

Petrografía y geoquímica del Plutón de Itupeva, São Paulo, Brasil

Viviana Marcela Monsalve Hernández

Trabajo de grado para optar por el título de geólogo

Director

Julián Andrés López Isaza

Candidato a Doctorado en Geociencias

Codirector

Valdecir De Assis Janasi

Doctor en geociencias

Universidad Industrial de Santander

Facultad de ingenierías físico-químicas

Escuela de geología

Bucaramanga

2017

DEDICATORIA

A mi madre, Nancy Hernández Arenas, porque con su apoyo, amor y consejo me ha mostrado que puedo ser mejor cada día y conseguir con esfuerzo y dedicación cada meta que me proponga. Ella es mucho más que la mujer que me dio la vida, ella es mi muy fiel mejor amiga.

A mi padre Nelson Monsalve Prada, de quién herede la fuerza y las ganas de no desistir ante las adversidades, de abrir los caminos y seguir adelante. Las personas que nos conocen creen que tenemos el mismo carácter y realmente me siento completamente orgullosa de ello.

A mis hermanos, Victor y Juanito, porque a pesar de las diferencias tengo la certeza de que siempre voy a contar con ellos.

A todas aquellas personas que ayudaron para que esta meta fuese posible, a mi familia, amigos, a las reinas, profesores y a quienes hacen que mi estadía en São Paulo sea una de las mejores experiencias.

A Liz, quién me mostró que no es necesario compartir lazos de sangre para sentirse en familia.

A él, por su amor y paciencia. Dicen que “probar lo amargo hace disfrutar lo dulce”, después de estos años, entiendo que significa. Gracias por el apoyo, la entrega y sobre todo las ganas de continuar aunque el camino no sea fácil. Andrés.

Los quiero

AGRADECIMIENTOS

A todos los profesores y funcionarios de la Escuela de geología de la Universidad Industrial de Santander, quienes ayudaron en mi formación, no solo profesional sino personal.

Al profesor Valdecir de Assis Janasi, por aceptar que yo hiciera parte de este proyecto bajo su orientación y acompañamiento permanente.

A los funcionarios del Instituto de geo ciencias de la Universidad de Sao Paulo, quienes con su amabilidad y ayuda hicieron que durante estos meses todo fuera más sencillo y agradable.

A las colombianas que se encuentran haciendo maestría y doctorado en la USP, por su colaboración y amistad.

A Giovanna Pereira de Souza, aspirante a doctorado, quién junto con el profesor Valdecir, apporto a mi crecimiento académico, a partir de su orientación.

TABLA DE CONTENIDO

Introducción	16
1. Localización	17
2. Objetivos	18
2.1. Objetivo general.....	18
2.2. Objetivos específicos	18
3. Metodología	18
4. Fundamentación bibliográfica	21
4.1. Contexto geológico.....	21
4.2. Antecedentes.....	22
5. Resultados	23
5.1. descripción macroscópica de las facies ígneas	24
5.1.1. Facies sienogranítica	25
5.1.2. Facies leucogranítica	28
5.1.3. Facies cuarzomonzonítica	29
5.1.4. Facies granítica porfídica	30
5.1.5. Enclaves microgranulares máficos	31
5.2. descripción petrográfica	35
5.2.1. Facies sienogranítica	36
5.2.2. Facies leucogranítica	44

5.2.3. Facies cuarzomonzonítica	48
5.2.4. Facies granítica porfídica	53
5.2.5. Enclaves microgranulares máficos	57
5.3. geoquímica	63
5.3.1. Diagramas de clasificación	66
5.3.2. Elementos mayores y menores	70
6. Discusión	74
6.1. Petrogénesis	74
6.1.1. Origen de los enclaves microgranulares máficos y su relación con la roca hospedante	74
6.1.2. Procesos de hibridación	75
7. Conclusiones.....	77
Referencias bibliográficas	80
Anexos.....	86

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Localización del Plutón Itupeva	17
Figura 2- Mapa esquemático del basamento cristalino al Sureste de Brasil. Tomado de: Janasi et al., 2009	21
Figura 3- Localización de las estaciones de campo.....	24
Figura 4- Aspecto general de la facies sienogranítica	25
Figura 5- Fenocristal redondeado de feldespatos alcalinos con textura rapakivi	26
Figura 6- Estructuras de foliación magmática dadas por la orientación de cristales tabulares de feldespatos alcalinos	26
Figura 7- Enclave microgranular félsico dentro de la facies sienogranítica.....	27
Figura 8- Dique aplítico cortando la roca sienogranítica	27
Figura 9- Aspecto general del leucogranito, donde se observa la presencia de epidota y un aglomerado de máficos.....	28
Figura 10- Aspecto general de la facies cuarzomonzonítica	29
Figura 11- Aspecto general de la facies granítica porfídica	30
Figura 12- Xenolito irregular de sienogranito en granito porfídico	30
Figura 13- Contacto entre granito porfídico y sienogranito	31
Figura 14- Contacto entre granito con tonalidad rosada y otro con una tonalidad más grisácea, debido a cambios composicionales.....	32
Figura 15- Enclave microgranular máfico redondeado dentro de la facies sienogranítica ..	32

Figura 16a- Enclaves microgranulares máficos con evidencia de disgregación a pequeños cuerpos irregulares de diferentes tamaños dentro del granito encajante	33
Figura 16b- Enclaves microgranulares máficos con formas sub-redondeadas, elipsoidales y almohadilladas, hospedados dentro de un cuerpo granítico	33
Figura 17- Enclave microgranular máfico con presencia de xenocristales de feldespato alcalino (algunos con textura rapakivi) y cuarzo, y granito porfídico en contacto irregular	33
Figura 18- Bandeamiento irregular de concentración de minerales máficos (Schlieren) asociado a un enclave microgranular máfico	34
Figura 19- Localización de las secciones delgadas analizadas.....	36
Figura 20- Aspecto general de la facies sienogranítica: a) Polarizador X, b) Polarizador //	37
Figura 21- Clasificación composicional de la facies sienogranítica.....	37
Figura 22- Inclusiones de cuarzo y plagioclasa en feldespato: a) IGN-63 y, b) CAB-109. Polarizadores cruzados	38
Figura 23- Textura rapakivi, donde el feldespato muestra alteración a sericita y la plagioclasa a sericita y saussurita (Polarizadores cruzados)	39
Figura 24- Lamelas sinuosas orientadas paralelamente a una vena microgranular, en polarizadores cruzados	39
Figura 25- Textura mirmequitica en polarizadores cruzados: a) IGN-63, b) CAB-118 y, c) CAB-117	40

Figura 26- Corona de reacción entre cristales de feldespato alcalino, donde se puede observar que la zona de contacto está marcada por una banda de tamaño más fino de feldespato: a) IGN-63, y b) CAB-117 (Polarizadores cruzados) 41

Figura 27- Cuarzo con evidencia de deformación en polarizadores cruzados 41

Figura 28- Plagioclasa con alteración a sericita, donde los cristales de mayor tamaño corresponden a micas del tipo de la moscovita y epidota, en polarizadores cruzados 42

Figura 29- Cristal de feldespato alcalino con alteración a micas de tipo moscovita hacia los bordes, producto de la corrosión, en polarizadores cruzados 43

Figura 30- Biotita con inclusiones de cuarzo y feldespato alcalino (Textura poiquilitica) en polarizadores cruzados 43

Figura 31- Aspecto general de la facies leucogranítica en polarizadores cruzados 44

Figura 32-Clasificación composicional de la facies leucogranítica 45

Figura 33- Recristalización de albita en la zona de contacto de cristales de feldespato. Polarizadores cruzados 46

Figura 34- Textura rapakivi, donde el feldespato alcalino muestra una marcada alteración a sericita. Polarizadores cruzados..... 46

Figura 35- Textura mirmequitica, intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa indentado a un cristal de feldespato alcalino en polarizadores cruzados 47

Figura 36- Microfracturas rellenas de epidota en polarizadores cruzados 48

Figura 37- Aspecto general de la facies cuarzomonzonítica: a) Polarizador X, b) Polarizador // 48

Figura 38-Clasificación composicional de la facies cuarzo-monzonítica 49

Figura 39- Xenocristal de feldespato con bordes corroídos, en polarizadores cruzados.....	49
Figura 40- Textura mirmequitica, intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa indentado a un cristal de feldespato alcalino en polarizadores cruzados	51
Figura 41- Cristal de anfíbol con inclusiones de cuarzo, plagioclasa, biotita y opacos, en polarizadores cruzados	51
Figura 42- Aglomerado de minerales máficos en polarizadores cruzados.....	52
Figura 43- Cristal de titanita con inclusiones de plagioclasa tabular con bordes redondeados en polarizadores cruzados.....	52
Figura 44- Cristales de hornblenda y titanita: a) Polarizador X, b) Polarizador //	53
Figura 45- Aspecto general de la facies granítica porfídica en polarizadores cruzados.....	54
Figura 46- Aglomerado de fenocristales con aspecto de xenolito en polarizadores cruzados	52
Figura 47- Clasificación composicional de la facies granítica porfídica.....	53
Figura 48- Cristal con textura rapakivi embebido en una matriz finogranular, con una fuerte alteración del feldespato alcalino y la plagioclasa. Además se observan fenocristales cuarzo con embahiamiento.....	54
Figura 49- Aglomerado de minerales máficos en polarizadores cruzados.....	57
Figura 50- Aspecto general de los enclaves microgranulares máficos: a) Polarizador X, b) Polarizador //	58
Figura 51- Xenocristal de cuarzo manteado por cristales más pequeños de feldespato y biotita	58

Figura 52- Clasificación composicional del enclave microgranular máfico	59
Figura 53- Enclave microgranular máfico milimétrico dentro del granito, en polarizadores cruzados	60
Figura 54- Contactos entre el EMM y el granito en polarizadores cruzados: a) Abrupto, b) Difuso y c) Corrugado.....	61
Figura 55- Localización de las muestras con análisis geoquímico.....	63
Figura 56- Diagrama Na ₂ O + K ₂ O vs SiO ₂ de Middlemost (1994)	66
Figura 57- Diagrama Na ₂ O + K ₂ O vs SiO ₂ de Cox et al. (1979)	67
Figura 58- Diagrama K ₂ O vs SiO ₂ según Peccerillo & Taylor (1976) (Rojo: Facies Sienogranítica; Verde: Facies cuarzo-monzonítica; Amarillo: Roca híbrida).....	67
Figura 59- Diagrama Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O) vs Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O) de Maniar y Piccoli (1989)	68
Figura 60- Diagramas FeO _t /MgO vs Zr+Nb+Ce+Y y (Na ₂ O+K ₂ O) / CaO vs Zr+Nb+Ce+Y de Whalen (1987)	69
Figura 61- Diagramas de Nb vs Y y Rb vs Y+Nb de Pearce et al. (1984).....	69
Figura 62- Diagrama de Nb–Y–Ce de Eby (1992)	70
Figura 63- Diagrama de variación del Mg# en relación al SiO ₂	71
Figura 64- Diagramas de Harker comparando la variación de los tenores de los elementos mayores en relación a la sílice.....	72
Figura 65- Diagramas de Harker comparando la variación de los tenores de los elementos menores y algunos traza en relación a la sílice	73

LISTA DE TABLAS

Tabla 1- Tipos petrográficos relacionados con las secciones delgadas.....	35
Tabla 2- Composición modal de las secciones.....	62
Tabla 3- Análisis químicos por fluorescencia de rayos X para la facies sienogranítica.	64
Tabla 4- Análisis químicos por fluorescencia de rayos X de la facies cuarzo-monzonítica y la facies granítica porfídica.	65

RESUMEN

TITULO: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL PLUTÓN DE ITUPEVA, SAO PAULO, BRASIL.*

AUTORES: VIVIANA MARCELA MONSALVE HERNÁNDEZ **

PALABRAS CLAVE: Granito, geoquímica, petrografía, enclave.

CONTENIDO: El Plutón Itupeva, que hace parte del Batolito Granítico Itú de carácter pos-orogénico dentro del contexto del Cinturón Dobramentos Ribeira, Brasil, se caracteriza por estar constituido de cuatro facies principales: facies sienogranítica, leucogranítica, cuarzomonzonítica y granítica porfídica. Dentro de la facies sienogranítica se evidencia la presencia de enclaves microgranulares máficos, cuyas características mesoscópicas y microscópicas indican que son el resultado de la inyección y mezcla del magma que dio origen a la facies cuarzomonzonítica dentro del magma parcialmente cristalizado que formó la facies sienogranítica, esto es interpretado por la presencia de xenocristales corroídos con ligero embahiamiento y tamaños similares a los del granito hospedante dentro de los enclaves, y, por la dispersión geoquímica de las muestras de los EMM que evidencian diferentes grados de hibridación a partir de las variaciones en el contenido de sílice y el comportamiento de los elementos mayores y menores, y el #Mg. Otra evidencia de esta hibridación corresponde a la facies granítica porfídica cuyas características petrográficas y geoquímicas indican que su formación es el resultado de un proceso de mixing entre ambos magmas. De forma general, el Plutón Itupeva se clasifica geoquímicamente como un granito con carácter metaluminoso, formado en ambiente post-colisional a anorogénico (Tipo A).

*Proyecto de grado. Modalidad investigación

** Facultad de ingenierías Físicoquímicas. Escuela de geología. Director: Ms. Julian Andrés López Isaza. Codirector: Ph.D Valdecir de Assis Janasi

ABSTRACT

TITLE: PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF THE ITUPEVA PLUTON, SAO PAULO, BRAZIL.*

AUTHORS: VIVIANA MARCELA MONSALVE HERNÁNDEZ**

KEYWORDS: Granite, petrography, geochemistry, enclave.

