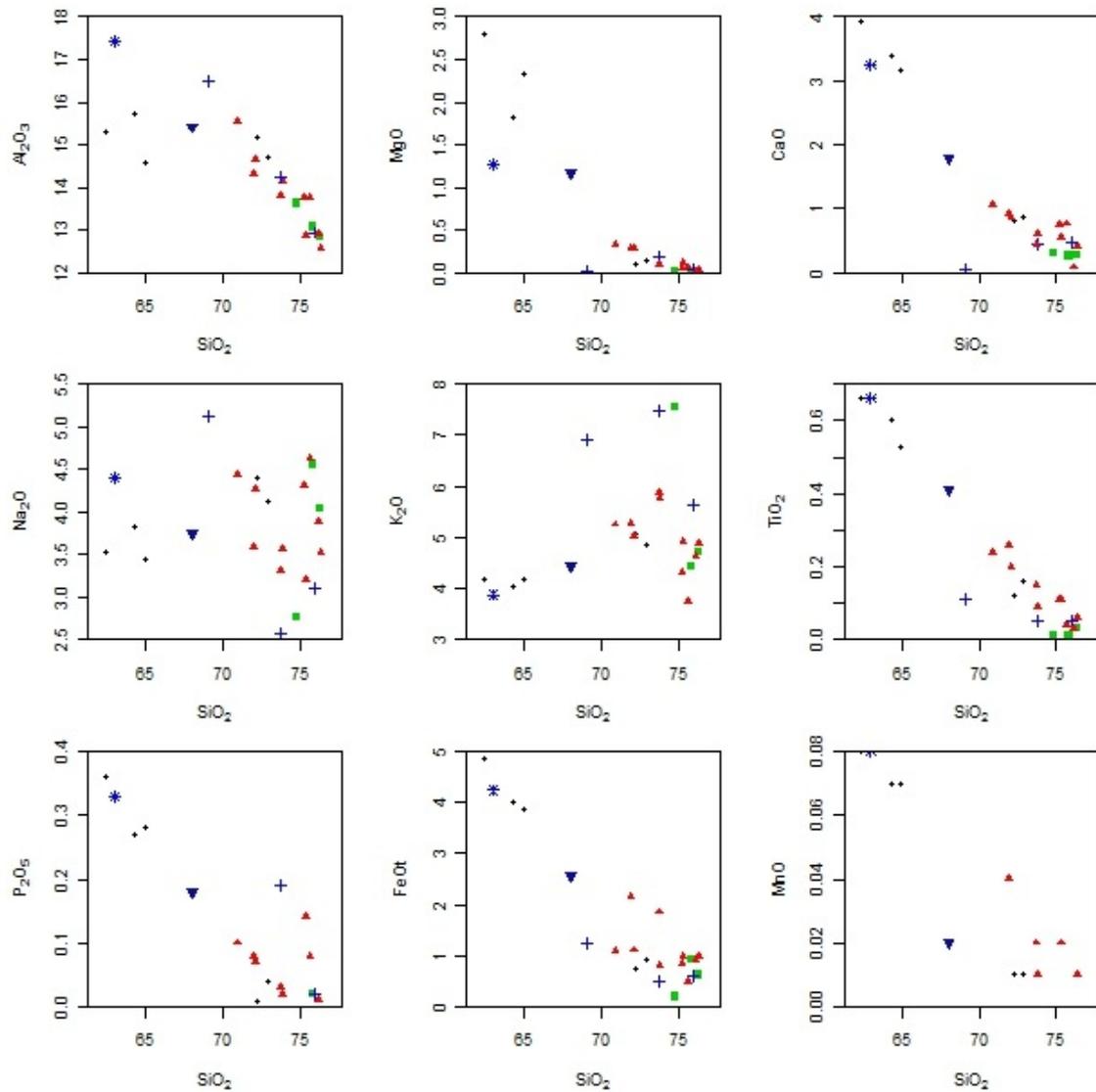


Figura 28. Diagramas de Harker para las muestras. Simbología: Granitos hornblendo-biotíticos (círculos llenos “●”), granitos biotíticos de grano grueso (triángulos llenos “▲”), leucogranitos y diques (cuadrados llenos “■”), Granito Barriga Negra (signo positivo “+”), Granito Arroyo Mangacha (triángulo lleno invertido “▼”), basamento (asterisco “*”).

Las muestras presentan una afinidad general subalcalina, como lo muestra el diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979), además de tener composiciones ácidas.

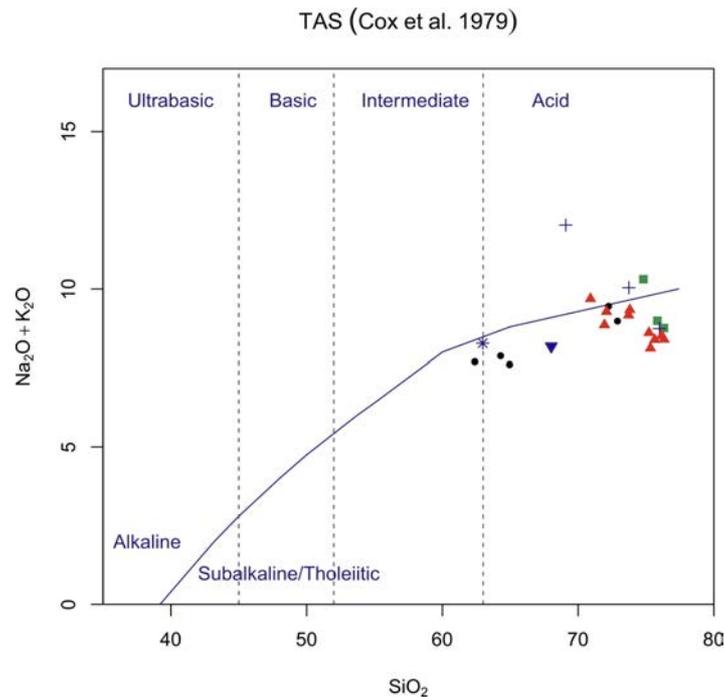


Figura 29. Diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979) para las muestras. Simbología ídem figuras anteriores.

A partir de esa tendencia, en el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971), las muestras indican una clara afinidad calco-alcalina. En el mismo diagrama se puede apreciar que algunas muestras se agrupan en el vértice izquierdo (A) mientras que otras se ubican más hacia el centro, pudiéndose separar dos grupos. Estas últimas son los granitos hornblendo-biotíticos (PG-001, 003 y 008). También, el Granito Arroyo Mangacha y la muestra de basamento se agrupan cercanos a estos últimos (ver leyenda en figura 30). Esto es coherente con su menor evolución. Asimismo, teniendo en cuenta los parámetros K₂O vs. SiO₂ propuestos por Peccerillo y Taylor (1976) las muestras entran en el rango de rocas calcoalcalinas de alto K y shoshoníticas. Particularmente, las muestras del Complejo Polanco se corresponden con afinidades calco-alcalinas de alto K, mientras que la afinidad shoshonítica corresponde al Granito Barriga Negra, observándose nuevamente que este cuerpo no parece guardar una relación genética con el Complejo Polanco.

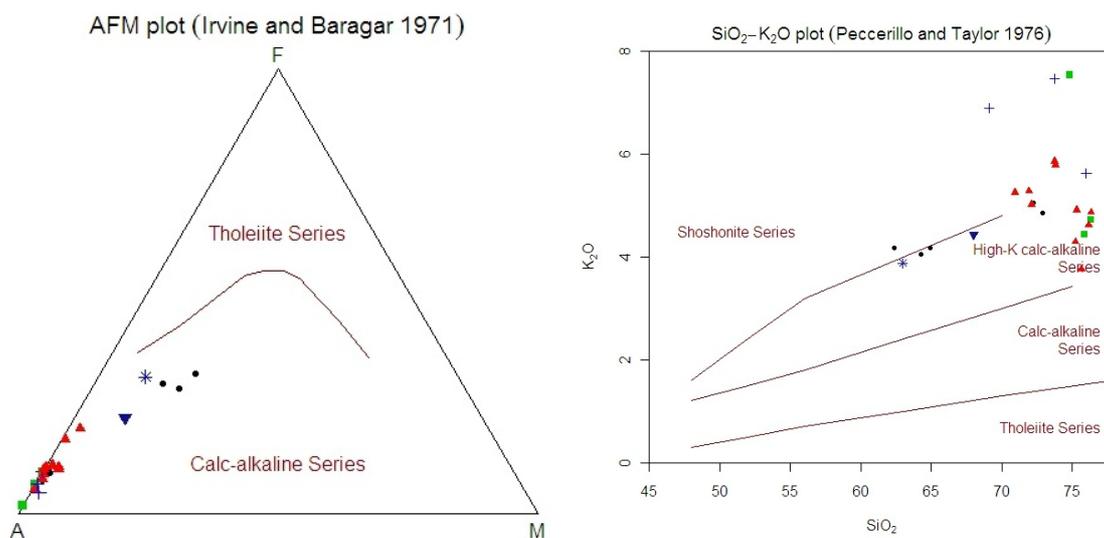


Figura 30. Izquierda: Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). Simbología: Granitos hornblendo-biotíticos (círculos llenos “●”), granitos biotíticos de grano grueso (triángulos llenos “▲”), leucogranitos y diques (cuadrados llenos “■”), Granito Barriga Negra (signo positivo “+”), granito arroyo mangacha (triángulo lleno invertido “▼”), basamento (asterisco “*”). **Derecha:** Diagrama K₂O vs SiO₂ (Peccerillo y Taylor, 1976), ídem simbología.

Los contenidos en álcalis para el Complejo Polanco varían entre 3,76 y 7,54 % para el K₂O y 2,77 a 4,56 % para el Na₂O. En cuanto a la saturación en aluminio, tomando en cuenta el índice de Shand (1943) las muestras caen en el campo peraluminoso y metaluminoso. Aquellas que son metaluminosas corresponden a los granitos hornblendo-biotíticos, en particular las muestras que presentan hornblenda. El resto se agrupan en el campo como peraluminosas, debido a la presencia de biotita y en ocasiones muscovita (Shand, 1943) (figura 31).

Según el gráfico B-A modificado por Villaseca *et al.* (1998) son consistentes con Shand (1943). Las muestras presentan una tendencia de diferenciación desde metaluminosas a peraluminosas. Dentro del grupo de las muestras peraluminosas se diferencian varios tipos; un grupo mayoritario “f-P” (muestras peraluminosas muy félsicas), un grupo “m-

P” (peraluminosidad moderada) y otro “I-P” (baja peraluminosidad). El primero corresponde a las muestras del Complejo Polanco, excluidas PG-001, 003 y 008 de la facies de granitos hornblendo-biotíticos ya que plotean en el campo de rocas metaluminosas (por la presencia de hornblenda). En el segundo y tercer grupo solo grafican el Granito Arroyo Mangacha y el basamento. De acuerdo con los autores, las rocas peraluminosas f-P corresponden a una generación con tasas de fusión bajas. Mientras que las rocas metaluminosas solamente podrían generarse a partir de protolitos metabásicos (Villaseca *et al.*, 1998).

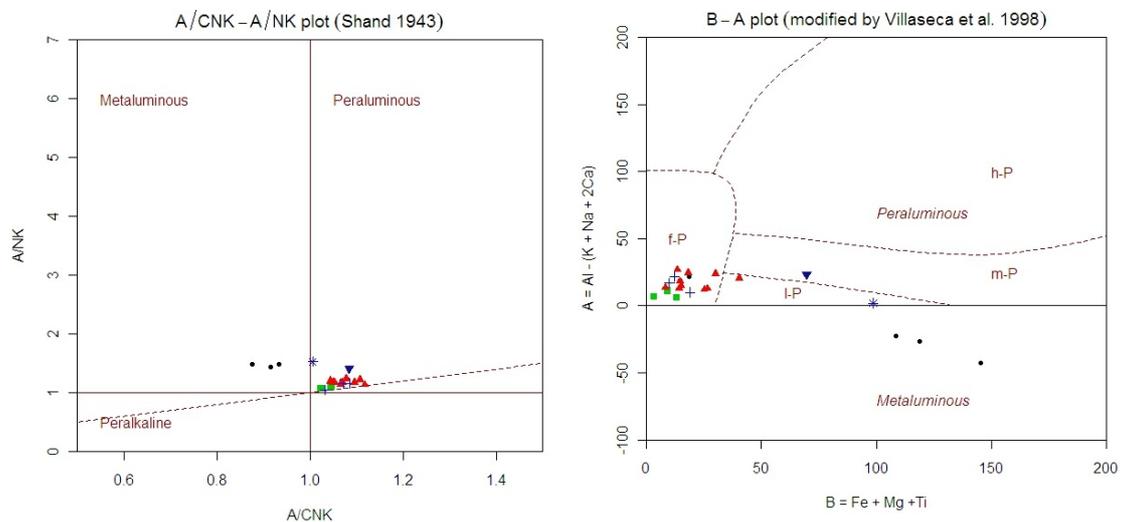


Figura 31. Izquierda: Diagrama A/NK vs A/CNK (Shand, 1943). **Derecha:** Diagrama B-A (modificado por Villaseca *et al.*, 1998). Ídem simbología que Figura 30.

El contenido en Fe total (analizado como Fe_2O_3) de las muestras del Complejo Polanco se sitúa entre el 0,22 y 5,39 %. Para el MgO la concentración es de 0,01 a 2,80 %, existiendo muestras que poseen contenidos por debajo del límite de detección del método (concentración menor a 0,01%) correspondientes a PG-004, 005 (leucogranito y dique) y PG-016 (Granito Barriga Negra). También, para el CaO el contenido es de 0,08 a 4,63 %. Las muestras con mayores contenidos en Fe y Mg se correlacionan con la facies de granitos hornblendo-biotíticos (las muestras con hornblenda y biotita),

mencionada en el capítulo de petrografía. Respecto a los óxidos de fósforo y titanio, los contenidos son de 0,01 a 0,60 % de TiO_2 , y menores al 0,36 % de P_2O_5 . Para este último también existen muestras que tienen contenidos menores al límite de detección del método (0,01 %), que son: PG-004, 012 (leucogranito y dique), 007, 013 (granitos biotíticos de grano grueso) y 016 (Granito Barriga Negra). En el capítulo de petrografía se destaca la presencia de esfeno para algunas muestras, mineral que contiene Ti como uno de sus componentes. Los bajos contenidos en fósforo pueden explicarse por la ausencia de la fase accesoria (apatito), que se reconoció solamente en los granitos que contenían hornblenda y biotita.

En la clasificación tectónica basada en elementos mayores, usando el diagrama R_1 - R_2 propuesto por Batchelor y Bowden (1985), expresado junto al R_1 - R_2 (De la Roche *et al.*, 1980) las muestras grafican un camino que se desplaza desde el campo de granitos post-colisionales al campo de granitos post-orogénicos (figura 32).