DESCRIPCIÓN: The Itupeva pluton, which forms part of the post-orogenic granitic batholite Itú within the Dobramentos Ribeira belt context, Brazil, is characterized by four main facies: Sienogranitic, Leucogranitic, Quartzomonzonitic and Porphyritic granitic facies. Within the sienogranitic facies it is evident the presence of mafic microgranular enclaves, whose mesoscopic and microscopic characteristics indicate that they are the result of the injection and mixing of the magma that gave rise to the quartzomonzonite facies inside the partially crystallized magma that formed the sienogranitic facies, this is interpreted by the presence of corroded xenocrysts with slight embay embayment and sizes similar to those of the host granite within the enclaves and, by the geochemical dispersion of the samples of the EMM that show different degrees of hybridization from the variations in the content of silica and the behavior of the major and minor elements, and the #Mg. Another evidence of this hybridization corresponds to the porphyritic granite facies whose petrographic and geochemical characteristics indicate that their formation is the result of a mixing process between both magmas. In general, Pluto Itupeva is classified geochemically as a granite with a metaluminous character, formed in a post-collisional to anorogenic environment (Type A).

*Bachelor Thesis. Investigation monodality

** Faculty of physical-Chemistry Engineering. School of geology. Director: Ms. Julian Andrés Lopéz Isaza. Co-director: Ph.D Valdecir de Assis Janasi

Introducción

El termino granito tipo A fue presentado por Loiselle & Jones (1979) para definir aquellos granitos que ocurren en zonas de rift y bloques continentales estables. Estos granitos se caracterizan por estar enriquecidos en elementos traza incompatibles, incluyendo LILE y HFSE, y también, por presentar bajos contenidos en elementos traza compatibles en silicatos máficos (Co, Sc, Cr, Ni) y feldespatos (Ba, Sr, Eu) (Bonin B., 2007).

Los granitos tipo A pueden ser el resultado de diferentes procesos desde varias fuentes, por lo que se han propuesto varios modelos petrogenéticos para explicar su origen, involucrando cristalización fraccionada extensiva desde magmas basálticos derivados del manto con o sin contaminación cortical (Anderson et al., 2003); fusión parcial de granulitas de la corteza inferior relativamente refractarias (Whalen et al., 1987); fusión parcial a altas temperaturas de granitos tipo I tonalíticos intracorticales (King et al., 1997) y, fusión parcial de charnockitas (Jiang et al., 2005).

Eby (1992) subdivide los granitos Tipo A en dos grupos, planteando que estos tipos son generados por fuentes de magma diferentes. El grupo A1 es típico de rift continental relacionados a plumas mantélicas y se asocian a magmas básicos. El grupo A2 resulta de magmas provenientes de la fusión de la corteza continental inferior o se relacionan a la subductante durante colisiones entre placas continentales o al arco volcánico.

Para el siguiente trabajo se propone la caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas que constituyen el Plutón Itupeva, que hace parte del Batolito Granítico Itú de carácter pos- orogénico dentro del contexto del Cinturón Dobramentos Ribeira; con el fin de contribuir con el conocimiento geológico de este sector.

1. Localización

El Plutón Itupeva está localizado en la sección norte de la Provincia Itu con una extensión aproximada de 82 km² desde la ciudad de Itupeva y del Río Jundiá hasta las proximidades de SP-324 al norte y de SP-79 al oeste, y se encuentra expuesto en pequeños cuerpos irregulares dentro del Plutón de Cabreúva, y otro delimitado por la Falla de la Fonte y las rocas del basamento (Galembek, 1997)

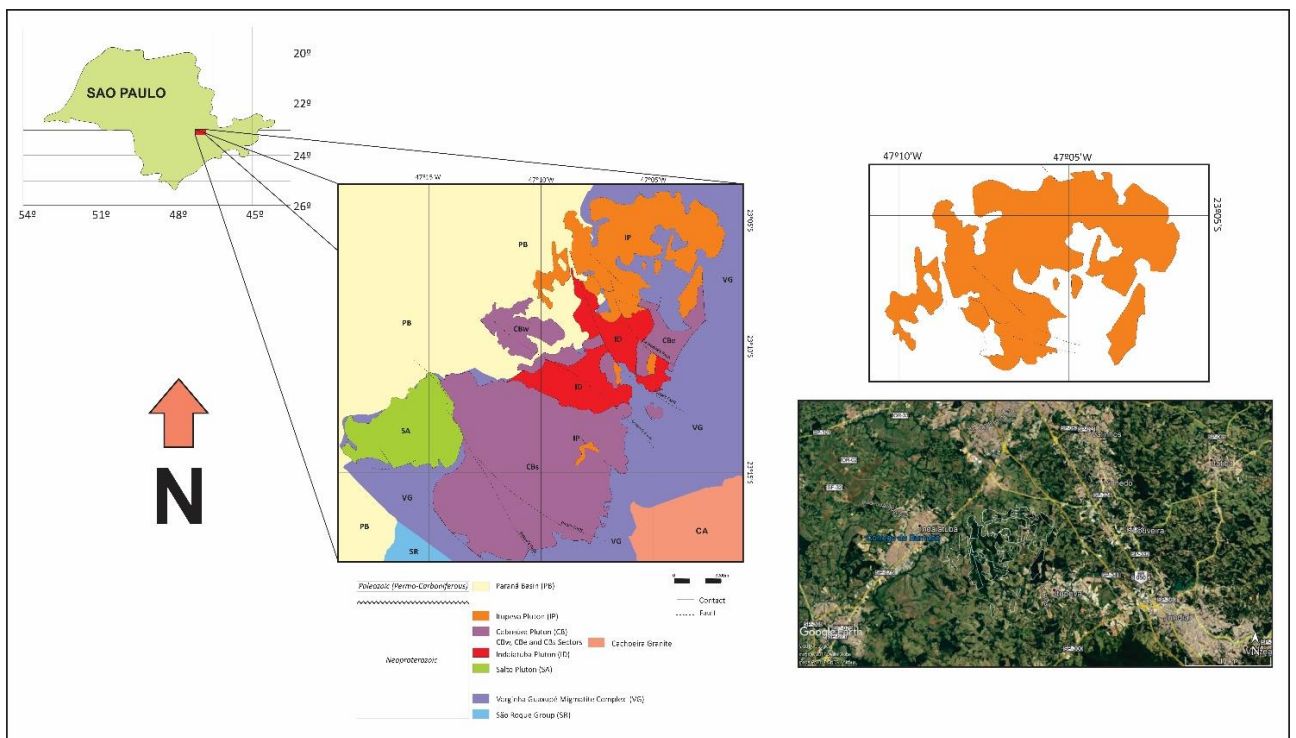


Figura 1. Localización del Plutón Itupeva. Tomado y modificado de: Galembek (1997)

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo general

Reconocer y caracterizar petrográficamente y geoquímicamente a las rocas que constituyen al Plutón Itupeva localizado entre la ciudad de Itupeva y el Río Jundiáí, São Paulo, Brasil, con el fin de contribuir al entendimiento de la geología del área.

2.2. Objetivos específicos

- Reconocer y caracterizar en campo los litotipos correspondientes al Plutón Itupeva.
- Identificar y caracterizar los litotipos petrográficos que hacen parte del Plutón Itupeva.
- Establecer las características geoquímicas de las facies que hacen parte del Plutón Itupeva.

3. METODOLOGÍA

El proyecto se desarrolló durante cinco etapas fundamentales, que corresponden a:

Revisión bibliográfica

Inicialmente se realizó una consulta de artículos, disertaciones, tesis y mapas sobre el área de estudio, además de trabajos de interés metodológico y temático. Para el desarrollo de este proyecto fue necesario hacer una búsqueda bibliográfica sobre temas relacionados a los procesos de interacción y mezcla de magmas, e interpretación de enclaves microgranulares.

Trabajo de campo

El trabajo de campo estuvo orientado por el Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi y fue realizado en diferentes etapas que incluyen el levantamiento y reconocimiento de campo, a partir de descripciones detalladas de afloramientos, considerando los diferentes litotipos, sus estructuras y relaciones de contacto; además de la adquisición de datos estructurales y la toma de muestras para el análisis petrográfico.

- Petrografía

A partir del estudio macroscópico, se seleccionaron las muestras más representativas de los litotipos recolectados en campo, para realizar el análisis petrográfico de secciones delgadas convencionales (espesor de 0,3 mm) con ayuda de un microscopio Zeiss Axioplan de luz transmitida y reflejada, y un microscopio petrográfico Olympus modelo BX-50, pertenecientes al Laboratorio de Microscopia Petrográfica (LMP) del NAP Geoanalítica del Instituto de Geociencias. Con el objetivo de obtener una aproximación a los porcentajes de los minerales en las secciones delgadas, se realizó el análisis modal de veintiséis láminas con ayuda de un *charriot* incorporado al microscopio petrográfico y un contador de puntos, pertenecientes al LMP; tomando en cuenta la granulometría de las muestras y las dimensiones de la lámina, se realizó el conteo con espaciamentos de 0,3 a 0,5 mm, haciendo un barrido por toda la sección.

- Geoquímica de roca total

Los análisis geoquímicos fueron realizados por el método de fluorescencia de rayos X (FRX), por medio del equipo automático Philips, modelo PW24000. Primero fue necesario preparar el material recolectado en campo en el laboratorio de tratamiento de muestras (LTA) del Instituto de Geociencias- USP, donde el procesamiento incluye:

- Lavado inicial para remover porciones alteradas por medio de la prensa hidráulica;
- Corteo fragmentación en pedazos con dimensiones de ~5cm;
- Disminución de la granulometría a dimensiones inferiores a 2mm, utilizando el triturador de mandíbulas de acero;
- Prensado del material con ayuda de la prensa hidráulica;
- Molido de la muestra utilizando un molino de ágata del tipo planetario hasta una granulometría inferior a una malla 200;
- Micronización del polvo durante unos 15 minutos en solución con etanol (para pastillas de polvo prensado);
- Secado de la solución;

Para la obtención de pastillas de polvo prensado, se prepararon cerca de 7 g de polvo obtenido durante la micronización y se mezcló de manera manual con cera ligante ($C_6H_8O_3N_2$) en una proporción de 20% de la masa del polvo total. Después esta mezcla fue llevada a una prensa de carbonato de tungsteno, que dio como resulta pastillas de materia de 40 mm de diámetro a una presión de 30kPa.

El tratamiento de los datos fue realizado a través de gráficos binarios y diagramas clasificatorios elaborados en los softwares Microsoft Excel 2013 y GCDKIT 4.0

- Análisis y elaboración del informe final

Se realizó la interpretación de los datos obtenidos durante las etapas anteriores, asignándole un orden y editando el presente informe.

4. Fundamentación teórica

1.1. Contexto geológico

El Batolito Itú, pertenece a la Provincia Itú (Wernick, 1992; Janassi et al., 2006) -inicialmente denominada Cinturón Itú (Vlach et al., 1990) está localizado a aproximadamente 90 Km desde la ciudad de São Paulo, SE de Brasil. Esta provincia, corresponde a un cinturón lineal de granitos post-orogénicos que fueron emplazados a lo largo del margen sur del Terreno Apiaí–Guaxupé, seguido por el contacto con el Sistema Orogénico Mantiqueira, representado por el Terreno Embu (Janasi et al., 2009), donde sus rocas intruyen en migmatitas del Dominio Socorro-Guaxupé y en rocas metamórficas de medio a bajo grado

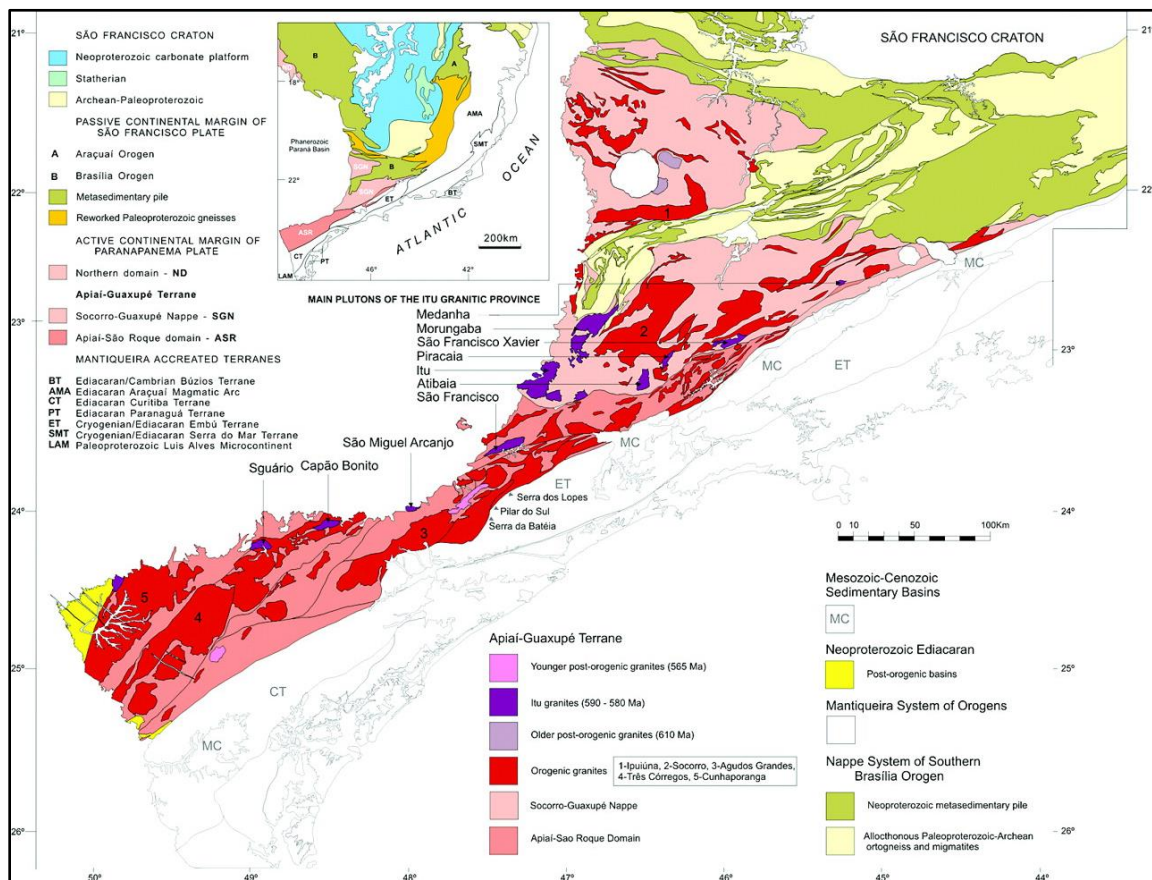


Figura 2. Mapa esquemático del basamento cristalino al SE de Brasil. Tomado: Janasi et al., 2009.

1.2. Antecedentes

Galembeck (1997) determinó que el Batolito Itú está constituido por cuatro cuerpos intrusivos entre los que se encuentra el Plutón Itupeva.

El Plutón Itupeva presenta una gran variedad textural pasando de granodioritas equigranulares a sieno y monzogranitos porfiríticos a inequigranulares con biotita que en algunos casos hospedan cuerpos de rocas máficas híbridas y enclaves microgranulares máficos asociados, los cuales se concentran principalmente en el centro del Plutón. Las rocas híbridas se caracterizan por ser inequigranulares de tamaño de grano medio a fino, alotriomorfas, ricas en xenocristales y xenólitos capturados de las rocas graníticas, con texturas de intercrecimiento, como mirmequitas. Los enclaves máficos corresponden a dioritas inequigranulares, hipidiomorfas de matriz de tamaño de grano fino a grueso con cristales mayores de feldespato alcalino, y matriz constituida por plagioclasa y máficos, con cuarzo en menor proporción (Pereira, 2017). Además, se observa una zonación aproximadamente inversa en relación al contenido mineral máfico que aumenta hacia el centro, lo que probablemente refleja la mezcla in situ de magmas básicos (Janasi et al., 2009).

De acuerdo a Galembeck (1997) el Plutón Itupeva está compuesto por cuatro unidades petrográficas distintas, representadas por seis diferentes facies ígneas petrográficas y dos asociaciones de facies ígneas que son:

- Asociación mela-granitoides;
- Asociación sienogranítica porfirítica rosada grisácea;
- Facies monzogranítica in equigranular de medio a grueso, rosada;
- Facies sieno- a monzogranítica porfirítica, rosada;

- Facies sieno- a monzogranítica equigranular de tamaño de grano medio, rosada;
- Facies sienogranítica porfiroide rosada;
- Facies monzogranítica equigranular de tamaño de grano fino a medio, rosada.

2. Resultados

Para este trabajo se simplificó la nomenclatura propuesta por Galembeck (1997), identificando cuatro variedades litológicas principales, sienogranítica, leucogranítica, cuarzomonzonítica y granítica porfirítica. En las facies sienograníticas y leucogranítica se evidenció la presencia de enclaves microgranulares máficos que son asociados a la facies cuarzomonzonítica. Por otro lado, la facies granítica porfirítica es interpretada como el resultado de procesos de hibridación.

De acuerdo a trabajos que actualmente se realizan en el área y a lo observado durante el desarrollo de este proyecto, se establece que los cuerpos aflorantes en la zona oriental dentro del mapa de Galembeck (1997) no hacen parte del Plutón Itupeva, sino que corresponden a otro plutón informalmente definido por Valdecir de Assis Janasi como Plutón Nhandiara. Además hacia la parte sur se presentan ciertas dudas sobre la localización del contacto entre el Plutón Itupeva y el Plutón Indaiatuba, ya que los afloramientos observados dentro de esa zona evidencian cambios texturales y composicionales con respecto a lo que se encuentra definido como Plutón Itupeva, por lo cual se requieren mayores análisis para su interpretación

2.1. Descripción macroscópica de las facies ígneas

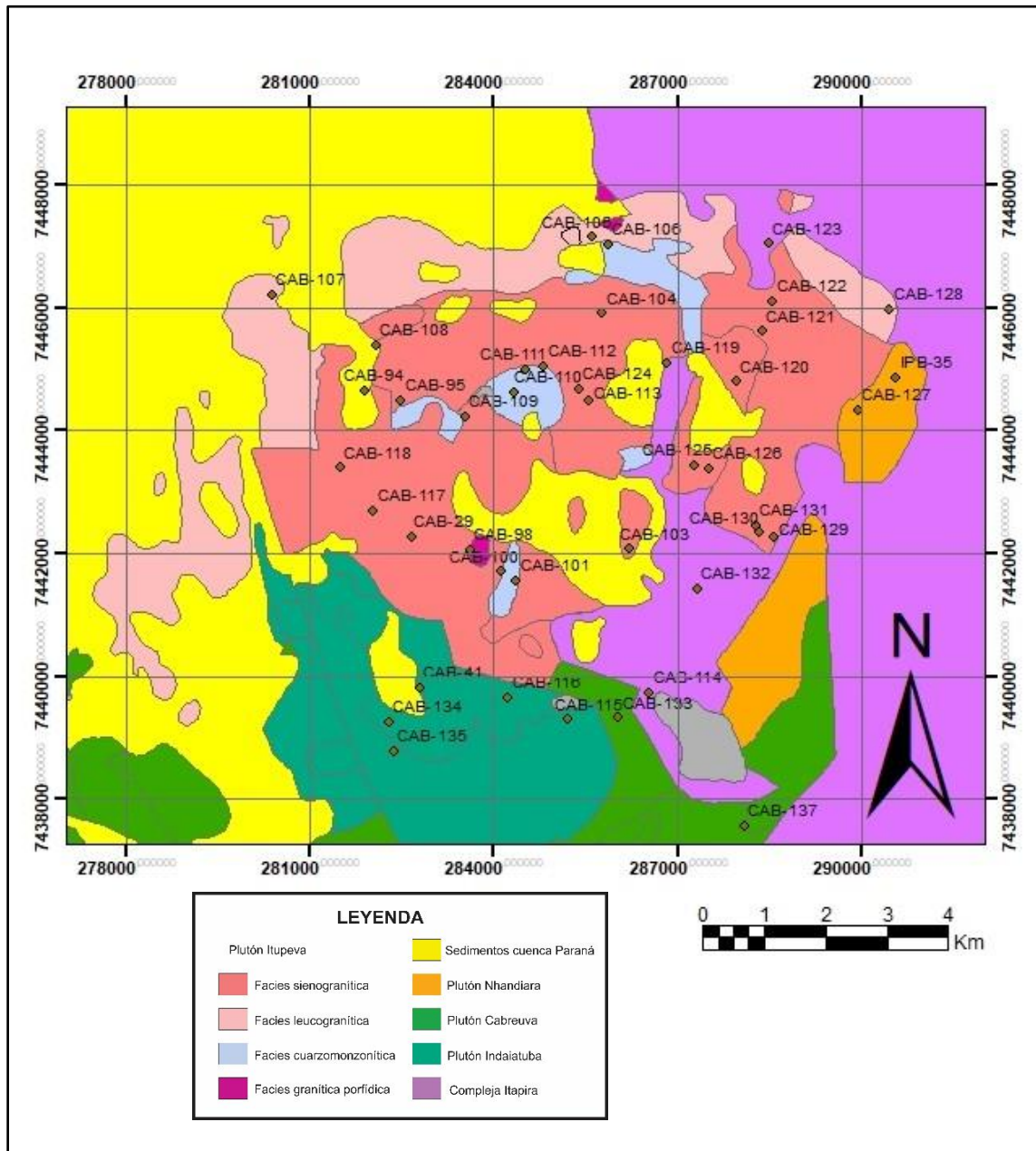


Figura 3. Localización de las estaciones de campo

2.1.1. Facies sienogranítica. Esta facies corresponde a una roca holocristalina, fanerítica inequigranular a porfídica de tamaño de grano medio a grueso, a equigranular de tamaño de grano medio, hipidiomórfica granular con variación en el índice de color de 4 a 10% y una asociación mineral que comprende feldespato alcalino de color salmón, plagioclasas con tonalidad blanquecina, cuarzo, y algunos máficos, como biotita y óxidos de Fe- Ti; con presencia de fenocristales de feldespato alcalino generalmente de colores rosados con tamaños milimétricos a centimétricos (Hasta 1,5 cm), que pueden presentar formas tabulares o contornos redondeados y muy localmente exhibir textura rapakivi (Figura 5); también se encuentran fenocristales de cuarzo gris redondeado con dimensiones y proporciones inferiores con respecto a los fenocristales de feldespato alcalino, que pueden llegar a estar manteados por minerales máficos. Además se evidencia la presencia de enclaves microgranulares máficos.



Figura 4. Aspecto general de la facies sienogranítica central (Estación CAB- 103)



Figura 5. Fenocristal redondeado de feldespato con textura rapakivi (Estación CAB-109)

Se observa en algunos afloramientos una orientación incipiente a moderada de los minerales máficos y algunos cristales de feldespato y cuarzo, lo que indica la ocurrencia de foliación magmática (Figura 6).

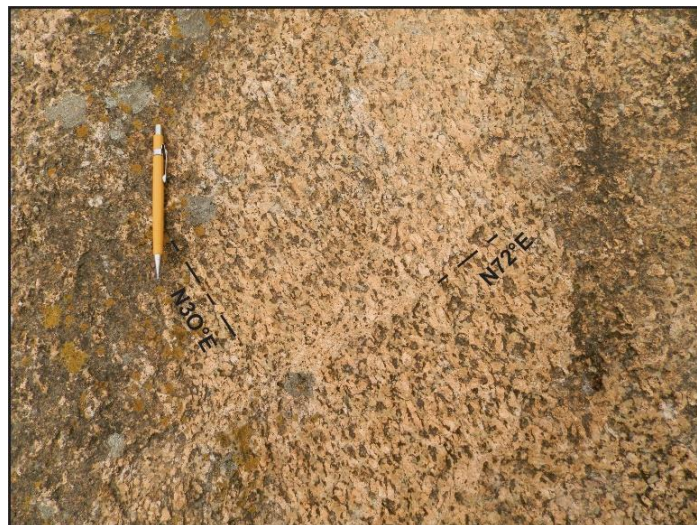


Figura 6. Estructuras de foliación magmática dadas por la orientación de cristales tabulares de feldespato alcalino (Estación CAB-101)

En la estación CAB-124 se observa la presencia de enclaves microgranulares félsicos con hasta 40 cm de largo y un dique aplítico con un espesor de aproximadamente 20 cm.



Figura 7. Enclave microgranular félsico dentro de la facies sienogranítica.



Figura 8. Dique aplítico cortando la roca sienogranítica

2.1.2. Facies leucogranítica. Esta facies corresponde a una roca holocristalina, fanerítica inequigranular de tamaño de grano medio a grueso, a equigranular de tamaño de grano medio, hipidiomórfica granular con variación en el índice de color de 1 a 3% y una asociación mineral que comprende feldespato alcalino de color salmón, plagioclasas con tonalidad blanquecina, cuarzo, y algunos máficos, como biotita y óxidos de Fe- Ti, que se pueden presentar en forma de aglomerados (Figura 7). En ésta facies, la presencia de enclaves microgranulares máficos es inusual o en bajas proporciones con tamaños centimétricos.

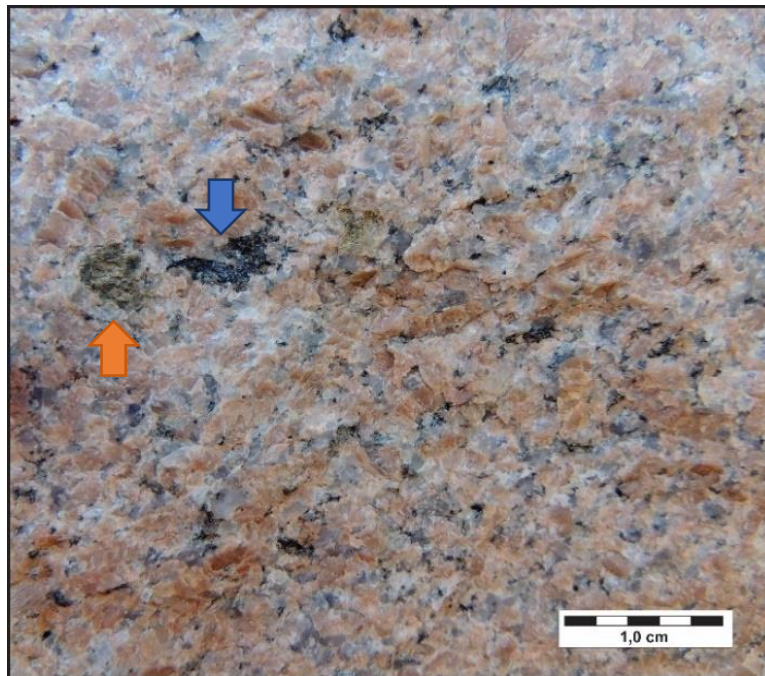


Figura 9. Aspecto general de la facies leucogranítica (flecha naranja) y aglomerado de máficos (flecha azul). (Estación CAB-105)

2.1.3. Facies cuarzomonzónica. Esta facies corresponde a una roca holocristalina, fanerítica inequigranular de tamaño de grano fino a medio, a equigranular de tamaño de grano medio, hipidiomórfica, donde el índice de color está dado entre 20-25%, con una asociación mineral que comprende plagioclasa, feldespato, cuarzo biotita, anfíbol (hornblenda) y titanita.

Estos cuerpos de cuarzomonzonitas se extienden en áreas relativamente pequeñas, que en algunos casos intruyen en el granito como rocas equigranulares finas normalmente con fenocristales de plagioclasa.