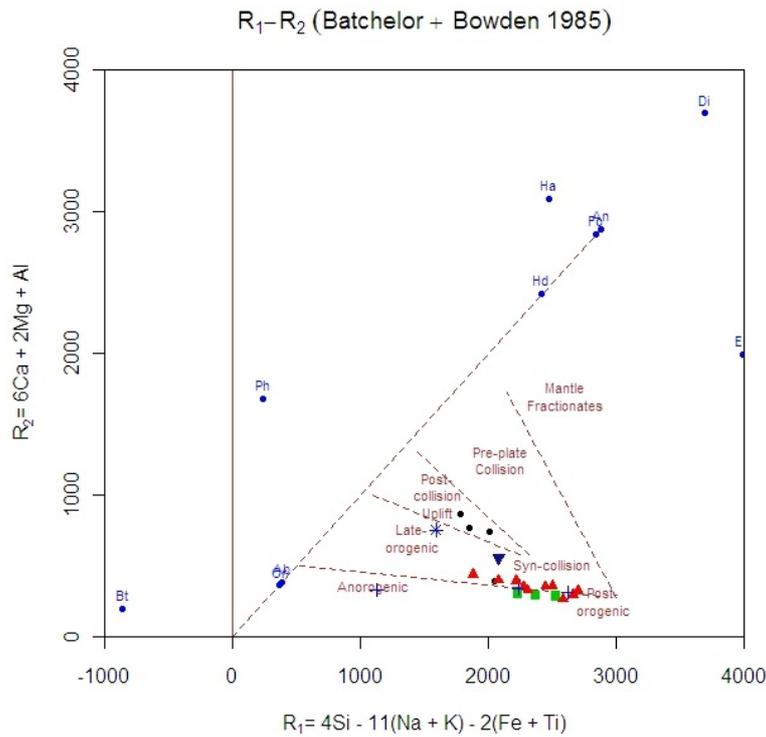
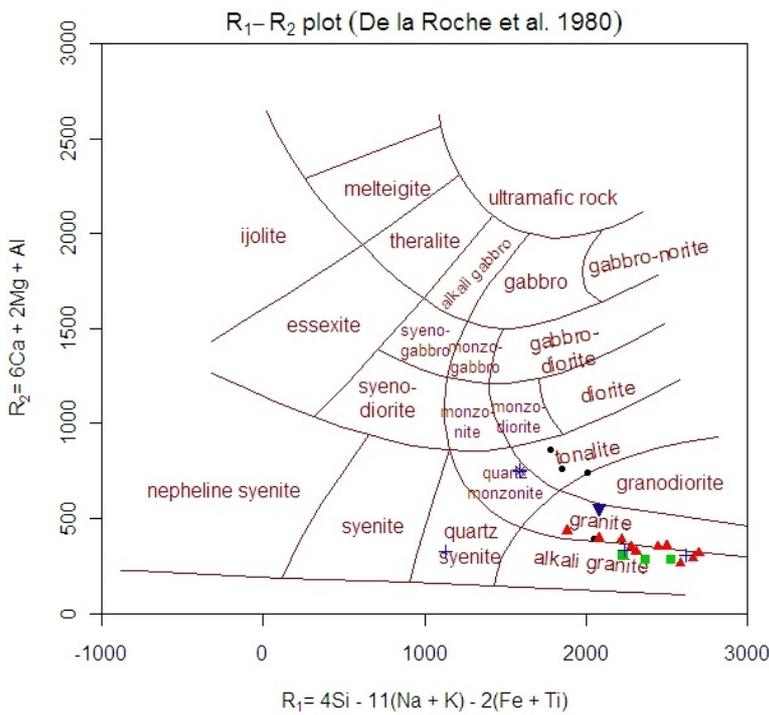


Figura 32. Arriba: Diagrama R_1-R_2 propuesto por Batchelor y Bowden (1985). **Abajo:** Diagrama R_1-R_2 (De la Roche *et al.*, 1980) en el cual se basan Batchelor y Bowden (1985).

Simbología: Granitos hornblendo-biotíticos (círculos llenos “●”), granitos biotíticos de grano grueso (triángulos llenos “▲”), leucogranitos y diques (cuadrados llenos “■”), Granito Barriga Negra (signo positivo “+”), granito arroyo mangacha (triángulo lleno invertido “▼”), basamento (asterisco “*”).



6.2.2. Química de elementos menores y trazas

6.2.2.1. Elementos LIL y HFS

Si bien se observaron correlaciones entre los elementos mayores *versus* sílice para las muestras del complejo, existen diferencias al analizar los comportamientos de los elementos trazas.

Dentro de los elementos LIL (*Large Ion Lithophile Elements*) Rb, Ba Sr y Cs no definen correlaciones o tendencias claras en relación a sílice (ver figura 33). Esto está sugiriendo que las muestras del Complejo Polanco no son producto de una diferenciación magmática por simple cristalización fraccionada. La Tabla 4 muestra los valores promedio, máximos y mínimos para estos elementos en las muestras.

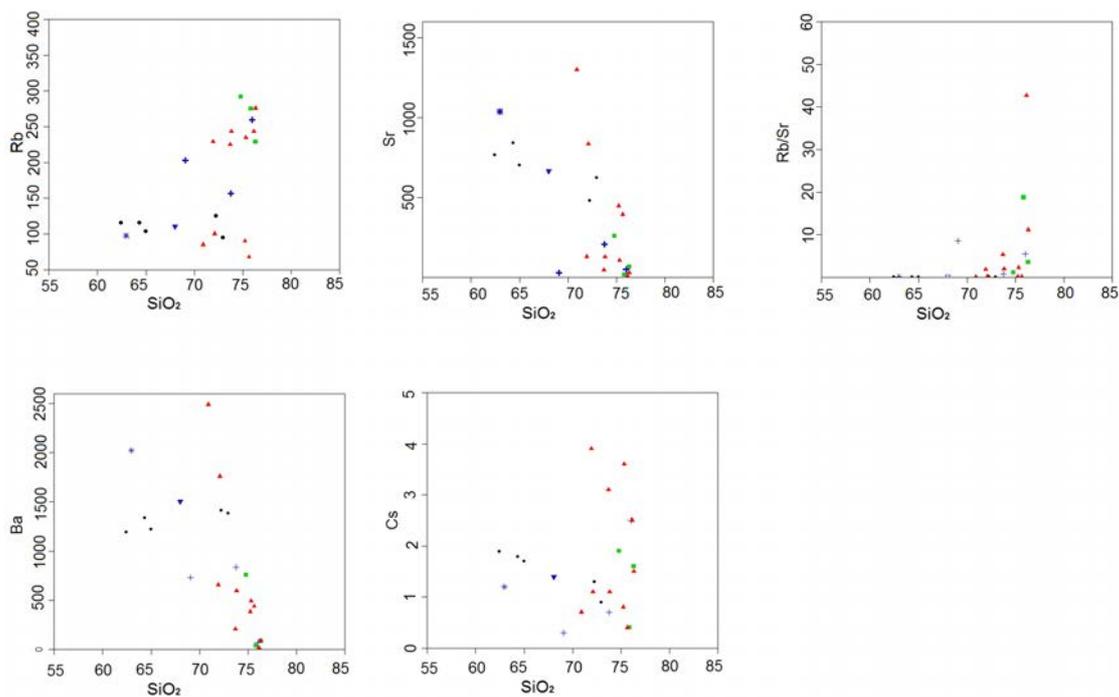


Figura 33. Diagramas de elementos LIL (Rb, Sr, Rb/Sr, Ba, Cs) versus sílice.

	Complejo de Polanco									GBN (n=3)			GAM (n=1)	Basam. (n=1)
	Facies Granitos hornblendo-biotíticos (n=5)			Facies granitos biotíticos gr. grueso (n=10)			Facies leucogranitos y diques (n=3)			Med	Máx	Mín		
	Med	Máx	Mín	Med	Máx	Mín	Med	Máx	Mín	Med	Máx	Mín		
Rb	111	126	95	179,3	276	68	265,5	292,1	229,2	206	260	157	111	98
Sr	684	843	483	340,2	1299	6	112,1	256,8	14,7	92,3	206	24	665	1038
Ba	1314	1418	1196	71,1	2492	13	292	758	34	544	835	65	1504	2025
Cs	1,52	2	0,4	1,87	4	0,4	1,3	1,9	0,4	1,17	2,5	0,3	1,4	1,2

Tabla 4. Valores promedio, máximos y mínimos de elementos *LIL* para las muestras analizadas. En negrita: valores altos.

En dicha Tabla (Tabla 4) se observan valores altos y bajos para Sr y Ba en varias muestras y considerando el diagrama Sr-Rb-Ba propuesto por Tarney y Jones (1994), las muestras exhiben dos agrupamientos. Uno correspondiente a alto Ba y Sr, y el otro correspondiente a bajo Ba y Sr.

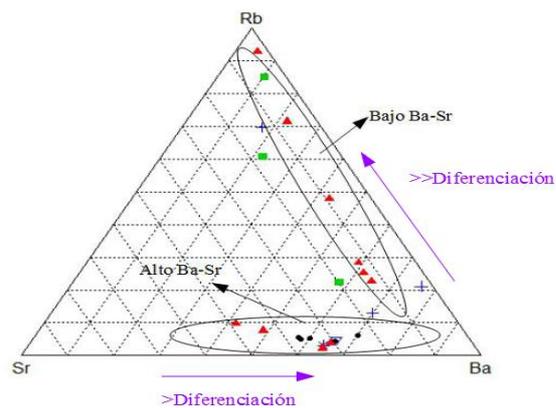


Figura 34. Diagrama Sr-Rb-Ba, Tarney y Jones (1994). Simbología ídem figura anterior. Flechas violetas indican mayor diferenciación.

Según El Bouseily y El Sokkary (1975), los granitos del grupo de alto Ba-Sr califican como granitos normales, y se agrupan cercanos al vértice del Ba. Estas altas concentraciones en Ba se asocian a granitos de alta temperatura (menos diferenciados). Para estos, el Sr va disminuyendo, mientras que el incremento en Ba se acompaña por una disminución en el Rb. El grupo de bajo Ba-Sr se corresponde con un enriquecimiento progresivo en Rb. Este enriquecimiento es común en granitos altamente diferenciados (Ahrens *et al.*, 1952; Taylor *et al.*, 1956). La disminución en Sr se da pues este elemento reemplaza tanto al Ca en la plagioclasa como al K en el feldespato potásico, mientras que el Ba reemplaza solamente al K. El Rb comienza a aumentar a medida que aumenta el contenido en feldespato alcalino. Lo que es común es que las muestras con bajo Ba están enriquecidas en Sr o en Rb, pero no en ambos (El Bouseily y El Sokkary, 1975).

Para los elementos HFS (*High Field Strength Elements*), U y Th no exhiben una correlación clara en relación a sílice. Nb, Ta, Y e Yb exhiben correlaciones positivas contra el SiO₂, aunque se puede observar en la figura 35 que esta correlación se cumple si las muestras de granitos menos diferenciados (facies granitos hornblendo-biotíticos) no fueran consideradas. El Zr y el Hf no exhiben una correlación clara para el SiO₂. En el caso del Zr, su contenido disminuye con el aumento en sílice, contrario a lo que ocurre cuando existe diferenciación por cristalización fraccionada (el Zr tiende a aumentar). El comportamiento de los elementos HFS, al igual que el de los LIL, sugiere que las muestras del Complejo Polanco no se relacionan con una evolución exclusivamente por cristalización fraccionada. En la Tabla 5 se muestran los contenidos en los elementos HFS para las muestras.

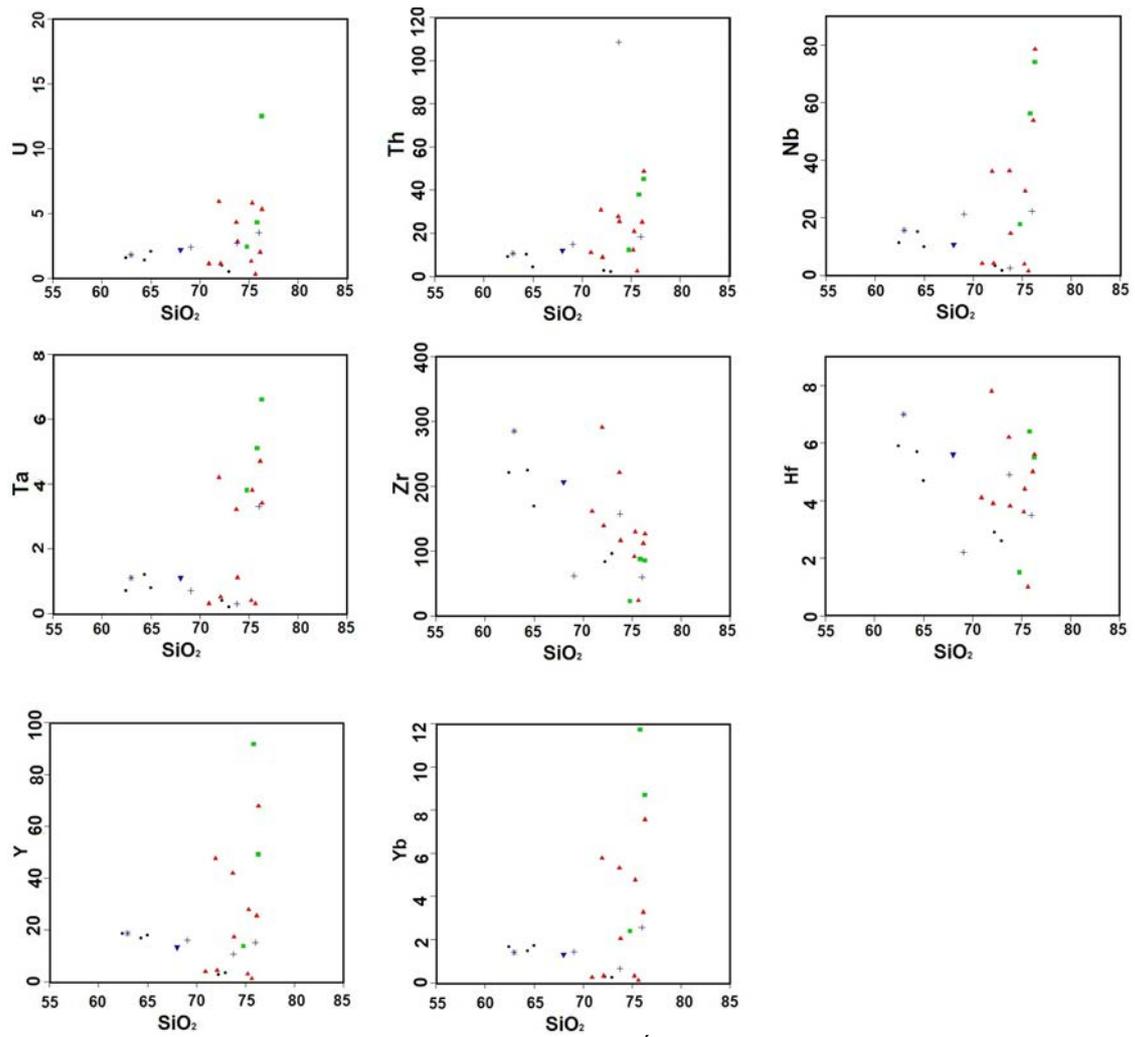


Figura 35. Diagramas elementos *HFS* vs. SiO_2 . Ídem simbología que figura anterior.