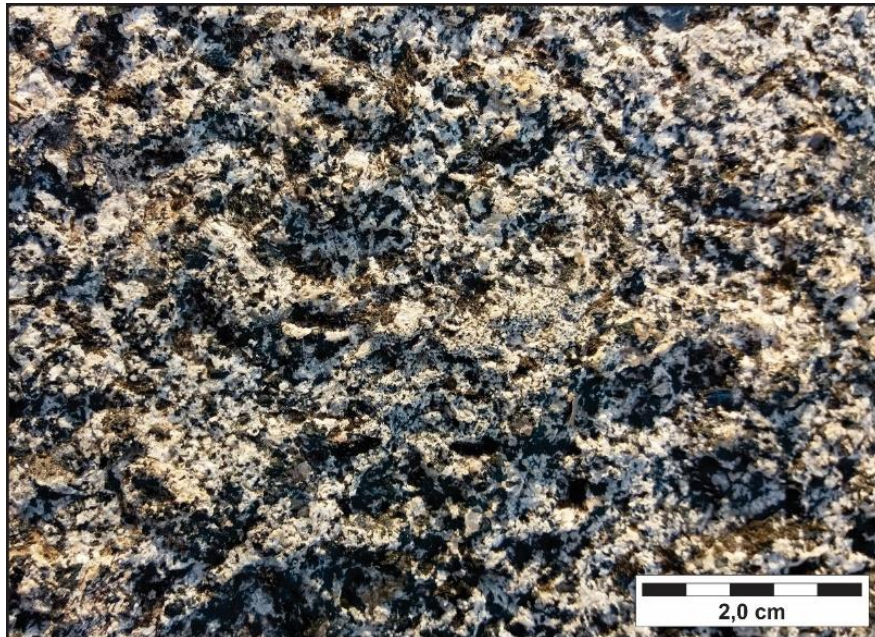


Figura 10. Aspecto general de la facies cuarzomonzónica. (Estación CAB-111)

2.1.4. Facies granítica porfídica. Esta facies se caracteriza por un granito una roca holocristalina, fanerítica porfídica de tamaño de grano fino a grueso, hipidiomórfica granular, con una matriz de grano fino a medio, fenocristales de feldespato alcalino con formas tabulares o contornos redondeados, muy localmente con textura rapakivi y cuarzo en proporciones inferiores, generalmente con formas redondeadas e infrecuentemente con un manto de minerales máficos.

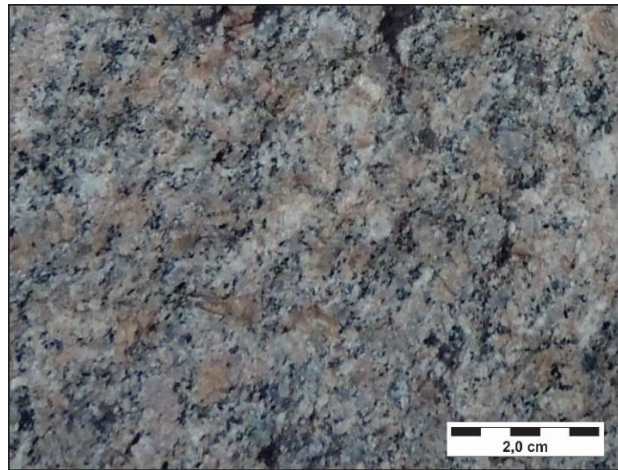


Figura 11. Aspecto general de la facies granítica porfídica (Estación CAB-113)



Figura 12. Xenolito irregular de granito con textura rapakivi en granito porfídico (Estación CAB-



Figura 13. Contacto entre granito porfídico y sienogranito (Estación CAB-113)

2.1.5. Enclaves microgranulares máficos. Los enclaves microgranulares máficos ocurren generalmente con formas redondeadas a ovaladas (Figura 7), y subordinadamente irregulares (Figura 14a) y almohadilladas (Figura 14b), con dimensiones variables de centimétricas a métricas (hasta mayores de 1 m) y contactos netos e irregulares con la roca encajante. Su composición es cuarzomonzonítica y está dada por plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo y minerales máficos como biotita y anfíbol. Contienen en un porcentaje variable megacristales de feldespato, plagioclasa y cuarzo, en algunos casos bordeado por minerales máficos. En algunos afloramientos, se observan, dentro del granito bandas de materiales máficos más finos (*Schlieren*) que parecen estar relacionados a los enclaves (Figura 15). En el afloramiento CAB-119 se evidencia la orientación de los enclaves conforme a la foliación, presentando formas elongadas (Figura 16).



Figura 14. Enclave microgranular máfico redondeado dentro de la facies sienogranítica (Estación CAB-101).



Figura 15. a) Enclaves microgranulares máficos con evidencia de disgregación a pequeños cuerpos irregulares de diferentes tamaños dentro del granito encajante (Estación CAB-101); b) Enclaves microgranulares máficos con formas sub-redondeadas, elipsoidales y almohadilladas, hospedados dentro de un cuerpo granítico (Estación CAB-95)



Figura 16. Bandeamiento irregular de concentración de minerales máficos (Schlieren) asociados a un enclave microgranular máfico (Estación CAB-105).



Figura 17. EMM alargado y orientado conforme a la foliación magmática (Estación CAB-119)

Generalmente la facies granítica porfídica se encuentra en presencia de cuerpos de grandes dimensiones (hasta de 1m) de estos enclaves microgranulares máficos (Figura 17)



Figura 18. Enclave microgranular máfico con presencia de xenocristales de feldespato alcalino (algunos con textura rapakivi) y cuarzo, y granito porfídico en contacto irregular (Estación CAB-

2.2. Descripción petrográfica

Se realizó el análisis petrográfico de siete láminas obtenidas por el profesor Valdecir de Assis Janasi para la disciplina de Petrología Ígnea del Instituto de Geociencias de la USP, de diez secciones delgadas de muestras recolectadas por Giovanna de Souza Pereira a lo largo de las visitas realizadas en la región para el desarrollo de su proyecto de doctorado, y de nueve láminas obtenidas durante el presente trabajo de investigación, dando un total de veintiseis secciones delgadas descritas (Tabla 1), a las que se les realizó conteo modal (Tabla 2).

Tabla 1.

Tipos petrográficos relacionados con las secciones delgadas

LÁMINA	TIPO PETROGRÁFICO	LÁMINA	TIPO PETROGRÁFICO
CAB-98A	Granito porfídico	CAB-94G	Cuarzomonzonita
CAB-98C	Enclave microgranular máfico	CAB-94H	Cuarzomonzonita
IGN-56	Cuarzomonzonita	CAB-94I	Enclave microgranular máfico (EMM)
IGN-62	Sienogranito	CAB-101	Enclave microgranular máfico (EMM)
IGN-63	Sienogranito	CAB-104	Sienogranito
IGN-64A	Cuarzomonzonita	CAB-105	Leucogranito
IGN-65B	Enclave microgranular máfico (EMM)	CAB-107	Leucogranito
CAB-94A	EMM + Sienogranito	CAB-109	Sienogranito
CAB-94B	EMM + Sienogranito	CAB-117 (1)	Sienogranito
CAB-94C	EMM + Sienogranito	CAB-117 (2)	Sienogranito
CAB-94D	Enclave microgranular máfico	CAB-117(3)	Sienogranito
CAB-94E	EMM + Sienogranito	CAB-118 (1)	Sienogranito
CAB-94F	EMM + Sienogranito	CAB-118 (2)	Sienogranito

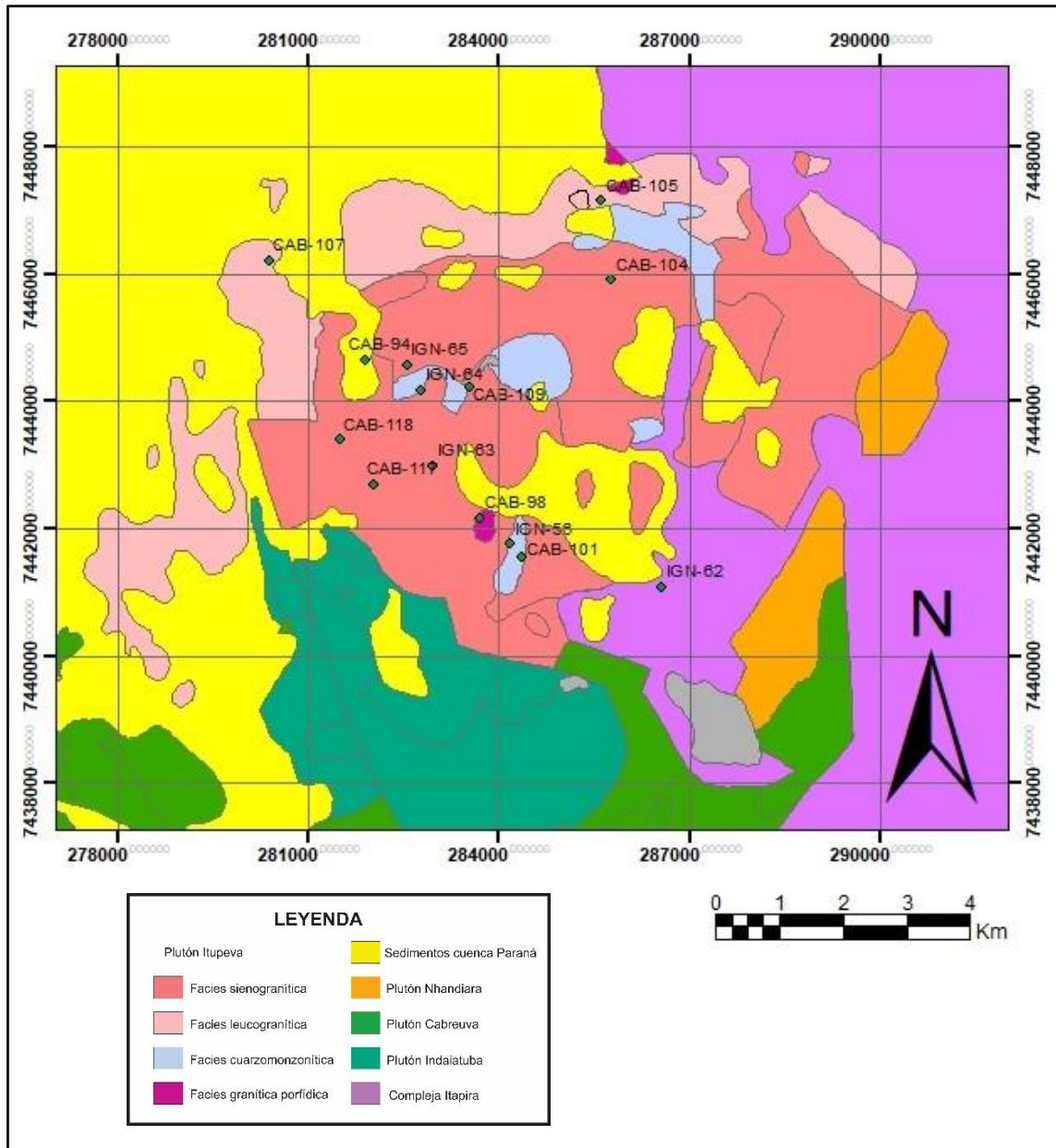


Figura 19. Localización de las secciones delgadas analizadas

2.2.1. Facies sienogranítica. Esta facies se caracteriza por ser hipidiomórfica inequigranular con una granularidad fina a gruesa (0,2mm -10 mm), de bordes irregulares, lobulados, dentados o ligeramente interdigitados.

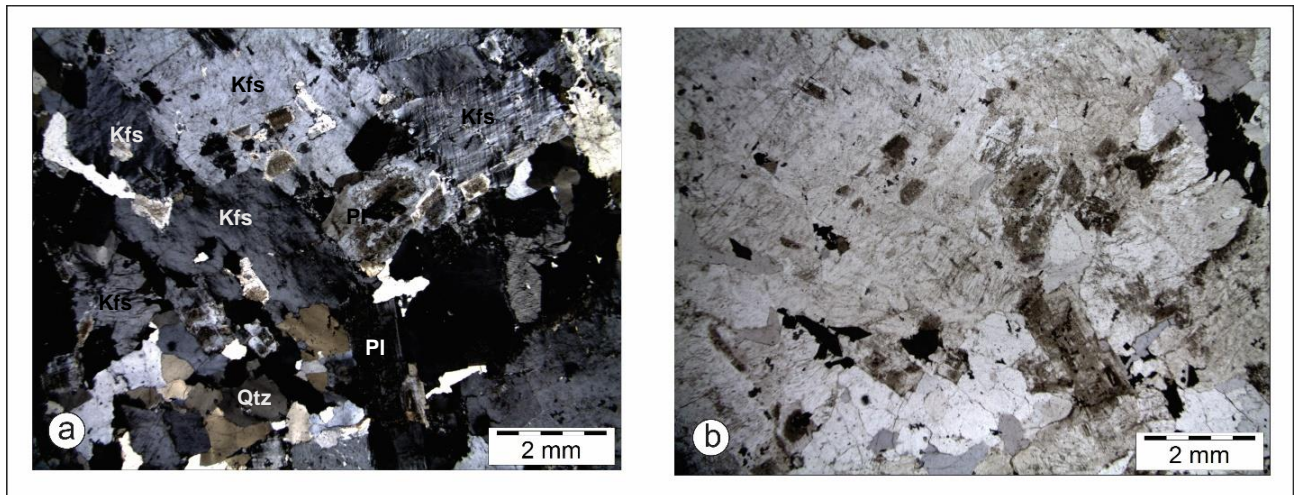


Figura 20. Aspecto general de la facies sienogranítica (IGN-63): a) Polarizador X, b) Polarizador //.

Muestra una asociación mineral formada por feldespato alcalino (44- 59%), cuarzo (22- 29%), plagioclasa (19- 27%) y biotita (5-10 %), además de minerales accesorios como titanita, allanita, apatito, zircón y opacos (<1,0%) (Tabla 2).

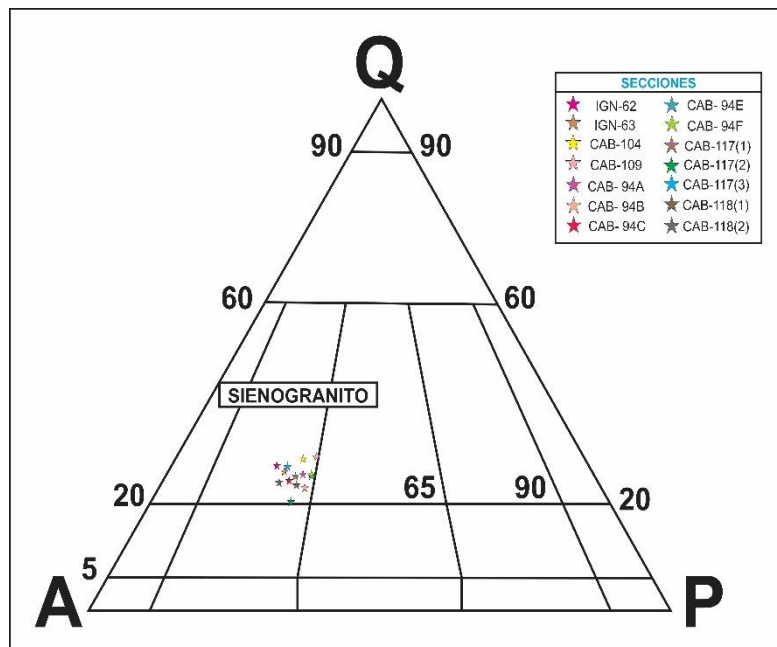


Figura 21. Clasificación composicional de las facies sienograníticas. Modificado de Streckeisen (1976).