	Complejo Polanco									GBN (n=3)			GAM (n=1)	Basam. (n=1)
	Facies granitos hornblendo-biotíticos (n=5)			Facies granitos biotíticos gr.grosos (n=10)			Facies leucogranitos y diques (n=3)			Med	Máx	Mín		
	Med	Máx	Mín	Med	Máx	Mín	Med	Máx	Mín					
U	1,3	2,1	0,5	3	5,9	0,3	6,4	12,5	2,4	2,9	3,5	2,4	2,2	1,8
Th	5,8	10,4	2,3	21,3	48,6	2,4	31,7	45	12,2	47,3	108,6	14,9	12	10,7
Nb	8,4	15,3	1,8	26,2	78,5	1,5	49,4	74,1	17,8	15,4	22,3	2,6	10,7	15,7
Ta	0,7	1,2	0,2	2,2	4,7	0,3	5,2	6,6	3,8	1,4	3,3	0,3	1,1	1,1
Zr	159,2	224,9	83,7	130,9	290,9	23,4	64,8	87,3	22,2	92,8	157,4	61,7	206,5	285,1
Hf	4,4	5,9	2,6	4,5	7,8	1	4,5	6,4	1,5	3,5	4,9	2,2	5,6	7
Y	12	18,6	2,9	24	47,5	1,2	51,4	91,6	13,6	13,9	16	10,7	13,3	18,7
Yb	1,1	1,7	0,3	3	7,6	0,1	7,6	11,7	2,4	1,6	2,6	0,7	1,3	1,4

Tabla 5. Contenido en elementos *HFS* para las muestras. En negrita: valores altos (GBN = Granito Barriga Negra. GAM = Granito Arroyo Mangacha. Basam. = Basamento).

De estos valores se destacan muestras con alto Y y Nb, dentro de la facies de granitos biotíticos de grano grueso y en la facies de leucogranitos y diques.

Al realizar la clasificación tectónica a partir de los elementos traza se toma en cuenta el diagrama Rb vs Y+Nb propuesto por Pearce *et al.* (1984). En el mismo se observa que las muestras del Complejo Polanco se desplazan desde el campo de granitos de arco volcánico (VAG), a granitos de intraplaca (WPG). Este comportamiento sugiere un aumento en la componente mantélica, reflejada en el aumento de Y y Nb. También se observa que algunas muestras grafican en el campo de granitos sin-colisionales (syn-COLG). A su vez, el grupo ubicado entre VAG y WPG probablemente indique un ambiente post-colisional, considerando el campo para este tipo de granitos en el

diagrama Rb vs. Y+Nb definido posteriormente por Pearce (1996).

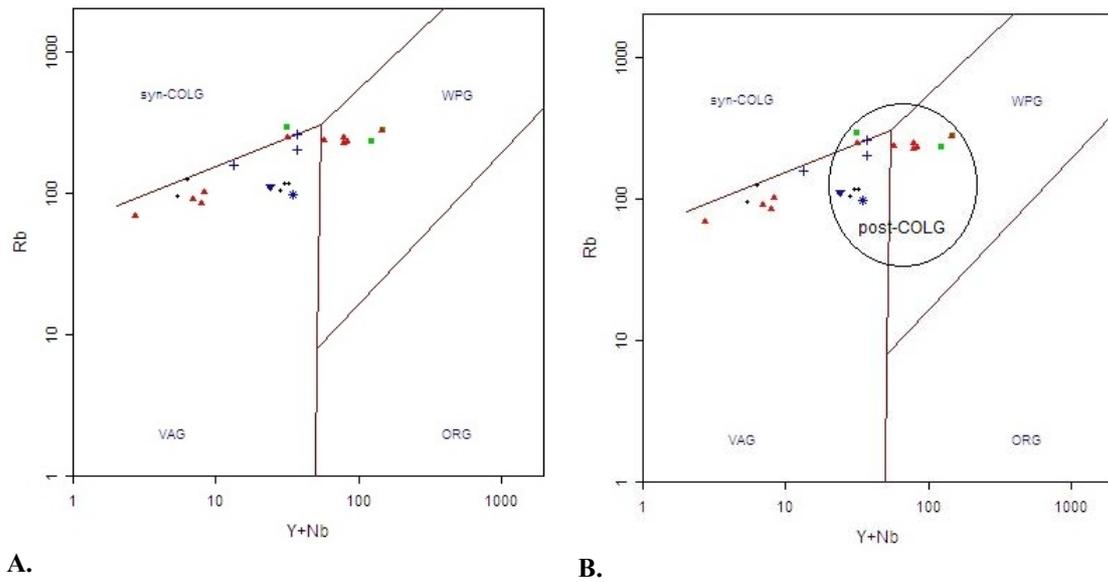


Figura 36. **A:** Diagrama de discriminación tectónica Rb vs Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984). **B:** Ídem diagrama, Pearce (1996). Simbología: Granitos hornblendo-biotíticos (círculos llenos “●”), granitos biotíticos de grano grueso (triángulos llenos “▲”), leucogranitos y diques (cuadrados llenos “■”), Granito Barriga Negra (signo positivo “+”), granito arroyo mangacha (triángulo lleno invertido “▼”), basamento (asterisco “*”).

Además, según el diagrama ternario propuesto por Harris *et al.* (1986), las muestras caen en el campo correspondiente a granitos de arco volcánico, granitos sin-colisionales (Grupo 2) y granitos post-colisionales (Grupo 3) algunas mostrando comportamientos ambiguos pues se localizan en los márgenes entre los granitos de arco volcánico y sin-colisionales. Para los autores, los granitos post-orogénicos también tienden a ubicarse en esos márgenes.

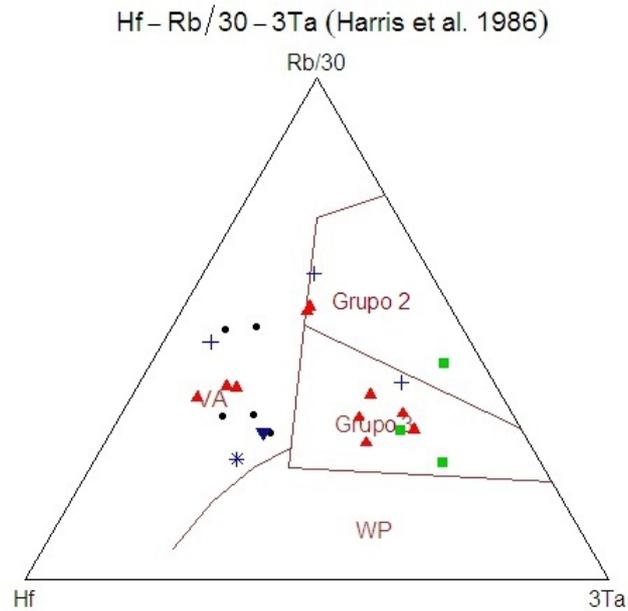


Figura 37. Diagrama de discriminación tectónica (Harris *et al.*, 1986). Simbología: Granitos hornblendo-biotíticos (círculos llenos “●”), granitos biotíticos de grano grueso (triángulos llenos “▲”), leucogranitos y diques (cuadrados llenos “■”), Granito Barriga Negra (signo positivo “+”), Granito Arroyo Mangacha (triángulo lleno invertido “▼”), basamento (asterisco “*”).

Además de estos diagramas clasificatorios, los gráficos de *spider* para elementos traza normalizados a diferentes patrones, son de gran utilidad para analizar los resultados y correlacionar muestras. En base a los elementos *LIL* y *HFS* se realizaron normalizaciones a ORG (Pearce *et al.*, 1984). Para cada facies del Complejo Polanco y para las demás unidades analizadas resulta lo que se describe a continuación.

6.2.2.1.1. Facies granitos hornblendo-biotíticos

Todos los granitos hornblendo-biotíticos tienen el mismo comportamiento para esta normalización. Estas muestras están enriquecidas casi 30 veces la normalización en elementos *LIL* (K, Rb, Ba), igualan aproximadamente la normalización en elementos *HFS* (Th, Ta, Nb, Hf, Zr, Sm) y tienen una leve anomalía positiva en Ce. Esta anomalía en Ce puede deberse a que, con la existencia de Ce^{4+} el mismo es incorporado en el mineral (circón) por tener la misma carga y un radio iónico similar al ión Zr^{4+} (Thomas

et al., 2003). Además, presentan un claro empobrecimiento en Y e Yb. Particularmente, los granitos con hornblenda contienen mayor concentración de Y e Yb, debido a que la hornblenda concentra estos elementos, mientras que los que no contienen hornblenda están más empobrecidos en los mismos (figura 38).

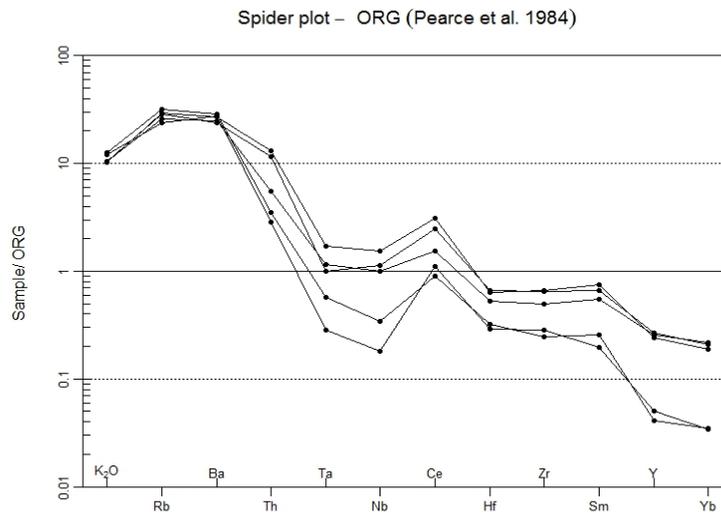


Figura 38. Normalización a ORG de Pearce *et al.* (1984). Simbología: Granitos hornblendo-biotíticos (círculos llenos “●”).

6.2.2.1.2. Facies granitos biotíticos de grano grueso:

Para la facies de granitos biotíticos de grano grueso se observan diferentes comportamientos, que se muestran en la figura 39.

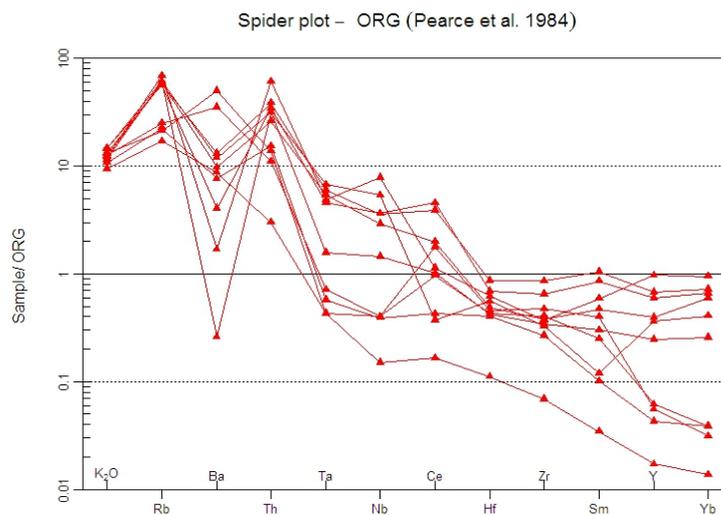


Figura 39. Spidergram normalizado a ORG (Pearce *et al.*, 1984) para muestras de la facies de granitos biotíticos de grano grueso.

Estos comportamientos pueden separarse en tres subgrupos. El primer subgrupo está conformado por las muestras PG-022 y 023. Estas muestras se comportan de igual manera que los granitos hornblendo-biotíticos, particularmente los que no contienen hornblenda. Están enriquecidas más de diez veces la normalización en K, Rb y Ba, aproximadamente diez veces en Th, y se mantienen como la normalización en Ta, Nb, Hf, Zr y Sm, con una leve anomalía positiva en Ce. Están empobrecidas en Y e Yb (figura 40).

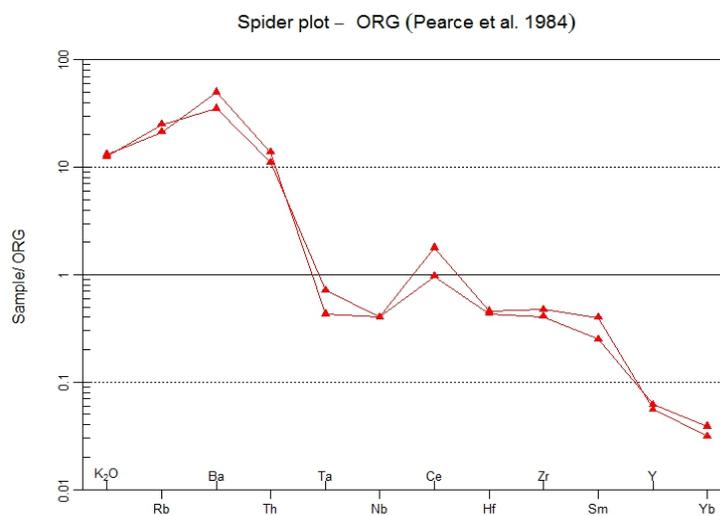


Figura 40. Normalización a ORG (Pearce *et al.*, 1984) para PG-022 y 023.

El segundo subgrupo de la facies de granitos biotíticos de grano grueso reúne a las muestras PG-006, 009, 013, 018 y 020. Están enriquecidas en elementos *LIL* respecto a los *HFS*. Poseen anomalías positivas leves en Rb y Th y anomalía negativa leve en Ba. Los elementos inmóviles (a partir del Ce) se aproximan a la normalización, exceptuando en PG-013 y 006 que se van empobreciendo cada vez más en los mismos (figura 41).

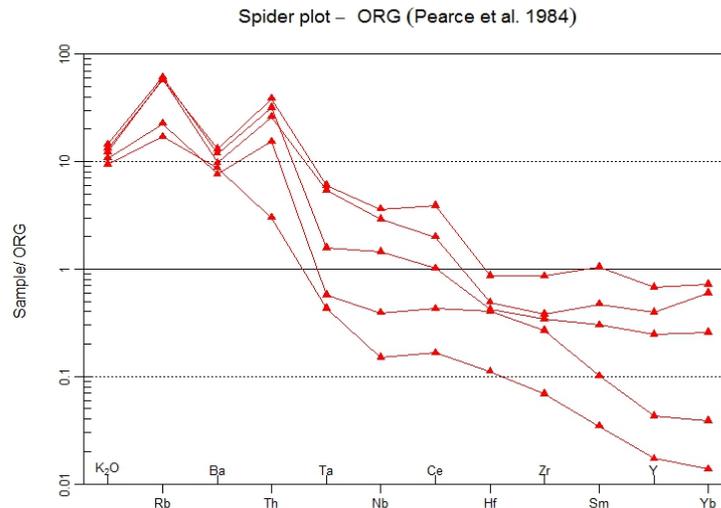


Figura 41. Normalización a ORG (Pearce *et al.*, 1984) para las muestras PG-006, 009, 013, 018, 020.

El tercer subgrupo está conformado por las muestras PG-007, 019 y 021, que se muestra en la figura 42. En este caso, las muestras están enriquecidas en elementos *LIL* respecto a los *HFS*, con anomalías muy positivas en Rb y Th, y una anomalía negativa en Ba. A partir del Nb el comportamiento cambia levemente para las muestras, sobretodo en el Ce y Sm. PG-021 presenta un leve descenso en Sm, distinguiéndose de las otras.