El feldespato alcalino se caracteriza por presentar textura pertítica donde se observan lamelas sinuosas de albita en cristales que generalmente muestran maclado tipo enrejado (microclina) y Carlsbad; infrecuentemente estos cristales son bordeados por una corona de plagioclasas distinguibles por las maclas polisintéticas (textura rapakivi) (Figura 23). Hacia sus bordes en contacto con la plagioclasa se observa la textura mirmequitica, que en algunos casos puede causar embahamiento del feldespato (Figura 25). En ciertos contactos se evidencia la presencia de microcristales recristalizados de albita, producto del desplazamiento de pertitas (Figura 26). Además, se observan cristales con inclusiones (Figura 22) de plagioclasa subhedral a anhedral con núcleos sericitizados y bordes albíticos, algunas con macla polisintética; y cuarzo generalmente subhedral (textura poiquilítica), que pueden o no estar orientados. En la lámina CAB-117 (1), se observa una vena de cuarzo y feldespatos microgranulares orientada paralelamente a un conjunto de lamelas de albita sinuosas, probablemente debido a alguna deformación local.

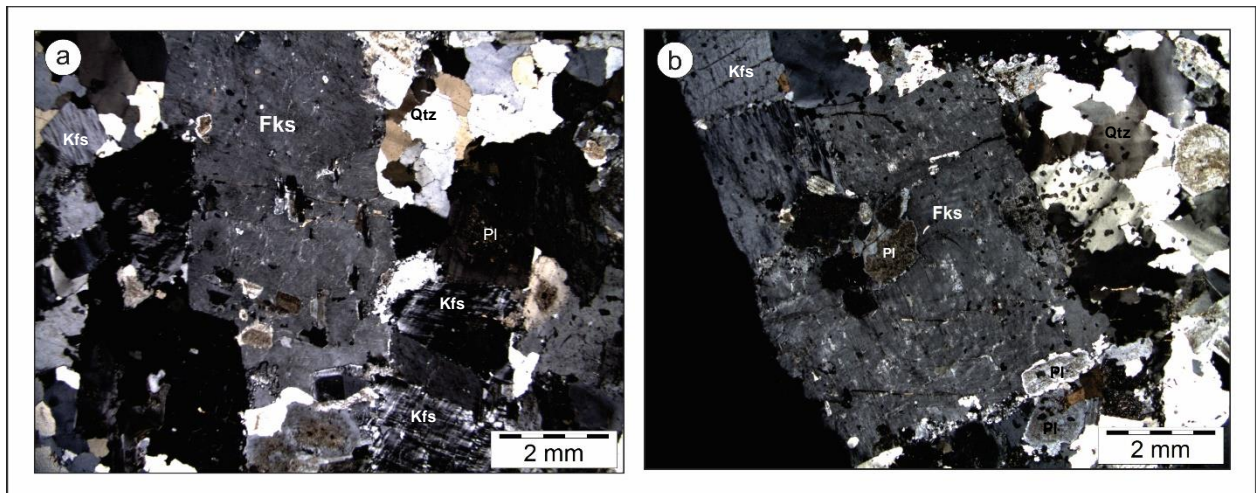


Figura 22. Inclusiones de cuarzo y plagioclasa en feldespato alcalino a) IGN-53, b) CAB-109.

Polarizadores cruzados

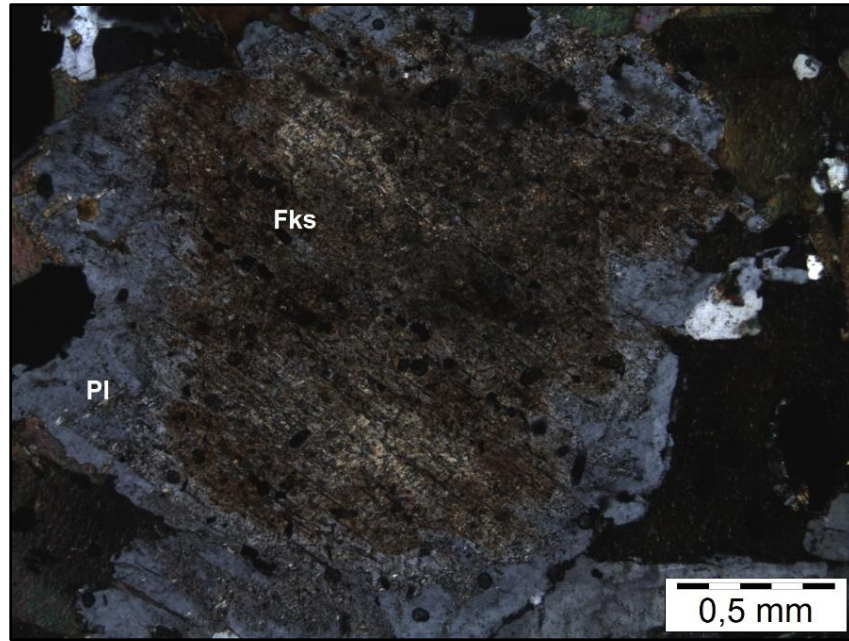


Figura 23. Textura rapakivi, donde el feldspato muestra una alteración a sericita y la plagioclasa a sericita y saussurita. Polarizadores cruzados. (CAB-118(1))

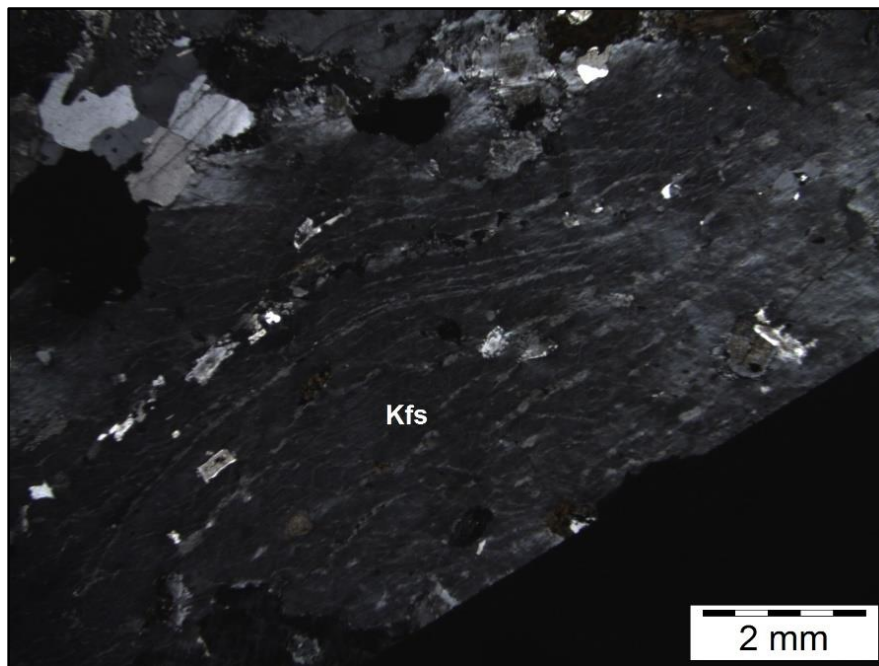


Figura 24. Lamelas sinuosas orientadas paralelamente a una vena microgranular, en polarizadores cruzados (CAB-117 (1))

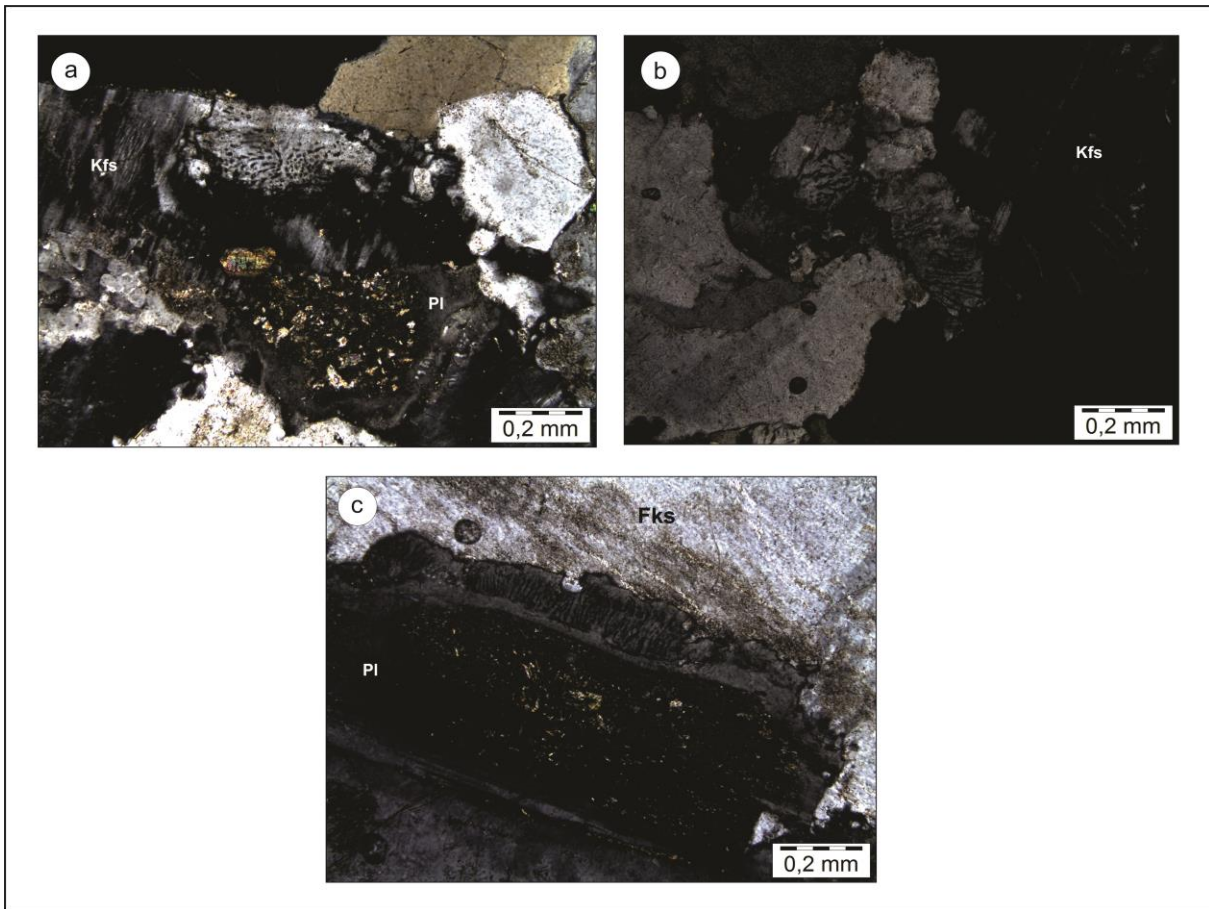


Figura 25. Textura mirmequitica, intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa indentado a un cristal de feldespato alcalino: a) IGN-63, b) CAB-118 y, c) CAB-117 (Polarizadores cruzados)

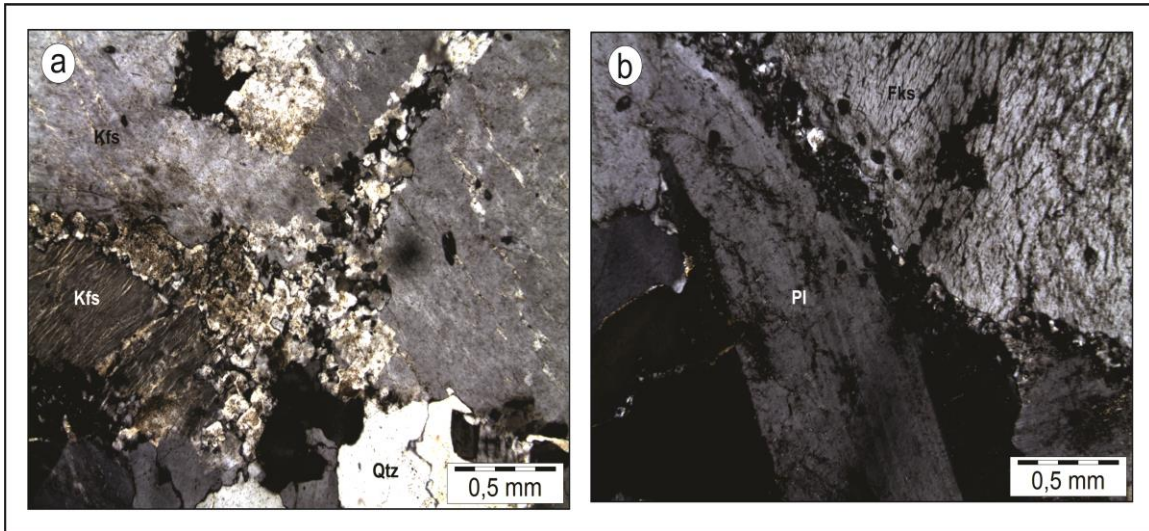


Figura 26. Recristalización de cristales albita en la zona de contacto de: a) feldespatos alcalinos (IGN-63) y, b) feldespato alcalino y plagioclasa (CAB-117), producto del desplazamiento de las lamelas de albita. (Polarizadores cruzados)

El cuarzo generalmente ocurre en todos los tamaños de grano, presentando extinción ondulante a uniforme y contactos lobulados a suturados principalmente. En algunos cristales se observan formas redondeadas a irregulares, donde se pueden evidenciar fracturas e inclusiones de plagioclasa y biotita.