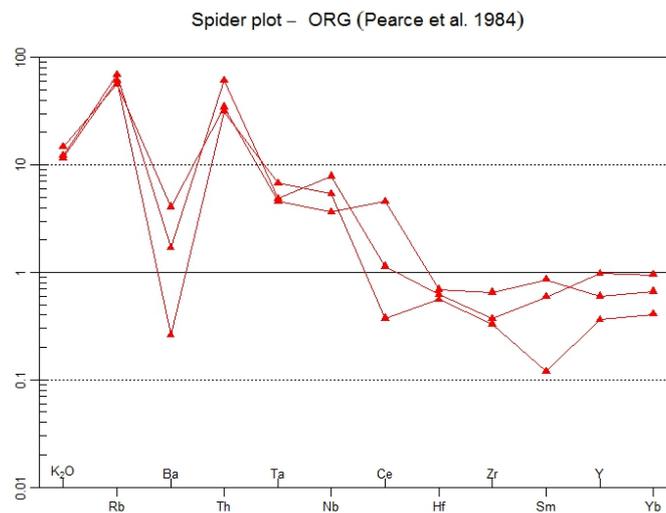


Figura 42. Normalización a ORG (Pearce *et al.*, 1984) para las muestras PG-007, 019 y 021. Simbología: Granitos biotíticos de grano grueso (triángulos llenos “▲”).

6.2.2.1.3. Facies leucogranitos de grano medio y facies de diques

La decisión de graficar estas muestras en conjunto se debe solamente a una simplificación, por ser pocas las muestras de estas facies (figura 43). El comportamiento de estas muestras es similar al tercer subgrupo de la facies granitos biotíticos de grano grueso, mencionado anteriormente. Están enriquecidas en elementos *LIL* respecto a los *HFS*, con anomalías muy positivas en Rb y Th, y una anomalía negativa en Ba. A partir del Ce, están empobrecidas en el resto de los *HFSE*. Los elementos más compatibles (Y, Yb) se van incrementando, aunque sólo en un caso superan la normalización. Una muestra que no presenta la gran anomalía negativa en Ba es la PG-012, uno de los diques de leucogranito que recorta a los granitos biotíticos de grano grueso.

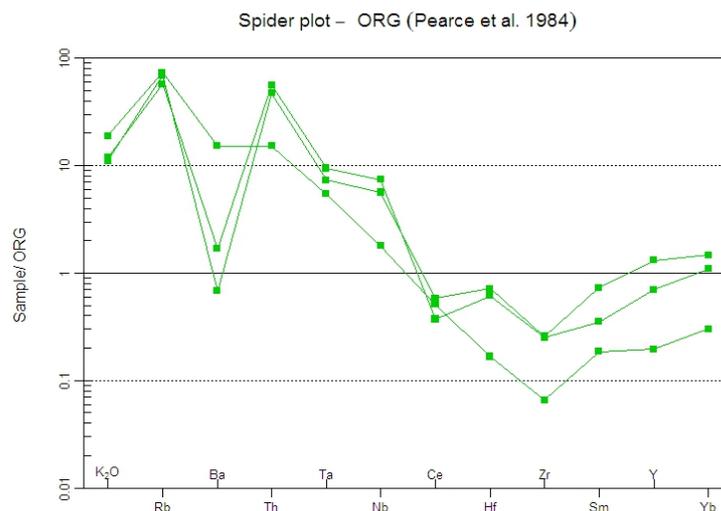


Figura 43. Spidergram normalizado a ORG (Pearce *et al.*, 1984) para las muestras: leucogranitos y diques (cuadrados llenos "■"=PG-004, 005, 012).

6.2.2.1.4. Granito Barriga Negra

Estas muestras presentan comportamientos variados para la normalización a ORG (Pearce *et al.*, 1984). Se puede observar que una de ellas posee una anomalía positiva en Th (más de cien veces el factor de normalización), y otra posee una anomalía negativa en Ba. En términos generales, están enriquecidas en los *LIL* (K, Rb y Ba), mientras que

para los *HFS* solamente el Th muestra enriquecimientos mayores a las diez veces la normalización. Para el resto de los *HFS*, se ven en general empobrecimientos a partir del Hf (figura 44). Estos comportamientos confirman que el Granito Barriga Negra no está vinculado genéticamente al Complejo Polanco.

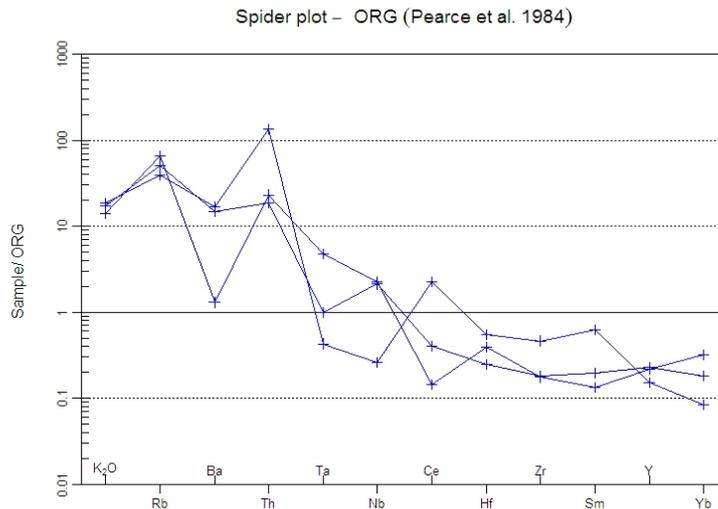


Figura 44. Spidergram normalizado a ORG (Pearce *et al.*, 1984). Simbología: Granito Barriga Negra (signo positivo “+”).

6.2.2.1.5. Granito Arroyo Mangacha

Con comportamiento muy similar a la facies de granitos hornblendo-biotíticos, esta muestra está enriquecida casi treinta veces la normalización en elementos *LIL* (K, Rb, Ba), iguala aproximadamente la normalización en elementos *HFS* (Ta, Nb, Hf, Zr, Sm) y tiene una leve anomalía positiva en Ce, y se encuentra empobrecida en Y e Yb.

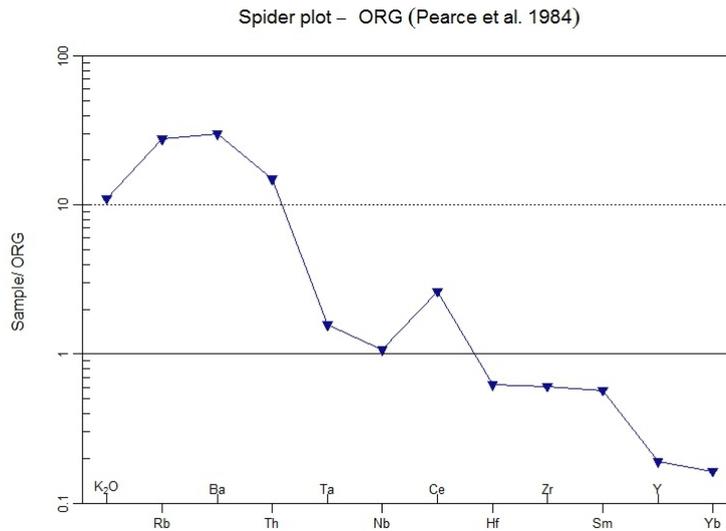


Figura 45. Spidergram normalizado a ORG (Pearce *et al.*, 1984). Simbología: Granito Arroyo Mangacha (triángulo lleno invertido “▼”).

6.2.2.1.6. Protomilonita del Basamento

Al igual que el Granito Arroyo Mangacha, esta muestra presenta un patrón casi idéntico a la facies de granitos hornblendo-biotíticos (figura 46).

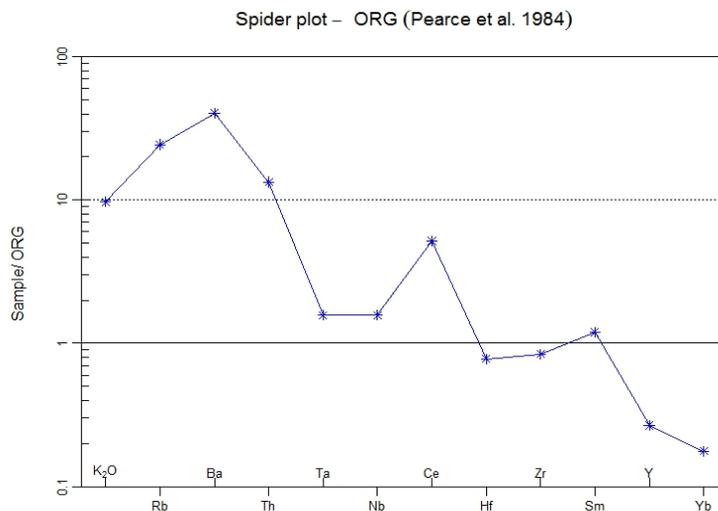


Figura 46. Spidergram normalizado a ORG (Pearce *et al.*, 1984). Muestra PG-014, basamento “*”.

6.2.2.2. Elementos Tierras Raras

En cuanto a los contenidos en elementos tierras raras, en la siguiente tabla se muestran sus principales concentraciones y razones para todas las muestras.

	Complejo Polanco						GBN (n=3)		GAM (n=1)	Basam. (n=1)
	Facies Granitos hornblendo- biotíticos (n=5)		Facies granitos biotíticos de gr. grueso (n=10)		Facies leucogranitos y diques (n=3)		Máx	Mín		
	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín				
ΣREE (ppm)	243,64	75,17	320,91	12,36	105,17	50,59	173,26	23,67	218,62	455,19
La_N/Lu_N	70,76	10,15	95,99	1,66	2,84	0,35	35,93	0,77	35,21	71,89
Ce_N/Yb_N	37,46	8	64,25	1,03	1,92	0,39	30,5	0,51	18,24	33,19
Eu/Eu*	1,6	0,81	1,94	0,13	0,8	0,02	0,59	0,52	0,83	0,87

Tabla 6. Valores de algunas razones de elementos tierras raras.

La mayoría de las muestras con los mayores contenidos en tierras raras contienen minerales accesorios como esfeno, circón, epidoto apatito y turmalina. El esfeno en particular es concentrador de tierras raras medianas y elementos como U, Th, Sc e Y, y el circón concentra U, Th, Ce y La, al igual que el epidoto, el apatito concentra tierras raras livianas y la turmalina concentra todos estos elementos (Hibbard, 1995).

A partir del gráfico multielemental por abundancia de elementos tierras raras, utilizando la normalización a condritas de Boynton (1984) se pueden ver distintos comportamientos para las muestras.

6.2.2.2.1. Facies granitos hornblendo-biotíticos

Los ejemplares de la facies granitos hornblendo-biotíticos muestran un patrón de enriquecimiento en todas las tierras raras respecto a la normalización. Las tierras raras livianas están enriquecidas con respecto a las pesadas ($La_N/Yb_N = 52,44-9,90$). El fraccionamiento es moderado. Las TTRR livianas superan el enriquecimiento en un factor de 100, ($La_N/Sm_N = 7,42-3,20$) mientras que las TTRR pesadas no superan un factor de 10 ($Eu_N/Yb_N = 1,99-8,00$). Puede observarse un cambio en el comportamiento a partir del Eu, con dos muestras más empobrecidas en las tierras raras pesadas. Se trata de las muestras PG-002 y 017, correspondiente a los microgranitos. Este comportamiento se explica (al igual que como sucede en la normalización a ORG) por la ausencia de hornblenda en estas muestras, pues la misma concentra tierras raras pesadas.

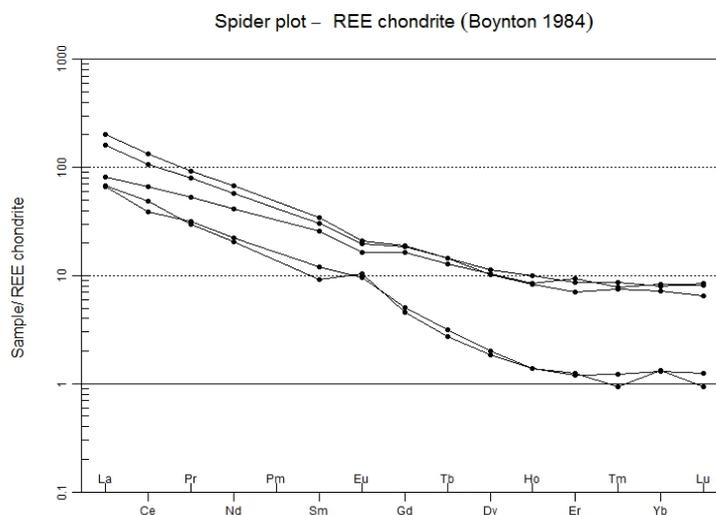


Figura 47. Spidergram de abundancia de ETR normalizado a condritas de Boynton (1984) para la facies de granitos hornblendo-biotíticos.

6.2.2.2.2. Facies granitos biotíticos de grano grueso

La facies de granitos biotíticos de grano grueso presenta variaciones en su comportamiento, al igual que cuando se la normaliza a ORG. Responden a los

diferentes contenidos en elementos tierras raras que posee cada muestra, como puede observarse en la figura 48.

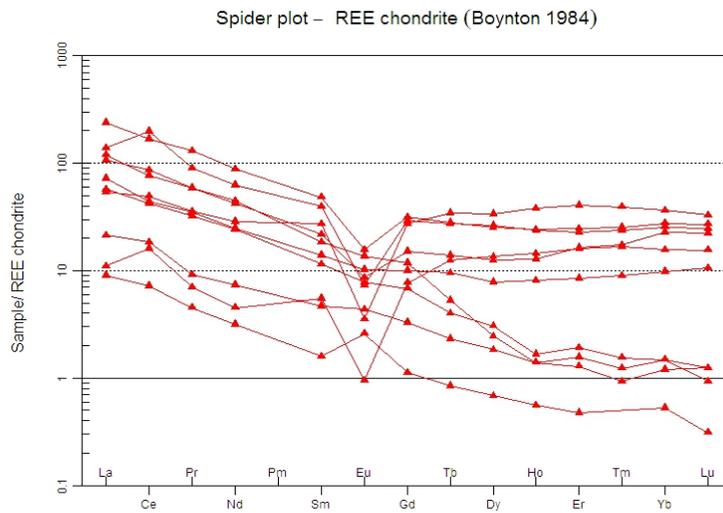


Figura 48. Spidergram de abundancia de ETR normalizado a condritas (Boynton, 1984) para la facies granitos biotíticos de grano grueso.

De acuerdo a estos comportamientos, también se pueden dividir en subgrupos. Un subgrupo sin anomalía negativa en Eu, uno con anomalía negativa en Eu y otro con anomalía positiva en Eu. El grupo de muestras sin anomalía negativa en Eu está compuesto por las muestras: PG-009, 013, 022 y 023. Al igual que la facies de granitos hornblendo-biotíticos, estas muestras están enriquecidas en tierras raras livianas respecto a las pesadas, pero el factor de enriquecimiento es menor en este caso pues apenas llega a las 100 veces en las livianas y en las pesadas no alcanza las 10 ($La_N/Yb_N = 99,51-7,33$; $La_N/Sm_N = 64,25-4,48$ y $Eu_N/Yb_N = 11,37-1,04$).