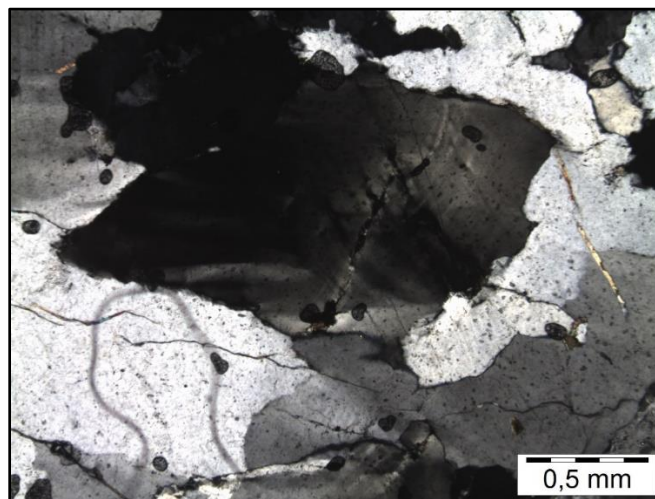


Figura 27. Cuarzo con evidencia de deformación en polarizadores cruzados (CAB-109)

La plagioclasa ($An_{27}-An_{31}$) se caracteriza por ser subhedral de forma subtabular, con bordes irregulares y rectos, donde algunos de sus cristales evidencian maclado polisintético. Como inclusiones frecuentes se observa biotita, opacos y cuarzo.

Tanto el feldespato alcalino como la plagioclasa presentan intensa alteración a arcillas donde pueden reconocerse algunos cristales de moscovita secundaria, y en la plagioclasa, con menor frecuencia la epidota (Figura 28), estas alteraciones se localizan principalmente en el núcleo (zonación normal), pero pueden extenderse por todo el cristal o aparecer en manchas irregulares aleatoria. Dentro de las plagioclasas, además, se evidencia saussuriticación en forma pronunciada, formando un material marrón oscuro, con apariencia similar a la biotita.

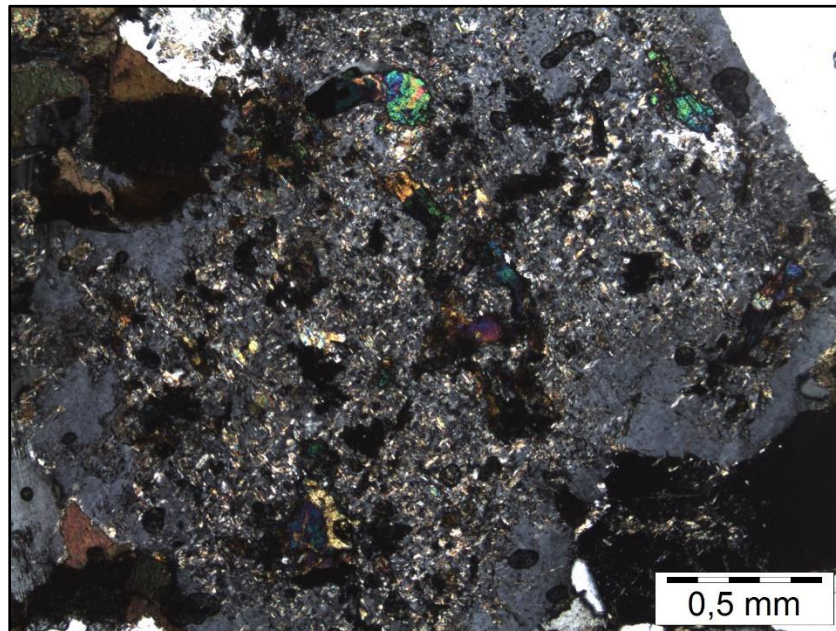


Figura 28. Plagioclasa con alteración a sericita, donde los cristales de mayor tamaño corresponden a micas del tipo de la moscovita, epidota y saussurita, en polarizadores cruzados (CAB-109)

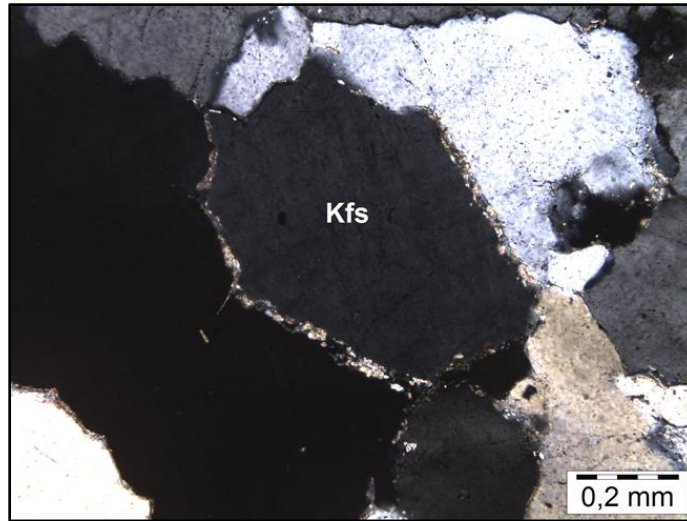


Figura 29. Cristal de feldespato alcalino con alteración a micas de tipo moscovita hacia los bordes producto de la corrosión en polarizadores cruzados (IGN-63)

La biotita se presenta como cristales aislados anhedrales a subhedrales y como agregados máficos asociada a titanita, allanita y minerales opacos, localmente con inclusiones de cuarzo y feldespatos (textura poiquilítica) (Figura 30). Algunos cristales se encuentran alterando a clorita en los bordes o trazos de clivaje y en ocasiones formando cristales de clorita pura.

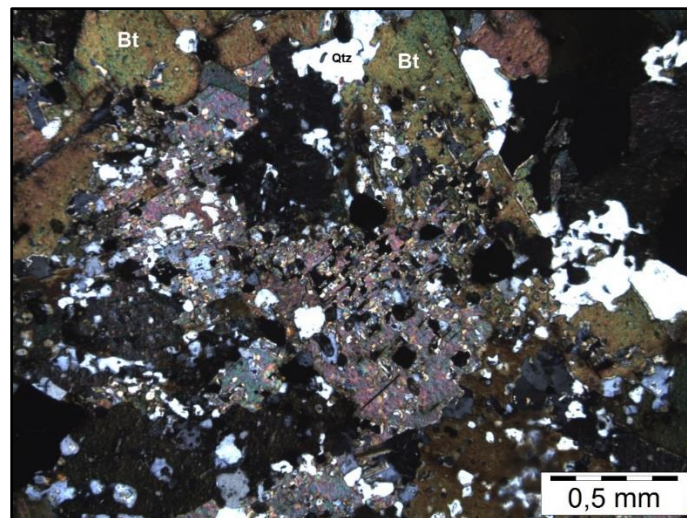


Figura 30. Biotita con inclusiones de cuarzo y feldespatos (textura poiquilítica) en polarizadores cruzados (CAB- 118).

Como minerales accesorios se encuentra la titanita, allanita, apatito, minerales opacos y zircón; donde la allanita se caracteriza por cristales prismáticos con bordes redondeados, de color anaranjado, algunos con zonación. El apatito se presenta como cristales finos incoloros, euhedrales hexagonales, de relieve alto, incluidos en los minerales máficos y plagioclasa. Los minerales opacos son pseudocúbicos o en ocasiones anhedrales e intersticiales.

Se observaron fracturas rellenas de epidota y cuarzo microgranular en zonas localizadas, atravesando algunos cristales, representando un evento posterior.

2.2.2. Facies leucogranítica. Esta facies se caracteriza por ser hipidiomórfica inequigranular con una granularidad fina a gruesa (0,2mm – 7 mm), de bordes irregulares, lobulados, dentados, suturados o ligeramente interdigitados.

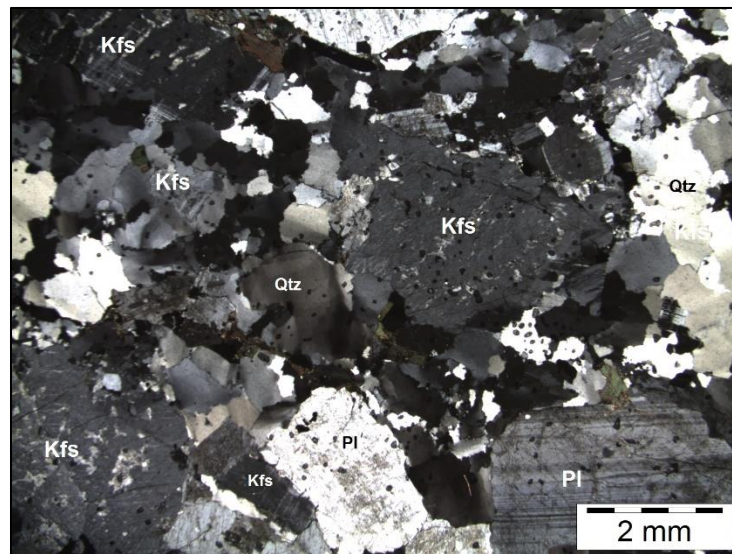


Figura 31. Aspecto general de la facies leucogranítica en polarizadores cruzados (CAB- 118).

Muestra una asociación mineral formada por feldespato alcalino (50- 59%), cuarzo (22- 23%), plagioclasa (19- 27%) y biotita (1,0 %), además de minerales accesorios como titanita, allanita, apatito, zircón y opacos (<1,0%).

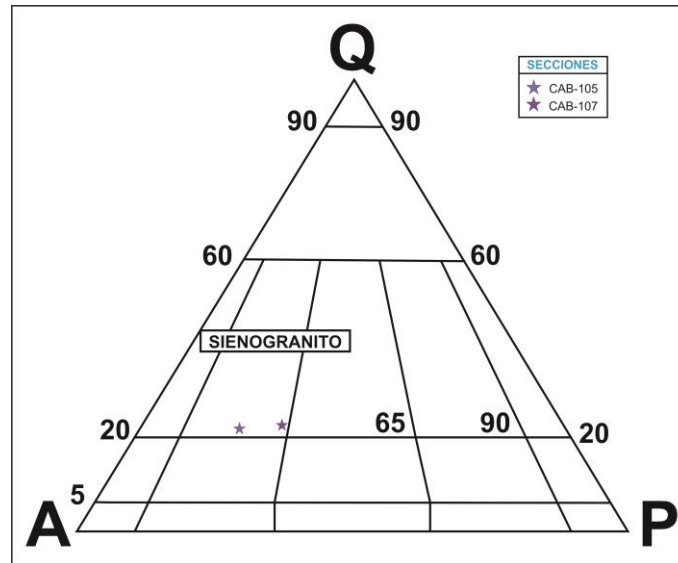


Figura 32. Clasificación composicional de las facies leucogranítica. Modificado de Streckeisen (1976).

El feldespato alcalino se caracteriza por ser anhedral a subhedral, con bordes irregulares a interdigitados, presenta lamelas sinuosas de albita (textura pertítica) y generalmente ocurre con maclado tipo enrejado (microclina) y Carlsbad. Dentro de algunos contactos se evidencia la presencia de microcristales recristalizados de albita, producto del desplazamiento de las pertitas (Figura 33). En la lámina CAB-107 se observan algunos cristales bordeados por una corona de plagioclasas distinguibles por las maclas polisintéticas (textura rapakivi), donde el feldespato se encuentra fuertemente alterado a sericita (Figura 34).

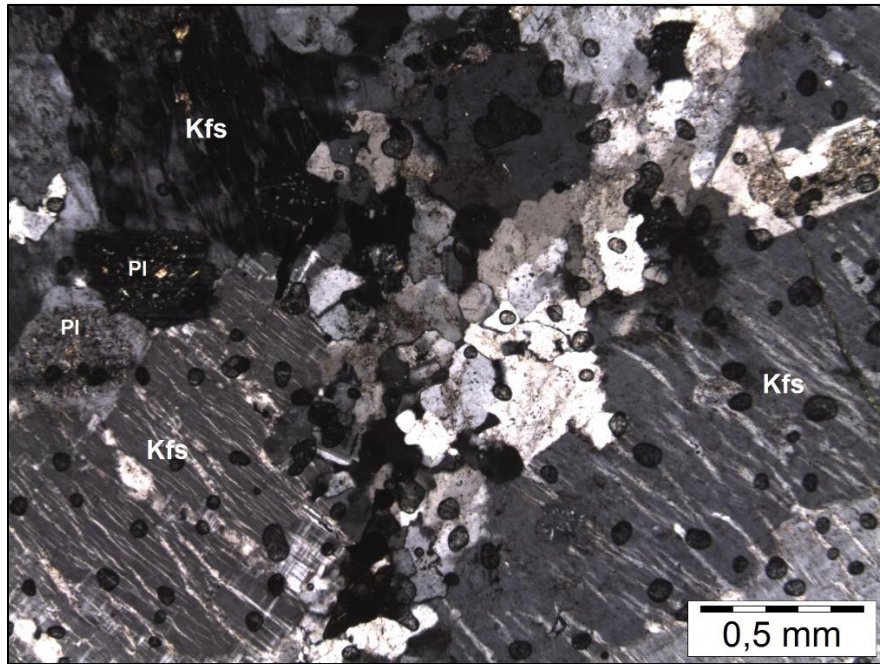


Figura 33. Recristalización de albita en la zona de contacto de cristales de feldespatos alcalinos.

Polarizadores cruzados (CAB-107).

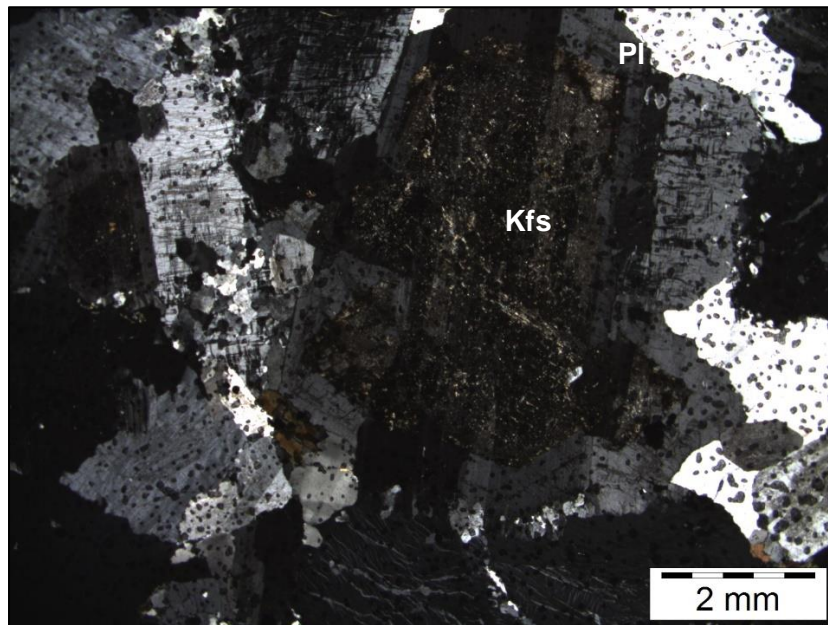


Figura 34. Textura rapakivi, donde el feldespato muestra una marcada alteración a sericita.

Polarizadores cruzados. (CAB-107).

El cuarzo se presenta de forma anhedral a subhedral, generalmente en todos los tamaños de grano, presentando extinción ondulante a uniforme y contactos irregulares, lobulados y suturados principalmente.

La plagioclasa ($An_{28}-An_{30}$) se caracteriza por ser subhedral de forma subtabular, con bordes irregulares y rectos, donde algunos de sus cristales evidencian maclado polisintético y Carlsbad. Presenta alteración a sericita donde además pueden reconocerse algunos cristales de moscovita secundaria y ocasionalmente epidota. Localmente, presenta intercrecimiento de cuarzo vermicular al contacto con feldespato alcalino (Figura 35).

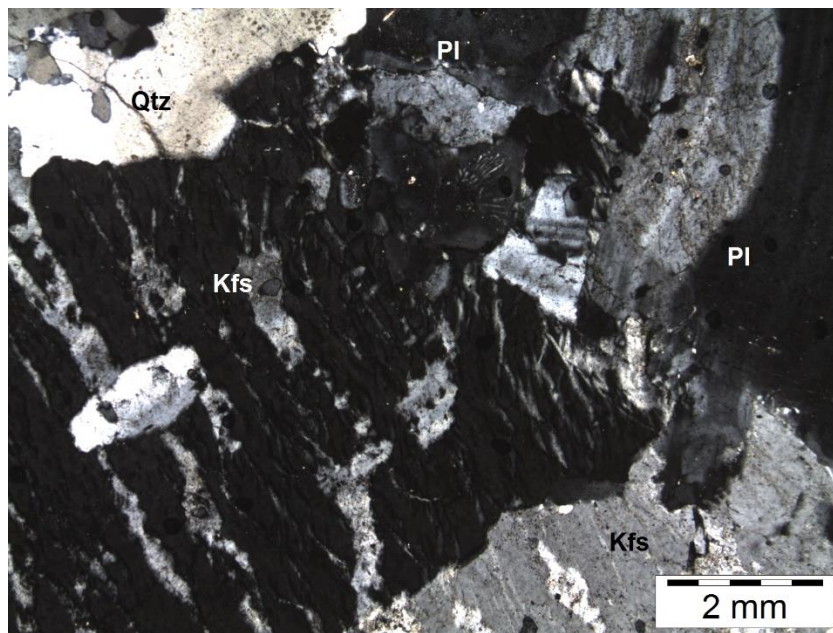


Figura 35. Textura mirmequitica intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa indentado a un cristal de feldespato alcalino en polarizadores cruzados (CAB-105)

Se observaron microgracturas rellenas de epidota en zonas localizadas, atravesando algunos cristales, representando un evento posterior (Figura 36).

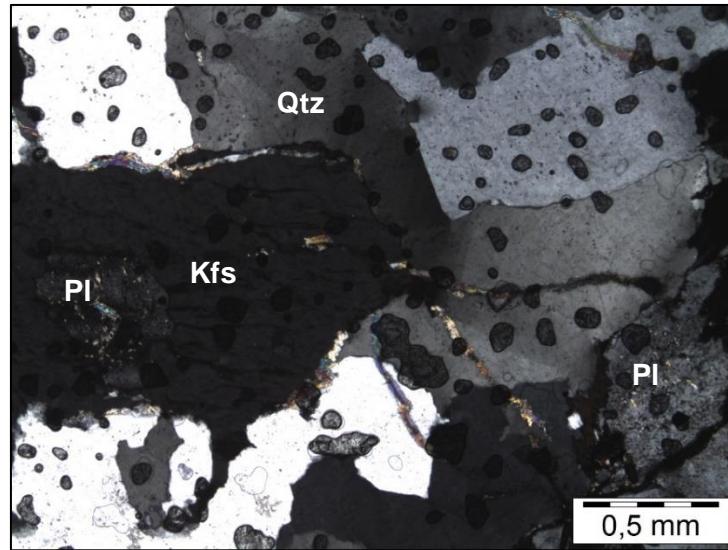


Figura 36. Microfracturas rellenas de epidota en polarizadores cruzados (CAB-107)

2.2.3. Facies cuarzomonzonítica. Esta roca se caracteriza por ser inequigranular hipidiomórfica, con una granulación fina a media (0,5 mm - 5 mm), con bordes irregulares, rectos, lobulados y suturados; en algunos casos con presencia de xenocristales de plagioclasa y cuarzo con dimensiones de hasta 8 mm, distinguidos por sus bordes corroídos.

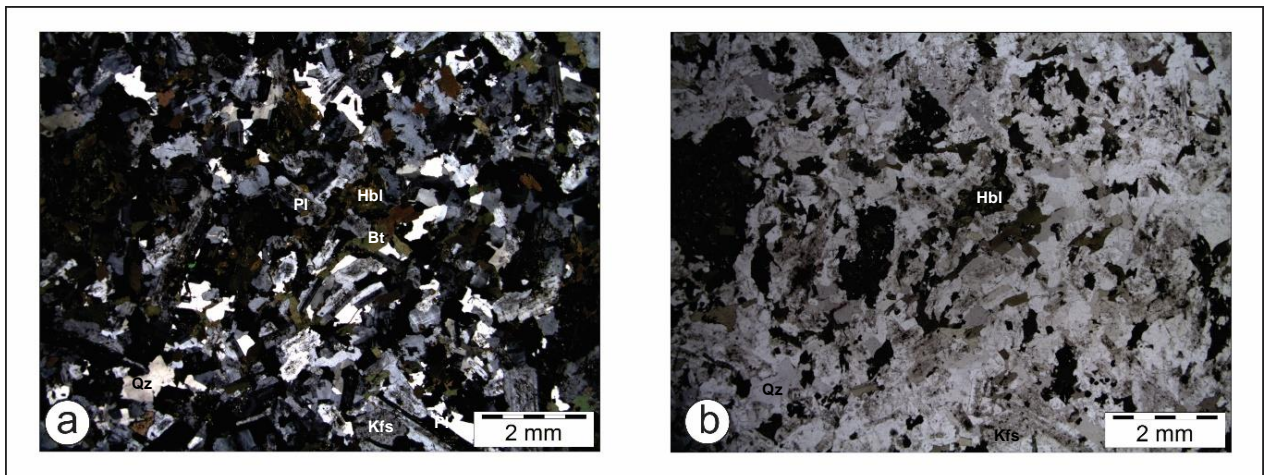


Figura 37. Aspecto general de la facies cuarzomonzonítica (IGN-56): a) Polarizador X, b)

Polarizador //.

Su asociación mineral está dada por plagioclasa (37- 43%), feldespato alcalino (31-33%), cuarzo (10-12%), biotita (9-11%) y hornblenda (7-12%); además de minerales accesorios como titanita, apatito, zircón, allanita, epidota y opacos (<1,5%) (Tabla 2).

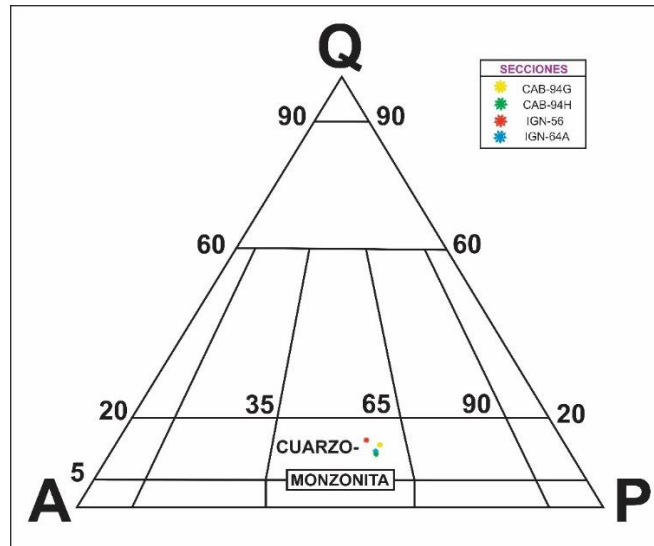


Figura 38. Clasificación composicional de la facies cuarzomonzónica. Modificado de Streckeisen (1976)

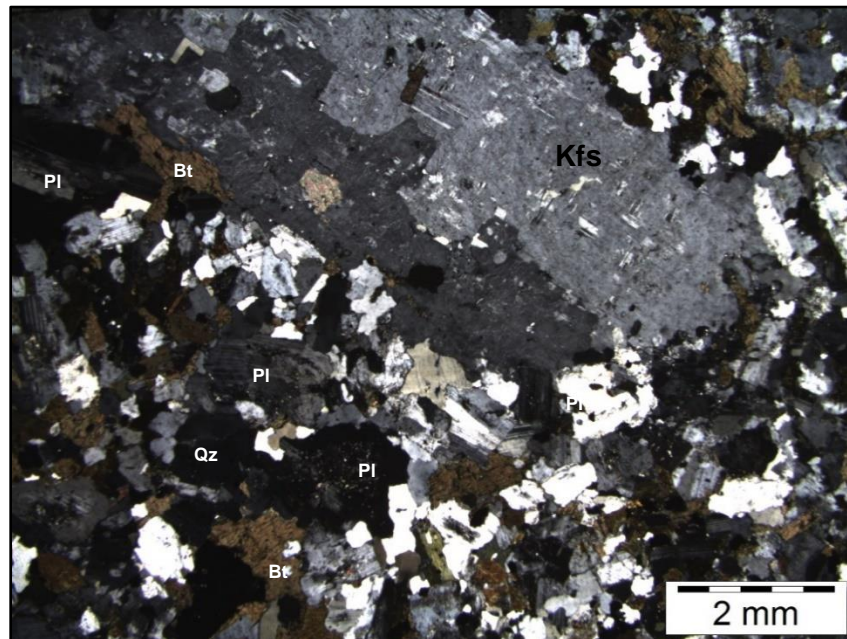


Figura 39. Xenocristal de feldespato con los bordes corroídos en polarizadores cruzados (IGN-56)

La plagioclasa con una composición $An_{28}-An_{32}$, se caracteriza por ser subidiomorfica con formas tabulares. Se encuentra con una alteración marcada a argilominerales, donde pueden reconocerse algunos cristales de moscovita secundaria, y es menos frecuente la epidota; esta alteración puede encontrarse en el núcleo, aleatoriamente o reemplazando completamente el cristal. Como inclusiones presenta biotita y cuarzo. Se observa zonación en algunos de los cristales.

El feldespato alcalino se caracteriza por ser anhedral a subhedral, con alteración a sericita de forma incipiente en comparación con la plagioclasa; en algunos casos se distingue el maclado tipo enrejado (microclina). Contiene gran cantidad de exsoluciones de plagioclasa formando pertitas en forma de lamelas (textura pertítica). Se observan inclusiones de plagioclasa de tamaños variables, que presentan alteración a sericita y epidota.

El cuarzo se caracteriza por estar como cristales anhedrales, con fracturas intracristalinas, extinción uniforme a ondulosa. Puede presentarse como inclusiones dentro de feldespato alcalino, plagioclasa y hornblenda. También se encuentra de forma vermicular dentro de plagioclasa, haciendo parte de la textura mirmequitica (Figura 40)

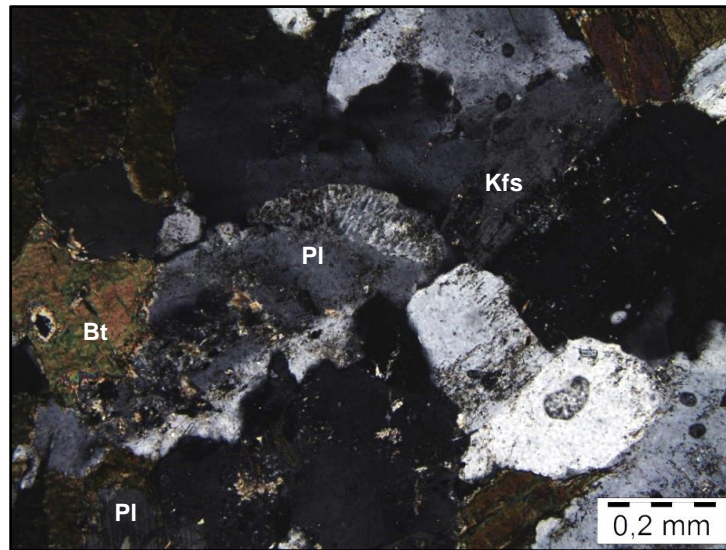


Figura 40. Textura mirmequitica, intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa indentado a un cristal de feldespato alcalino en polarizadores cruzados (IGN-64)

La hornblenda presenta colores verdosos con un pleocroísmo que varía de verde oliva a verde amarillento, ocurre de forma aislada o como agregados asociados a biotita, opacos y titanita (Figura 42). Son cristales con formas subhedrales, prismáticos y en algunos casos anhedrales. Se observan inclusiones de cuarzo, biotita cloritizada y opacos (Figura 41).