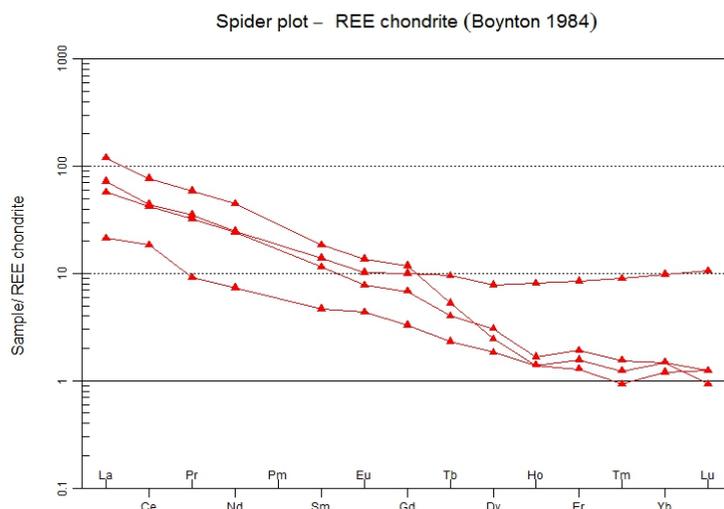


Figura 49. Spidergram de abundancia de ETR normalizado a condritas (Boynton, 1984) para la facies granitos biotíticos de grano grueso. Muestras: PG-009, 013, 022 y 023.

El grupo con anomalía negativa en Eu está conformado por las muestras PG-007, 018, 019, 020 y 021 (figura 50). Superan diez veces la normalización en el contenido total de tierras raras. Están enriquecidas en tierras raras livianas respecto a las pesadas, en algunos casos el enriquecimiento no es muy significativo ($La_N/Yb_N = 0,70-8,61$). Se observan variaciones dentro de las tierras raras livianas, con disminución en el contenido desde el La hasta el Sm ($La_N/Sm_N = 1,99-4,94$). Por otra parte, las tierras raras pesadas no parecen presentar variaciones considerables, sino más bien muestran un contenido constante desde el Gd al Lu ($Gd_N/Lu_N = 0,49-1,18$). La anomalía negativa en Eu varía de 0,13 a 0,47 (Eu/Eu^*), sugiriendo fraccionamiento de la plagioclasa.

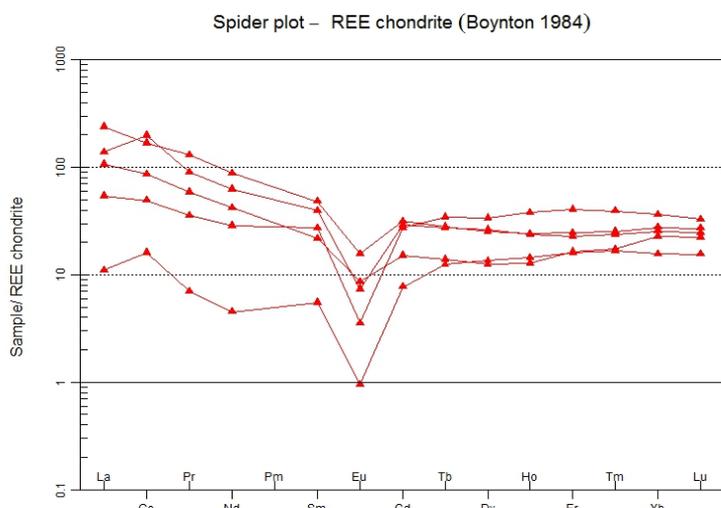


Figura 50. Spidergram de abundancia de ETR normalizado a condritas (Boynton, 1984) para la facies granitos biotíticos de grano grueso. Muestras: PG-007, 018, 019, 020 y 021.

El grupo con anomalía positiva en Eu lo conforma una sola muestra, PG-006. La misma posee un enriquecimiento no mayor a 10 veces la normalización. Está enriquecida en tierras raras livianas respecto a las pesadas ($La_N/Yb_N=17,16$). Tanto para las tierras raras livianas como para las pesadas, se ve un decrecimiento en las mismas ($La_N/Sm_N=5,68$ y $Gd_N/Lu_N=3,61$) y tiene una leve anomalía positiva en Eu ($Eu/Eu^*=1,94$). Esto sugiere la presencia de feldespato cumular. Los contenidos de tierras raras pesadas están por debajo del factor de normalización.

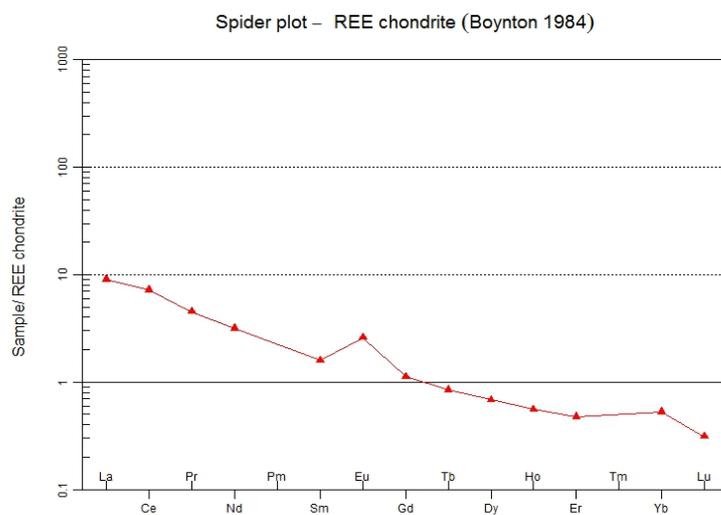


Figura 51. Spidergram de abundancia de ETR normalizado a condritas (Boynton, 1984) para la facies de granitos biotíticos de grano grueso, muestra PG-006.

6.2.2.2.3. Facies de leucogranitos de grano medio y facies de diques

Las muestras de leucogranitos de grano medio y diques también presentan variaciones. Dos de ellas presentan una anomalía negativa en Eu (PG-004 y 005, $Eu/Eu^*=0,02-0,8$), mientras que PG-012 no la presenta. Esta última uno de los diques de leucogranito que recorta a la facies de granitos biotíticos de grano grueso, mientras que las demás son los diques de microgranito y el leucogranito de grano medio. Están enriquecidas casi cincuenta veces en tierras raras en comparación con la normalización. Presentan un leve enriquecimiento en tierras raras pesadas respecto a las livianas, con $La_N/Yb_N=0,34$ a $0,54$ a excepción de PG-012 la cual se comporta de manera opuesta ($La_N/Yb_N=2,92$).

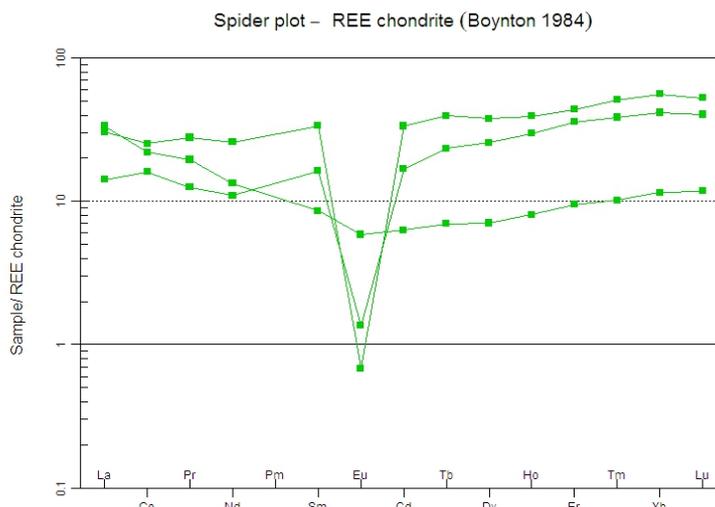


Figura 52. Spidergram de abundancia de ETR normalizado a condritas (Boynton, 1984) para las facies de leucogranitos de grano medios y de diques (cuadrados llenos “■”=PG-004, 005, 012).

6.2.2.2.4. Granito Barriga Negra

En términos generales, las tres muestras del Granito Barriga Negra presentan anomalías negativas en Eu, aunque no son pronunciadas ($Eu/Eu^* = 0,52-0,59$). Todos los contenidos superan la normalización a condritas. En cuanto al enriquecimiento en tierras raras livianas respecto a pesadas, pueden observarse diferencias. Una muestra que se encuentra enriquecida considerablemente (PG-015, $La_N/Yb_N = 38,34$) y dos que no (PG-011 y 016, $La_N/Yb_N = 0,84-3,84$). Respecto al comportamiento de las tierras raras livianas, hay un empobrecimiento general desde el La al Sm ($La_N/Sm_N = 1,69-4,30$). Para las tierras raras pesadas, dependiendo de la muestra, hay tanto empobrecimiento como enriquecimiento desde el Gd al Lu, siendo que PG-015 se empobrece ($Gd_N/Lu_N = 4,68$), PG-011 se enriquece ($Gd_N/Lu_N = 0,49$) y PG-016 se mantiene constante ($Gd_N/Lu_N = 1,12$).

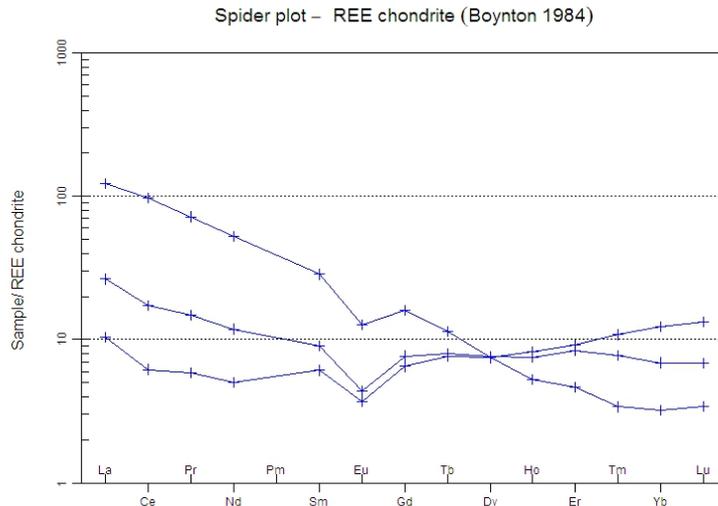


Figura 53. Spidergram de abundancia de ETR normalizado a condritas (Boynton, 1984) para las muestras de Granito Barriga Negra (PG-011, 015 y 016).

6.2.2.2.5. Granito Arroyo Mangacha

El comportamiento para esta muestra es similar al de los granitos hornblendo-biotíticos.

Con un enriquecimiento general en elementos tierras raras respecto a las condritas,

tierras raras livianas enriquecidas respecto a pesadas y sin anomalía en Eu.

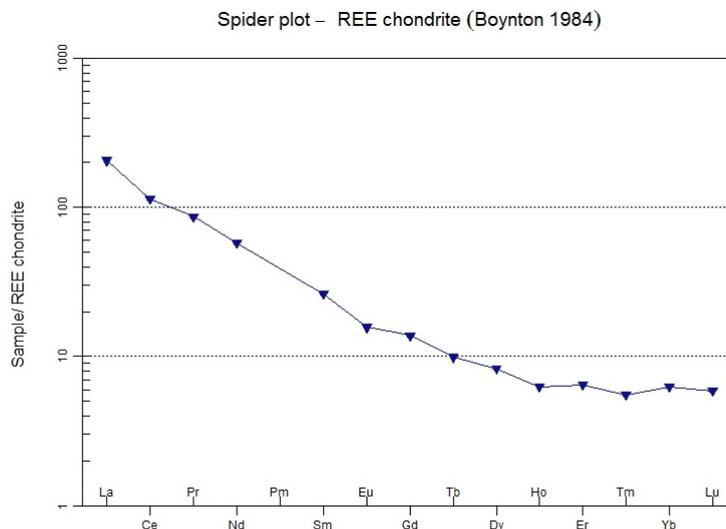


Figura 54. Spidergram de abundancia de ETR normalizado a condritas (Boynton, 1984) para el Granito Arroyo Mangacha. (PG-010).

6.2.2.2.6. Protomilonita del Basamento

Al igual que el Granito Arroyo Mangacha, esta muestra también se comporta como la

facies de granitos hornblendo-biotíticos. Tiene enriquecimiento respecto a la normalización, está enriquecida en tierras raras livianas respecto a pesadas, sin anomalía en Eu.

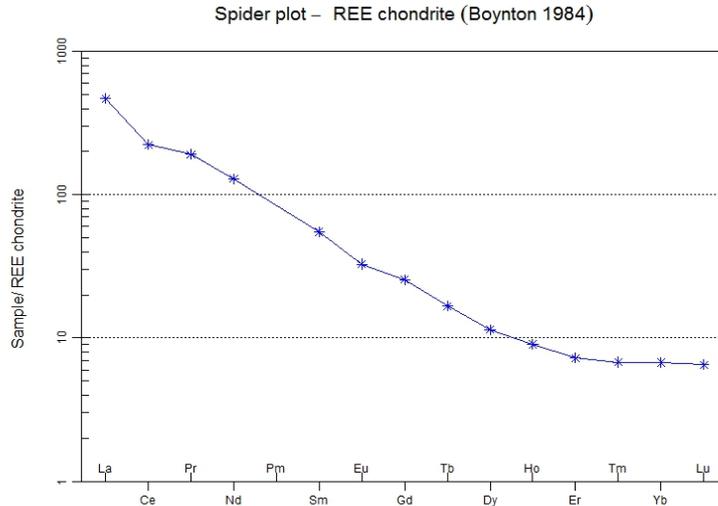


Figura 55. Spidergram de abundancia de ETR normalizado a condritas (Boynton, 1984) para la muestra de basamento, PG-014.

6.3. Contrastes entre las facies del Complejo Polanco

De acuerdo con todo lo expuesto anteriormente, se puede indicar que dentro del Complejo Polanco existen diferencias químicas y petrográficas entre facies e intra-facies. Estas diferencias se fueron señalando en el transcurso del capítulo. En base a los diagramas tipo Harker de elementos mayores, se pueden observar correlaciones entre las mismas, con lo que podrían estar relacionadas genéticamente por procesos de diferenciación como cristalización fraccionada o AFC (asimilación cortical+cristalización fraccionada). Pero al analizar los elementos traza estas correlaciones no son muy claras, evidenciando una componente de mezcla por entrada de otro pulso magmático para las muestras. De estos diagramas se extrae que la facies de granitos hornblendo-biotíticos no tiene el mismo origen que las demás facies.

Para la facies de granitos hornblendo-biotíticos, tal como fue observado en la

petrografía, existen diferencias dentro de la misma, como la ocurrencia de microgranitos. La facies típica corresponde químicamente a tonalitas, conformadas por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, hornblenda, biotita y minerales accesorios como esfeno, circón, apatito, epidoto, clorita y magnetita. Están recortados por diques máficos y contienen enclaves anfibólicos. Los microgranitos corresponden químicamente a granitos, en donde la biotita es un accesorio común junto con los minerales opacos. Ambas variantes están recortadas por diques de leucogranitos de grano fino.

Respecto al comportamiento químico de la facies de granitos hornblendo-biotíticos, las principales diferencias se ven en los elementos mayores y en las tierras raras. Tanto las tonalitas como los microgranitos tienen afinidad calco-alcalina de alto K, pero las muestras de tonalitas presentan asignaturas metaluminosas debido al contenido de hornblenda y biotita, mientras que los microgranitos son peraluminosos, muy félsicos. Analizando el contenido de los elementos traza, tanto las tonalitas como los microgranitos contienen alto Sr y Ba, y bajo Y y Nb. El alto contenido en Ba junto con el bajo contenido en Nb, muestran comportamientos típicos de suites calco-alcalinas, de acuerdo con los datos presentados por Brown (1982). Asimismo, al plotear estas muestras en los *spidergrams* normalizados a ORG de Pearce *et al.* (1984), los elementos más incompatibles muestran enriquecimientos, mientras que el Hf, Zr, Sm, Y e Yb son bajos. Este factor de enriquecimiento decrece con el incremento de la compatibilidad, similar a lo que ocurre con los granitos calco-alcalinos de márgenes continentales activos y ambientes post-colisionales presentados por Pearce *et al.* (1984). Al analizar sus patrones de tierras raras, se observan enriquecimientos en tierras raras livianas respecto a pesadas, por encima del factor de normalización y una ausencia de la

anomalía en Eu. En los microgranitos se ve un empobrecimiento mayor que las tonalitas en tierras raras pesadas. Esto es debido a que las tonalitas contienen hornblenda, que en particular es concentradora de tierras raras pesadas y los microgranitos no. La ausencia de anomalías en Eu para estas muestras puede responder a diversas causas. Una de ellas puede ser la fuente del magma, que según Cullers y Graf (1984) las rocas eclogíticas o las granulitas máficas pueden ser fuentes de magmas que no presentan anomalías en Eu, o bien que, siguiendo la propuesta de Gromet y Silver (1983) la fuente del magma contenía hornblenda. Por otro lado, el proceso de cristalización fraccionada de plagioclasa, hornblenda y biotita podría compensar la existencia de una anomalía en Eu, pues la plagioclasa empobrece al fundido en Eu y la hornblenda lo concentra, además de rechazar las tierras raras pesadas (Cullers y Graf, 1984). Por último, Cullers y Graf (1984) también proponen que el alto contenido en Ba y Sr impiden el desarrollo de las anomalías en Eu. Los autores proponen que estos parámetros, junto a la ausencia de la anomalía en Eu son los que corresponden a los granitos calco-alcalinos de márgenes continentales activos.

En la facies de granitos biotíticos de grano grueso también se observaron diferencias dentro de la misma, vinculadas a la composición química. De la facies, se observaron variaciones: granitos porfíricos de grano grueso (PG-009, 018, 020), granitos equigranulares de grano grueso (PG-007, 019, 021), y granitos equigranulares de grano medio a fino (PG-006, 013, 022, 023). Todos poseen una mineralogía similar, de cuarzo, feldespatos alcalinos, plagioclasa, biotita (en ocasiones como accesorio), y algunas con fases accesorias como opacos (magnetita y hematita), muscovita, circón, esfeno y epidoto. De acuerdo a sus elementos mayores califican todas como granitos/granitos

alcalinos, de afinidad calco-alcalina de alto K, y carácter peraluminoso muy félsico. Cuando se toman en cuenta los elementos Ba, Sr, Rb, Y y Nb, se observan muestras con alto Ba-Sr, bajo Nb-Y y viceversa. Asimismo, analizando los elementos tierras raras, aparecen patrones con y sin anomalías en Eu.

Los granitos equigranulares de grano medio a fino (PG-006, 013, 022 y 023) contienen alto Ba y Sr. Además, el contenido en Y y Nb es bajo para todas estas muestras. Estos contenidos, junto con los de elementos tierras raras, son similares a los de la facies de granitos hornblendo-biotíticos. Para el caso de estas muestras, la ausencia de anomalías en Eu puede explicarse por la composición de su fuente, que debió tener poca plagioclasa, como por ejemplo eclogitas o granulitas máficas. Según Cullers y Graf (1984), este tipo de magmas se toman como primarios y se asume que sufren fraccionamiento del feldespatos, produciendo posteriormente rocas con anomalías negativas en Eu. Siendo esto así, podrían considerarse como precursoras del resto de las muestras de esta facies, pues las demás contienen anomalías negativas en Eu. Dentro de estos granitos las muestras PG-006 y PG-013 presentan comportamientos ambiguos, pues el contenido en Ba es bajo (menor a 500 ppm) y el de Sr es alto (mayor a 300 ppm), sin embargo califican como muestras de alto Ba-Sr (Tarney y Jones, 1994). Además, PG-006 presenta una leve anomalía positiva en Eu, aspecto no muy común para rocas graníticas. La causa de esta anomalía puede deberse a que su fuente contenía gran cantidad de feldespatos-K (Cullers y Graf, 1984). Como se expresó para la facies de granitos hornblendo-biotíticos, todas estas muestras exhiben comportamientos típicos de suites calco-alcalinas, según Brown (1982).

Los granitos equigranulares de grano grueso (PG-007, 019, 021) contienen bajo Ba y Sr. Estos contenidos son típicos de series graníticas alcalinas, característica que confirma

que estos granitos no tienen afinidad shoshonítica, ni peralcalina. Los contenidos en Y y Nb son altos (más de 30 ppm). Asimismo, estas muestras contienen un patrón de tierras raras con anomalías negativas en Eu. Estas anomalías negativas de Eu muestran que la fuente de estos magmas era rica en feldespatos residual, pudiendo ser rocas como tonalitas, granulitas silíceas, meta-cuarzodioritas, o rocas metasedimentarias (metagrauvascas o metapelitas) (Cullers y Graf, 1984). Además, teniendo en cuenta los procesos de formación de los mismos, en estos granitos se requirió al menos dos etapas de fusión y cristalización involucrando al feldespato (Cullers y Graf, 1984).

En los granitos porfiríticos de grano grueso (PG-009, 018, 020), ocurren comportamientos de ambigua interpretación, el contenido en Ba es medio a alto, pero el de Sr es bajo, y el de Nb-Y es medio a alto. A pesar de esto, califican como rocas de bajo Ba-Sr (Tarney y Jones, 1994). Los contenidos confirman la afinidad alcalina de las muestras. Además, PG-018 y PG-020 contienen un patrón de tierras raras con leve anomalía negativa en Eu, mientras que PG-009 no la posee.

Para la facies de leucogranitos de grano medio y diques solamente se notaron variaciones en el tamaño de grano y en el caso concreto de los diques, su coloración era diferente, por ello se denominaron diques leucócratas y de microgranitos, con mineralogías que varían poco entre sí. El dique leucócrata recorta a la facies de granitos biotíticos de grano grueso, en particular a los granitos porfiríticos de grano grueso, mientras que el microgranito recorta al Granito Barriga Negra. Tanto los diques como los leucogranitos de grano medio están compuestos por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita y minerales opacos. Respecto a sus elementos mayores, son granitos alcalinos, de tendencia calco-alcalina de alto K, peraluminosos muy félsicos. Las

diferencias que poseen entre sí, se dan más que nada en los elementos trazas para los diques. El dique de leucogranito contiene alto Ba, bajo Sr y medio Nb-Y y el dique de microgranito contiene bajo Ba-Sr y alto Nb-Y. Respecto a los elementos tierras raras, el dique de leucogranito no posee anomalía negativa en Eu y está enriquecido en tierras raras livianas respecto a pesadas, mientras que el dique de microgranito sí posee anomalía en Eu y además presenta leves enriquecimientos en tierras raras pesadas respecto a livianas. Para la muestra de los diques de leucogranito, exhibe un comportamiento similar a la variante porfírica de grano grueso a la cual este dique está recortando. En el caso del dique de microgranito, el comportamiento es similar a los granitos equigranulares de grano grueso (de la facies granitos biotíticos de grano grueso).

El leucogranito de grano medio presenta bajos contenidos en Ba-Sr y altos contenidos en Nb-Y, con anomalía negativa en Eu y leves enriquecimientos en tierras raras pesadas respecto a livianas. De esta manera, se manifiesta en el leucogranito de grano medio composiciones similares con los granitos equigranulares de grano grueso (de la facies granitos biotíticos de grano grueso). Son contenidos típicos de series graníticas alcalinas, característica que confirma que estos granitos tampoco tienen afinidad shoshonítica ni peralcalina.

6.4. Comparación entre el Complejo Polanco y las demás unidades

Como se ha mencionado previamente, las demás unidades analizadas fueron granitoides de Barriga Negra, el Granito Arroyo Mangacha y una muestra de basamento. Los dos últimos tienen composiciones similares a la facies de granitos hornblendo-biotíticos, para elementos mayores. Sólo se distinguen por la saturación en aluminio (son

peraluminosas l-p y m-p), mientras que para los trazas, también contienen alto Ba-Sr, y bajo Y-Nb y sus patrones de tierras raras exhiben enriquecimiento en las TR livianas respecto a las pesadas, sin anomalías en Eu. Gaucher *et al.* (2014) consideran la posibilidad de que el Granito Arroyo Mangacha pertenezca al mismo cuerpo granítico que la facies de granitos hornblendo-biotíticos (al que denominan Granito Sierra de Cabral) pues tienen características petrográficas y edades similares (583 ± 7 y 586 ± 11 Ma, respectivamente). En base a todos los datos que se arrojaron en este trabajo y tomando en cuenta los datos geocronológicos, se propone confirmar la semejanza de ambos cuerpos, tratándose el Granito Arroyo Mangacha de un plutón aislado, perteneciente a la facies granitos hornblendo-biotíticos del Complejo Polanco.

Para el Granito Barriga Negra, las tres muestras analizadas tienen diferencias entre sí y semejanzas con alguna facies (o variante de las mismas) del Complejo Polanco. La muestra PG-015, que contiene una masa de alteración con recristalización de cuarzos y formación de turmalina y sericita, tiene concentraciones de elementos traza similares a la facies de granitos hornblendo-biotíticos y a los granitos equigranulares de grano medio a fino de la facies de granitos biotíticos de grano grueso (Alto Ba-Sr, bajo Nb-Y), y con mayor contenido de Th (108,6 ppm) lo que genera una gran anomalía positiva al normalizarla a ORG (Pearce *et al.*, 1984). Otra de las muestras, PG-011, que corresponde a un granófiro, contiene composiciones de elementos trazas similares a los granitos equigranulares de grano grueso (de la facies granitos biotíticos de grano grueso), y a la facies de leucogranitos y diques (Bajo Ba-Sr y medio a alto Nb-Y). Finalmente, la muestra PG-016, que corresponde a una cuarzo-sienita, se comporta similar a los granitos porfíricos de grano grueso (facies granitos biotíticos de grano grueso), conteniendo alto Ba, bajo Sr, y medio a alto Nb-Y. Al considerar sus elementos

tierras raras, las tres muestras poseen una leve anomalía negativa en Eu.

Analizando más las posibles fuentes y procesos de formación, se analizan los diagramas propuestos por Patiño Douce (1999) y Hofmann (1988). El primero es el diagrama $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$, que tiene delineados los campos de composiciones de diferentes fundidos producidos por fusión experimental de rocas metasedimentarias. El segundo es el diagrama Nb/Th vs Nb, en el cual se normalizan las composiciones químicas promedio de la corteza continental y la oceánica a valores del manto primitivo (representado por MORB). Los campos composicionales de la corteza continental, MORB, OIB y Arco volcánico derivan de Schmidberger y Hegner (1999).

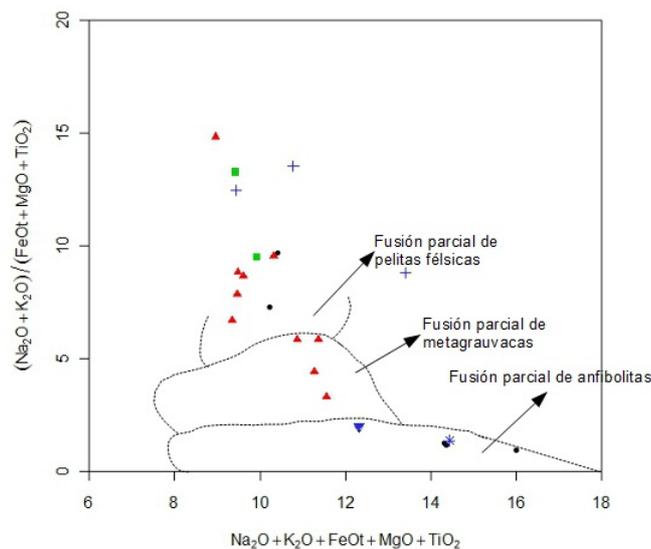


Figura 56. Diagrama de Patiño Douce (1999). (muestra PG-012 no se plotea [tiene +50 en y]).
Simbología: Granitos hornblendo-biotíticos (círculos llenos “●”), granitos biotíticos de grano grueso (triángulos llenos “▲”), leucogranitos de grano medio y diques (cuadrados llenos “■”), Granito Barriga Negra (signo positivo “+”), Granito Arroyo Mangacha (triángulo lleno invertido “▼”), basamento (asterisco “*”).

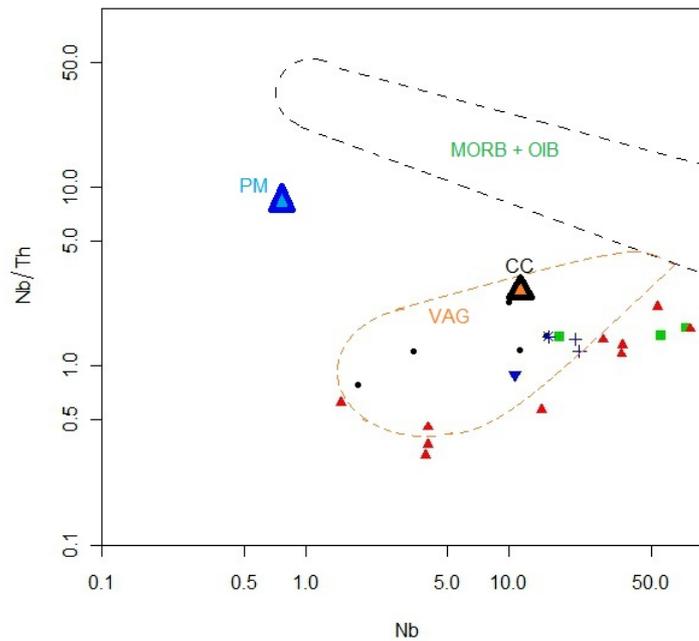


Figura 57. Diagrama de Hofmann (1988). VAG= Arco volcánico. CC= Corteza Continental. PM= Manto Primitivo. MORB+OIB= *Mid Ocean Ridge* y *Ocean Island Basalts*. Simbología ídem figura anterior.

En el diagrama de Nb/Th vs. Nb se ve una tendencia general a proveniencias de arco volcánico, mientras que el campo de MORB y OIB (equivalente también a intraplaca) permanece vacío.

En el diagrama propuesto por Patiño Douce (1999) se observa que algunas muestras pueden derivar de la fusión parcial de anfibolitas, metagrauvascas o pelitas. El origen a partir de anfibolitas podría ser plausible para los granitos hornblendo-biotíticos, pues como se dijo anteriormente, sus patrones de tierras raras y la presencia de enclaves aluden a una fuente con suficiente hornblenda residual. Pero estos enclaves pueden ser anfibolitas o porciones acumuladas del mismo magma, cuestión que no puede descifrarse sin el uso de microsonda para comparar cualitativamente las composiciones del enclave y la roca caja. En cuanto a las demás muestras, por ejemplo la facies de granitos biotíticos de grano grueso, algunas concuerdan con el origen a partir de metagrauvascas que se consideró anteriormente, también las que entran en el campo de fusión de pelitas. Otras muestras se salen del campo de fusión de pelitas, lo que indica

que estuvieron sujetas a otros procesos de formación, como cristalización fraccionada y/o contaminación crustal y/o alteración *subsolidus*. De todas maneras, son intentos de simplificación para poder conocer las fuentes de estos magmas, y no tienen en cuenta la participación del manto, el cual aparenta estar involucrado en la formación de varias de las facies del Complejo Polanco.

6.5. Consideraciones sobre el ambiente tectónico

La idea principal de esta sección es agrupar toda la información existente y obtenida para analizar el posible ambiente de formación del Complejo Polanco. Es claro que el intento de discriminación tectónica para granitos en base a datos químicos es un tema discutible y que las rocas graníticas son el reflejo de su fuente, y no de su ambiente de formación (Liégeois, 1998). Con pocas evidencias y pocos datos químicos no es válido realizar una conclusión sobre esto, solo un direccionamiento.

En el Complejo Polanco, al graficar sus muestras en el diagrama de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984), las mismas entran tanto en el campo de granitos de arco volcánico, como en sin-colisionales y de intraplaca. Mayoritariamente caen en el campo de granitos post-colisionales definido posteriormente por Pearce (1996). Además, se observa para las mismas una tendencia calco-alcalina evolucionando a calco-alcalina de alto K y a alcalina. Esta evolución se evidencia en estos diagramas como en un incremento de la “componente intraplaca” en el magmatismo (en el sentido de Brown *et al.*, 1984). Según Liégeois (1998), la serie calco-alcalina de alto K es particularmente abundante en el periodo post-colisional, y el magmatismo alcalino también se ve privilegiado en ambientes post-colisionales como anorogénicos. Para las muestras con altos contenidos en Y y Nb, que concuerdan con bajos Ba-Sr y a su vez

con una mayor evolución y diferenciación, los contenidos son típicos de intrusiones tardi- a post-orogénicas, interpretándose una evolución a partir de granitos tipo I- tanto metaluminosos como peraluminosos de bajo fósforo (Linnen *et al.*, 2014). Si se toman en cuenta a las muestras que grafican en el grupo de granitos de arco volcánico, que corresponden a la facies de granitos hornblendo-biotíticos y a los granitos equigranulares de grano medio a fino de la facies de granitos biotíticos de grano grueso, los procesos de asimilación y mezcla pueden desplazar las posiciones de estas rocas en los diagramas de clasificación, por ejemplo, una mezcla con rocas más máficas empobrecería al magma en Rb, Y y Nb y trasladaría los puntos desde el campo sin- o post-colisional hacia el campo de granitos de arco volcánico. Este proceso pudo ocurrir en particular para la facies hornblendo-biotítica, pues es la que contiene enclaves máficos. También, la actividad ígnea posterior y la alteración por fluidos podrían causar movilidad de muchos elementos incompatibles, desplazando nuevamente a algunas de las muestras hacia afuera del campo post-colisional. Las variaciones en la composición de los granitoides post-colisionales se relacionan directamente al hecho de que la composición química de este tipo de granitos se debe a las proporciones relativas de manto y corteza, y a la historia de enriquecimiento del manto involucrado (Pearce *et al.*, 1984).

Considerando otras investigaciones que involucran al cuerpo en estudio, Gaucher *et al.* (2014) asocian al Complejo Polanco a otros cuerpos intrusivos, subvolcánicos y extrusivos concernientes a un evento distensivo desarrollado en el período entre los 633 y 563 Ma. Según los autores, los cuerpos graníticos asociados a este evento son el Batolito Puntas del Santa Lucía (633 Ma), seguido por el Granito Lavaderos (610 Ma), el Granito Sierra de Cabral (586 Ma), el Granito Arroyo Mangacha (583 Ma) (ambos de

la facies granitos hornblendo-biotíticos, este trabajo), el Granito de Las Flores (586 Ma), el Granito Sobresaliente (585 Ma) (intruyen en el Terreno Nico Pérez) y el Granito de La Paz (585 Ma) (intruye en el Terreno Piedra Alta). Los autores consideran el clímax distensivo en los 585 Ma. Puntualmente, los datos químicos para la facies de granitos hornblendo-biotíticos (antes Granito Sierra de Cabral y Granito Arroyo Mangacha) obtenidos en este trabajo no se corresponden con los de granitos de ambientes anorogénicos. Asimismo, teniendo en cuenta los datos químicos del Granito Lavaderos (610 Ma), que está intruido por el Complejo Polanco (facies granitos biotíticos de grano grueso específicamente), y muestra una afinidad intraplaca (Cabrera 2014), si se graficaran sus contenidos en el diagrama de Pearce (1996), las muestras corresponderían a granitos post-colisionales. También, hay que considerar que dos de las muestras de ese cuerpo no deberían tomarse en cuenta, una por poseer cierres mayores al $100 \pm 0,5$ (100,78 %) y otra por contener un *LOI* elevado (4,14). De todas formas, si se tuviera en cuenta la posible afinidad intraplaca y anorogénica, al ser un granito más antiguo que los anteriores mencionados, el evento anorogénico de 610 Ma estaría seguido por un evento post-colisional con la presencia de la facies de granitos hornblendo-biotíticos a los 586-583 Ma, y la diferencia de tiempo en el paso de un escenario distensivo a otro de post-colisión es considerablemente pequeña, si no imposible. Teniendo en cuenta además el diagrama de Harris *et al.* (1986) no hay muestras que caigan en el campo de granitos de intraplaca, por lo tanto, en base a estas razones, un ambiente anorogénico no estaría soportado para el Complejo Polanco.

Concluyendo, las características del Complejo Polanco y su asociación con otros granitoides de similares composiciones indican un ambiente probablemente post-colisional/post-orogénico, con un aumento en la componente intraplaca. La generación

de magmas pudo darse a través de grandes zonas de cizalla activas durante el período, que perfectamente pudieron ser distensivas, con entrada de pulsos de magma más mantélico. También pudo originarse por procesos de delaminación, o *slab break off* (Liégeois, 1998).

6.6. Consideraciones sobre su nomenclatura

Como se dijo en el capítulo introductorio, según el Código Estratigráfico Norteamericano (2013) un complejo es una agrupación de litologías de dos o más clases genéticas, que pueden tener o no una estructura complicada. Es comparable a la *suite* y en consecuencia se nombra de la misma manera. Pero cuando la asamblea de rocas consiste en diversos tipos de una misma clase de roca, como en terrenos que exponen una variedad de rocas ígneas intrusivas (varios tipos de rocas graníticas), debe usarse el término “*suite intrusiva*”, “*suite plutónica*” o “*suite metamórfica*”, antes que el término “complejo”.

En el caso de las *suites*, correspondería llamar al Complejo Polanco como tal si se vieran evidencias de que los cuerpos plutónicos son sincrónicos, ubicados en un mismo espacio y tiempo. Las evidencias de campo para esto responden a contactos difusos entre los cuerpos, fragmentos de un cuerpo dentro de otro, presencia de diques sinplutónicos, entre otras. Excepto por los diques curvados, en el trabajo de campo no se observaron las otras evidencias. Esto no significa que no existan, sino que para considerar al Complejo Polanco como una *suite* se deberían hacer cortes y perfiles detallados viendo las relaciones de contacto entre las facies, las relaciones con el basamento y obtener datos geocronológicos. Si la geocronología resultara en que los cuerpos no son sincrónicos y las evidencias de campo indican que no conforman una

suite, se debería llamar a cada facies como un cuerpo granítico diferente. De todas maneras, los datos obtenidos hasta aquí no permiten definir que el Complejo Polanco sea una *suite*, ni que se trate de cuerpos graníticos que debieran llamarse diferente, por lo que se mantiene la nomenclatura originalmente propuesta por Preciozzi *et al.* (1981).

7. CONCLUSIONES

En base a los objetivos propuestos, se caracterizó petrográfica y geoquímicamente al Complejo Polanco, perteneciente a la magmatogénesis brasiliana.

El mismo posee cuatro facies con variaciones dentro de las mismas, tanto en aspectos petrográficos como geoquímicos. Una facies de granitos hornblendo-biotíticos, una facies de granitos biotíticos de grano grueso, una facies de leucogranitos de grano medio y una facies de diques de grano fino. La facies menos evolucionada es la de granitos hornblendo-biotíticos y las facies más evolucionadas son los leucogranitos de grano medio y los diques. Se destaca la complejidad del mismo en términos químicos, existiendo dentro de los mismos plutones concentraciones tanto altas como bajas en elementos trazas.

En términos generales, contiene afinidades calco-alcalinas de alto K a alcalinas, con la facies menos diferenciada metaluminosa y las demás facies peraluminosas.

La facies de granitos hornblendo-biotíticos es de alto Ba-Sr, bajo Y-Nb, sin anomalías en Eu y enriquecimiento en tierras raras livianas respecto a pesadas. El Granito Arroyo Mangacha forma parte de esta facies.

La facies de granitos biotíticos de grano grueso contiene variaciones, con granitos porfiríticos de grano grueso, equigranulares de grano grueso y equigranulares de grano medio a fino. Esta facies tiene composiciones variadas de Ba, Sr, Y y Nb así como patrones de elementos tierras raras con anomalías negativas y positivas en Eu y también patrones sin anomalía en Eu.

La facies de leucogranitos de grano medio contiene baja concentración de Ba-Sr y altos Nb-Y, un patrón de tierras raras con anomalía negativa en Eu y enriquecimiento en tierras raras pesadas respecto a livianas.

La facies de diques se encuentra recortando a todo el complejo, no exclusivamente a la facies de granitos hornblendo-biotíticos. Se reconocieron diques de leucogranitos y de microgranitos, en ocasiones curvos. Contrastan en contenidos en Y-Nb y Ba-Sr y en tierras raras, uno conteniendo anomalía negativa en Eu y el otro no.

Las variaciones dentro del Complejo Polanco son el resultado tanto de procesos de diferenciación magmática (cristalización fraccionada y asimilación cortical, actuando o no en conjunto), como de la entrada de diversos pulsos magmáticos, evidenciados por un aumento en la componente mantélica que pudo observarse en algunas muestras con valores elevados de Nb, Y, Yb, entre otros.

El ambiente tectónico de este complejo corresponde a post-colisional transicional a intraplaca, cuya generación de magmas se relaciona a zonas de cizalla activas en el período, y ocasionalmente a algún esfuerzo distensivo, cuya ocurrencia es común en la etapa post-colisión.

Se decide mantener la nomenclatura original de Preciozzi *et al.* (1981) aunque enmendada “Complejo Polanco” alentando la realización de estudios más detallados para confirmar si efectivamente se trata de una *suite* o de cuerpos graníticos que no guardan relación alguna, y deban llamarse cada uno de manera diferente.

8. BIBLIOGRAFÍA

A

- Ahrens, L., Pinson, W. y Kearns, M., 1952. Association of rubidium and potassium and their abundance in common igneous rocks and meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 2, pp. 229–242.
- Almeida, F., Hasui, Y., Brito Neves, B., 1976. The upper precambrian of South America. *Boletim IG*, Instituto de Geociencias, USP, v. 7, pp. 45-80.
- Almeida, F., Brito Neves, B., y Carneiro, C., 2000. Origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, v. 50, pp. 77–111.
- Almeida, F., Hasui, Y., Brito Neves, B., y Fuck, R., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, v. 17, pp. 1–29.

B

- Basei, M., Frimmel, H., Nutman, A., Preciozzi, F., Jacob, J., 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*, v. 139, pp. 195–221.
- Batchelor, R., y Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, v. 48, pp. 43-55.
- Bossi, J., y Ferrando, L., 2001. Carta geológica del Uruguay a escala 1/500.000. Versión digital 2.0 en CD-ROM. Facultad de Agronomía, Montevideo.
- 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*. Universidad de Extremadura,

Alicante, pp. 343-356.

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., Morales, H., Campal, N., Gancio, F., Piñeiro, D., Schipilov, A., y Sprechmann, P. 1998. *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000*. Geoeditores. Montevideo.

Boynton, W., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P., (ed), *Rare earth element geochemistry*, Elsevier, Ámsterdam, Holanda, pp.63-107.

Brown, G., 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. En: Thorpe, R. (ed), *Andesites: orogenic andesites and related rocks*, John Wiley & Sons, United Kingdom, pp. 437-460.

Brown, G., Thorpe, R., Webb, P., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, v. 141, pp. 413-426.

C

Cabrera, J., 2014. *Estratigrafía y petrografía de la sucesión carbonática de Manguera Azul, Departamento de Lavalleja, Uruguay*. Tesis de grado, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Uruguay.

Cox, K., Bell, J., y Pankhurst, R., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin (ed), Springer, Holanda, 450 pp.

Cullers R., y Graf, J., 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks - ore petrogenesis. En: Henderson, P., (ed),

Rare earth element geochemistry, Elsevier, Ámsterdam, Holanda, pp.275-308.

D

De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., y Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 Diagram and major-element analyses - It's relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, v. 29, pp. 183-210

E

El Bouseily, A., y El Sokkary, A., 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, v. 16, pp. 207-219.

F

Fragoso, A., Machado, R., y Gómez, C., 1987. Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o escudo do R.G do Sul: Curitiba, *III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, v. 2, pp. 791–809.

Fragoso, A., 1980. O Cráton do Río de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, Camboriú, Brasil., v.5, pp. 2879-2892.

Ferrando, L., y Fernández, A., 1971. Esquema tectónico cronoestratigráfico del predevoniano en Uruguay. *Anales XXV Congreso Brasileiro de Geología*, v. 1, pp. 199-210.

G

Gaucher, C., Sial, A., Frei, R., Ferreira, V., Frei, D., Bossi, J., y Cabrera, J., 2014.

- Magmatismo anorogénico ediacárico. En: Bossi, J., y Gaucher, C. (eds), *Geología del Uruguay* - Tomo I: Predevónico, Montevideo, Uruguay, pp. 283-298.
- Gaucher, C., Finney, S., Poiré, D., Valencia, V., Grove, M., Blanco, G., Pamoukaghlián, K., y Gómez Peral, L., 2008. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: Insights into the geological evolution of the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research*. v. 167, pp. 150-170.
- Gaucher, C., 1996. *Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay)*. Tesis doctoral, Universidad de Marburg, Alemania.
- Goñi, J., 1958. Consideraciones sobre la estratigrafía del Proterozoico y Eopaleozoico Uruguayos. *Boletín de la Sociedad Brasileira de Geología*, v. 7, pp. 91-97.
- Goñi, J., y Hoffstetter, R., 1964. Uruguay. Fascicule 9a, Lexique Stratigraphique International, Volume V. Amérique Latine. *Congres Géologique International and CNRS*, v. 5, 202 pp.
- Gromet, L. y Silver, L., 1983. Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.47, pp. 925-939.

H

- Harris, N., Pearce, J., y Tindle, A., 1986. Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. En: Coward, M., Ries, A., (eds), *Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, v. 19, pp. 67-81.
- Hartmann, L., Campal, N., Santos, J., McNaughton, N., Bossi, J., Schipilov, A., Lafon, J., 2001. Archean crust in the Río de la Plata Craton, Uruguay–SHRIMP U-Pb

zircon reconnaissance geochronology. *Journal South American Earth Sciences*, v. 14, pp. 557–570.

Hibbard, M., 1995. *Petrography to petrogenesis*. McConnin, R. (ed), Prentice Hall, New Jersey, USA.

Hofmann, A., 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and planetary science letters*, v. 90, pp. 297-314.

Hutchison, C., 1974. *Laboratory Handbook of Petrographic Techniques*. New York: John Wiley & Sons.

Hutchison, C., 1975. The norm, its variations, their calculation and relationships. *Schweizerische mineralogische und petrografische Mitteilungen*, v. 55, pp. 243–256.

I

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.

J

Janousek, V., Farrow, CM., 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.

L

Liégeois, J., 1998. Preface - Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, v.

45, pp. 15-17.

Linnen, R., Samson, I., Williams-Jones, A. y Chakmouradian, A., 2014. Geochemistry of the rare earth element Nb, Ta, Hf and Zr deposits. *Treatise on Geochemistry, Second Edition*, v. 13, pp. 543-568.

M

MacMillan, J., 1932. Observaciones geológicas en la parte Norte del Departamento de Lavalleja. *Boletín del Instituto de geología y perforaciones*, v. 16, pp. 12-37.

MacMillan, J., 1933. Terrenos Precámbricos del Uruguay (Carta geológica a escala 1/50,000). *Boletín del Instituto de geología y perforaciones*, v. 18.

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.

N

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2013. North American Stratigraphic Code. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 89 (11), pp. 1547-1591.

O

Oyhantçabal, P., 2005. *The Sierra Ballena Shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay*. Tesis doctoral, Universidad de Georg-August, Göttingen, Alemania.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., y Layer, P., 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during

transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano – Pan-African, Uruguay). *Lithos*, v. 98, pp. 141–159.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnakov, S., Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society*, v. 166, pp. 1075-1084.

P

Patiño Douce, A., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?. *Geological Society of London*, Special Publications, v. 168, pp. 55-75.

Pearce, J., Harris, N., y Tindle, A., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, pp. 956-983.

Pearce, J., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, v. 19, n° 4, pp. 120-125.

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.

Philipp, R., 1998. *A evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. Tesis doctoral, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil.

Philipp, R., y Machado, R., 2005. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, pp. 461-478.

Preciozzi, F., Spoturno, J., y Heinzen, W., 1979. *Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1:2.000.000*. Instituto Geológico: Ing. Terra Arocena, Montevideo.

Preciozzi, F., Basei, M., y Masquelin, H., 1999. Tectonic domains of the Uruguayan Precambrian shield. *II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, Córdoba. Argentina, pp. 344-345.

Preciozzi, F., Pena, S. y Arrighetti, R., 1981. *Síntesis geológica de la región Pan de Azúcar – Polanco*. Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE), Uruguay.

S

Sánchez Bettucci, L., 1998. *Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas – Piriápolis, Uruguay*. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Argentina.

Sánchez Bettucci, L., Cosarinsky, M., y Ramos, V., 2001. Tectonic setting of the Late Proterozoic Lavalleja Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay. *Gondwana Research*, v. 4, pp. 395–407.

Sánchez Bettucci, L., Oyhançabal, P., Page, S. y Ramos V., 2003a. Petrography and Geochemistry of the Carapé Complex, Southeastern Uruguay. *Gondwana Research*, v. 6, pp. 89–105.

Sánchez Bettucci, L., Peel, E. y Masquelin, H., 2010b. Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review*, v. 52, nº1, pp, 51-78.

Sánchez Bettucci, L., Peel, E. y Oyhançabal, P., 2010a. Precambrian geotectonic units of the Rio de la Plata Craton. *International Geology Review*, v. 52, nº1, pp, 32-50.

Sánchez Bettucci, L., Preciozzi, F., Basei, M., Oyhançabal, P., Peel, E., y Loureiro, J., 2003b. *Campanero Unit: A probable Paleoproterozoic Basement and its correlation to other units of southeastern Uruguay*. IV Simposio sudamericano de Geología Isotópica, Bahía, Brasil. [CD-ROM].

- Schmidberger, S. y Hegner, E., 1999. Geochemistry and isotope systematics of calc-alkaline volcanic rocks from the Saar-Nahe basin (SW Germany) – implications for Late Variscan orogenic development. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 135 (4), pp. 373-385.
- 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 pp.
- Steiger, R., y Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36(3), pp. 359-362.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, v. 12, pp. 1-33.

T

- Taylor, S., Emeleus, C. y Exley, C., 1956. Some anomalous K/Rb ratio in igneous rocks and their petrological significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 10, pp. 224–229.
- Tarney, J., y Jones, C., 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of the Geological Society*, v. 151, pp. 855-868.
- Thomas, J., Bodnar, R., Shimizu, N., y Chesner, C., 2003. Melt inclusions in Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. v. 53, nº1, pp.63-87.

U

- Umpierre, M., y Halpern, M., 1971. Edades Sr - Rb del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista Asociación Geológica Argentina*. Buenos Aires, Argentina. v. 26, pp. 133-155.

V

Villaseca, C., Barbero, L., y Herreros, V., 1998. *A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, v. 89, issue 02, pp. 113-119.

W

Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Edición del autor. Springer, Londres, Inglaterra.

Referencias web

Intendencia de Lavalleja, 2015. *LAVALLEJA, territorio diverso, productivo y natural*.

Una oportunidad para la inversión. [Internet]. Disponible desde

<<http://www.lavalleja.gub.uy/web/lavalleja/120>> [Acceso 15 de febrero 2015]

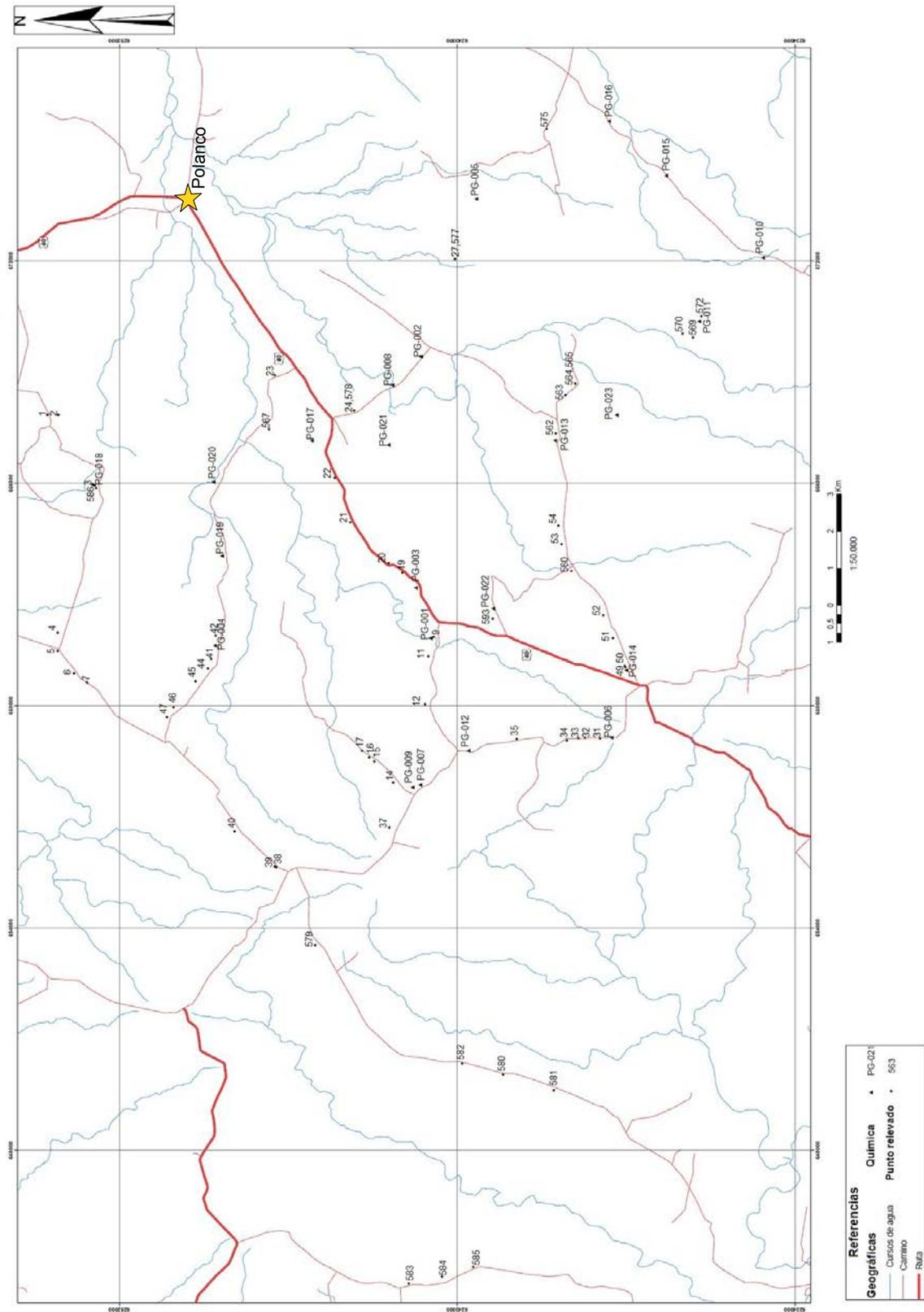
Instituto Nacional de Estadística, 2011. *Departamento: Lavalleja*. [Internet]. Disponible

desde <<http://www.ine.gub.uy/censos2011/resultadosfinales/lavalleja.html>>

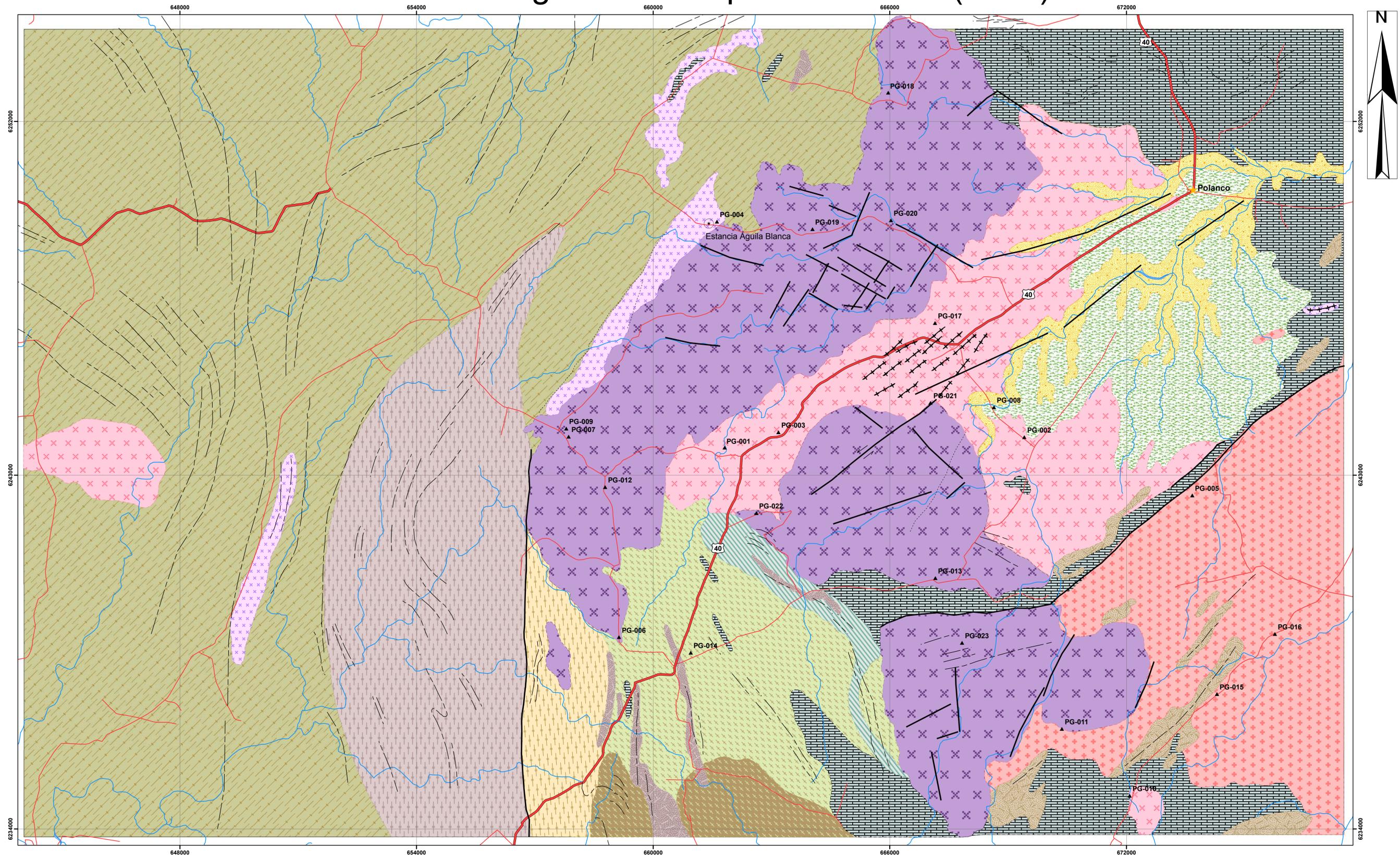
[Acceso 15 de febrero 2015]

9. ANEXOS

Anexo 1. Puntos de campo.



Carta Geológica del Fotoplano Polanco (G-24)



Referencias

<p>Geográficas</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ Cuerpos de agua — Cursos de agua — Ruta — Camino 	<p>Geológicas Litologías</p> <ul style="list-style-type: none"> Actual - Sin afloramientos Cuaternario Limolitas, arenas y conglomerados Precámbrico-Cámbrico Granitos Intrusivos Granitos biotíticos de grano grueso Granitos hornblendo-biotíticos Leucogranito de grano medio Diques de leucogranito Granitos leucócratos a biotita <div style="margin-left: 20px;"> <p>Complejo Polanco</p> <p>Granito Barriga Negra</p> </div>	<p>Granitos orientados</p> <ul style="list-style-type: none"> Granito a hornblenda y biotita Granito leucócrata Supracrustales Metareniscas Calizas y esquistos calcáreos Micaesquistos Basamento Cuarzitas Ortogneisses básicos Ortogneisses ácidos Basamento indiferenciado 	<p>Estructuras</p> <ul style="list-style-type: none"> Falla Falla inferida Lineamiento <p>Análisis químico</p> <ul style="list-style-type: none"> ▲ PG-016
---	---	--	--



1:50.000

Proyección UTM-Zona 21S
Elipsoide WGS 1984

Modificada de Preciozzi *et al.* (1981)
Patricia Gallardo
Año 2015