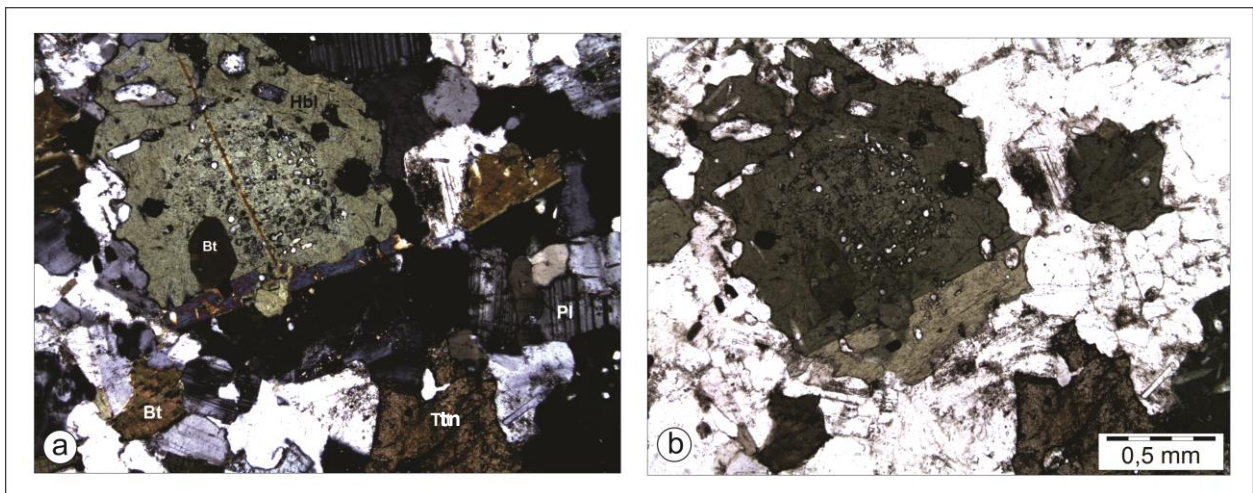


Figura 41. Cristal de anfíbol con inclusiones de cuarzo, plagioclasas, biotita y opacos (IGN-56): a)

Polarizador X, b) Polarizador //.

La biotita presenta forma de cristales subhedrales a anhedrales. Frecuentemente se encuentra siendo sustituida por clorita y está en asociación con otros minerales máficos. Contiene inclusiones poiquilíticas de plagioclasa y cuarzo, y micro inclusiones de zircón.

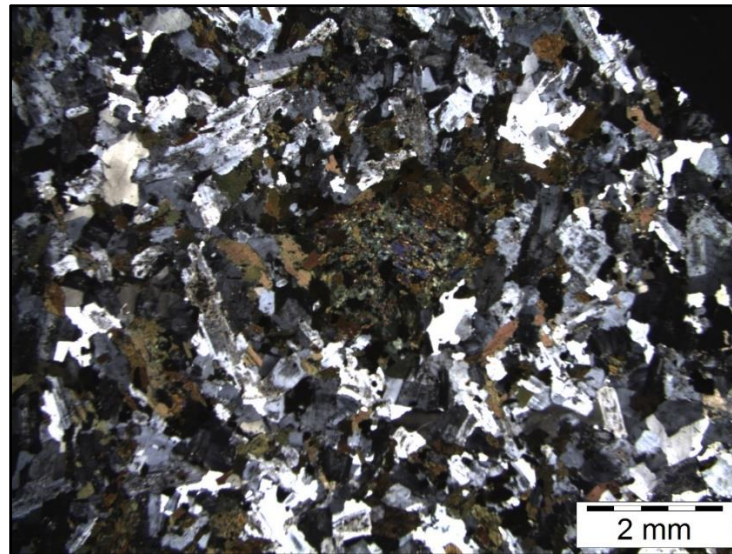


Figura 42. Aglomerado de minerales máficos en polarizadores cruzados (IGN-64)

La titanita se caracteriza porque sus cristales son subhedrales a anhedrales, evidenciando en algunas inclusiones de minerales como plagioclasa, zircón, apatito y opacos (Figura 43).

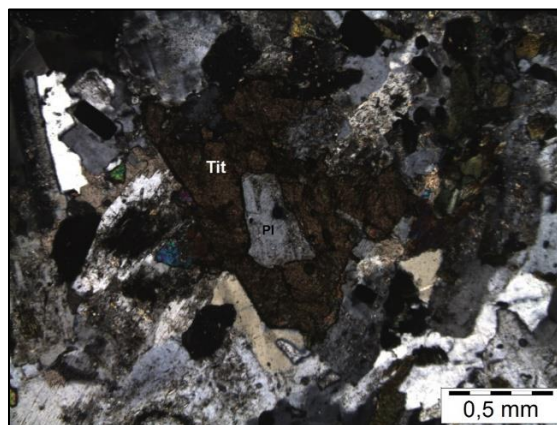


Figura 43. Cristal de titanita con inclusión de plagioclasa tabular con bordes redondeados en polarizadores cruzados (IGN-64)

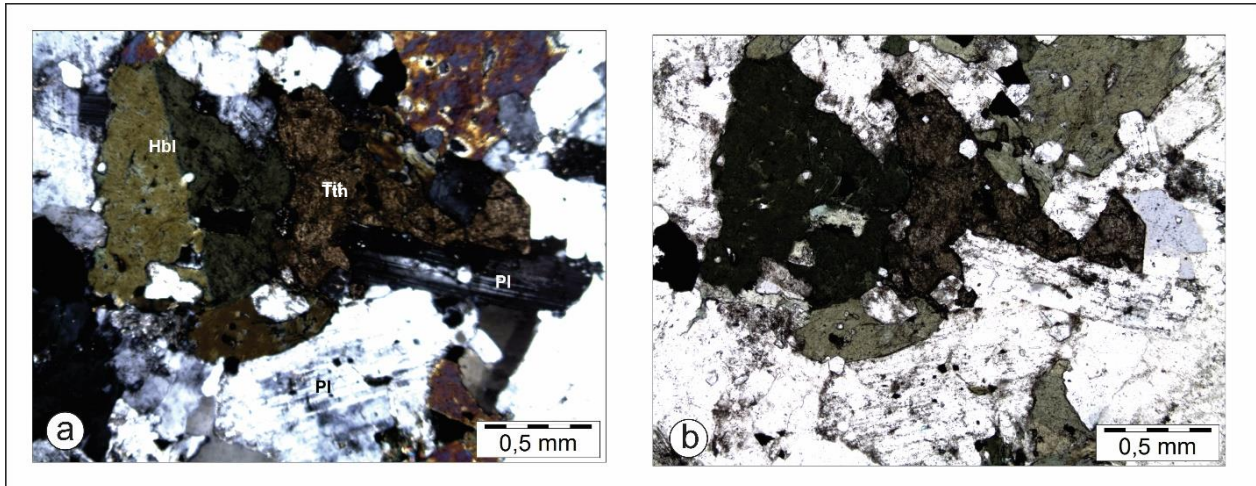


Figura 44. Hornblenda y titanita (IGN-56): a) Polarizador X, b) Polarizador //.

2.2.4. Facies granítica porfídica. Esta roca se caracteriza por ser inequigranular fina a gruesa (0,1mm -6mm) porfídica con una matriz que presenta variación granulométrica de fina a media y fenocristales de feldespato alcalino, cuarzo y plagioclasa que presentan aspectos de xenocristales con bordes corroídos, contornos redondeados y ligero embahamiento. En algunos sectores de la lámina se observa concentración de fenocristales (agregados).

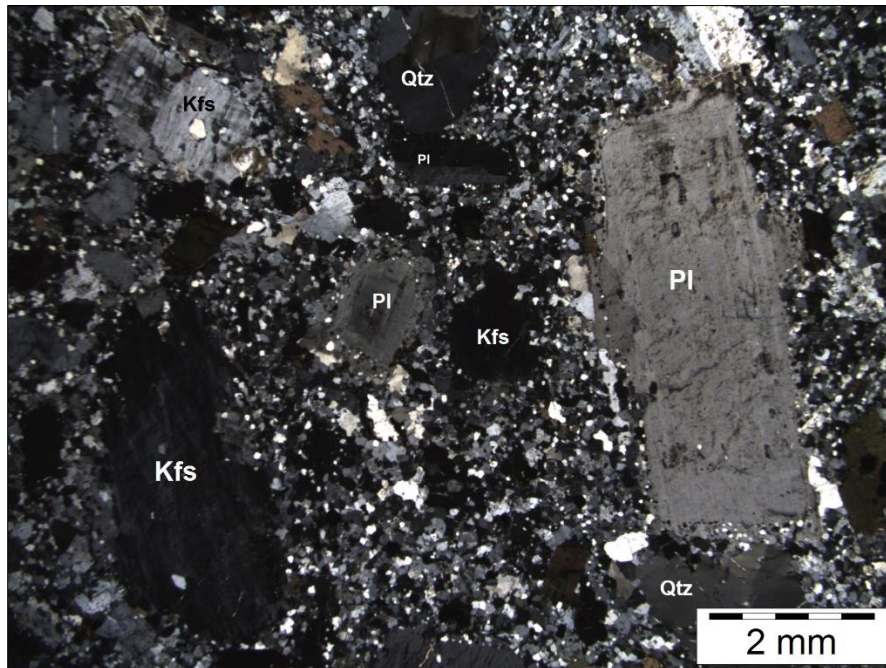


Figura 45. Aspecto general de la facies granítica porfídica en polarizadores cruzados (CAB-98A)

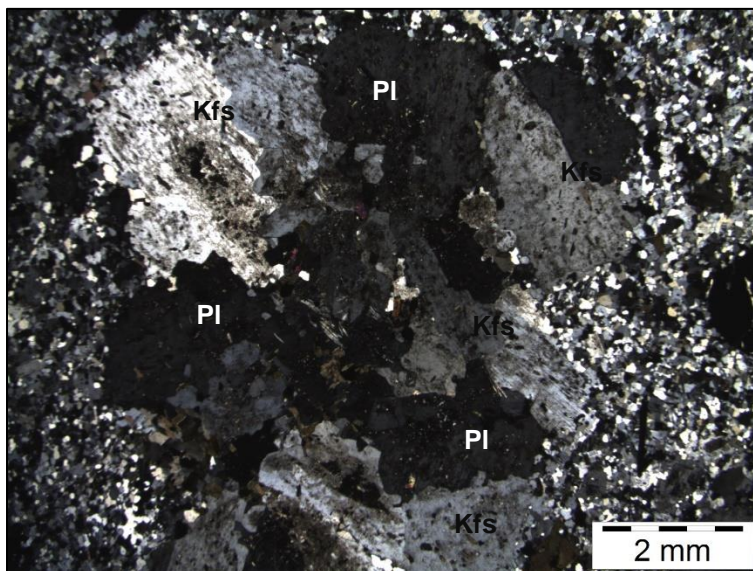


Figura 46. Aglomerados de fenocristales con aspecto de xenolito en polarizadores cruzados (CAB-98A)

Mineralógicamente está compuesto por feldespato alcalino (51%), cuarzo (25%), plagioclasa (20%), biotita/clorita (3%) y hornblenda (2%), como minerales accesorios están la titanita, apatito, opacos, allanita y epidota (<1%).

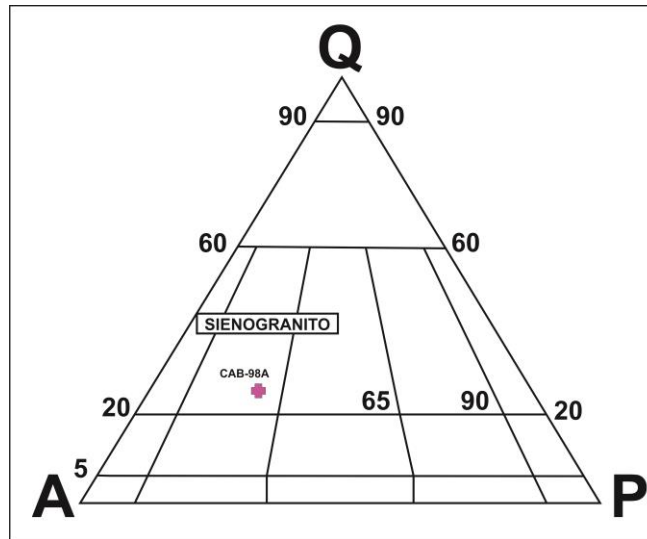


Figura 47. Clasificación composicional de la facies granítica porfídica. Modificado de Streckeisen (1976)

El feldespato alcalino se presenta como fenocristales subhedrales a anhedrales y en la matriz, en forma de xenocristales con bordes corroídos o como cristales xenomórficos finos, se caracteriza por la ocurrencia de maclas tipo enrejado y Carlsbad, con evidencia textura perítica como lamelas sinuosas casi paralelas de albita y alteración de coloración marrón. En ciertos cristales se observan inclusiones de cuarzo, plagioclasa y máficos (textura poiquilítica). Además algunos fenocristales exhiben textura rapakivi (Figura 48).

El cuarzo ocurre tanto como xenocristales (Figura 48) grandes con formas generalmente redondeadas, en algunos casos con fracturas rellenas de materiales más finos, y como cristales subhedrales a anhedrales dentro de la matriz. Presentan extinción ondulante y en ocasiones se observa un hábito relictico asociado a los cristales que fueron corroídos. Sus

contactos con la matriz son normalmente irregulares a re-entrantes y raramente rectos. Se observan inclusiones de minerales máficos, principalmente biotita, titanita y allanita.

La plagioclasa cuya composición está dada por $An_{27}-An_{31}$, ocurre como cristales anhedrales y como xenocristales en la matriz. Generalmente, presentan zonación normal, evidenciada por la alteración (sericita y carbonato) localizada en el núcleo

Así como el granito, los feldespatos de esta facies porfirítica, se presentan fuertemente alterados y la plagioclasa evidencia una pronunciada saussuritización, formando un material de coloración marrón.

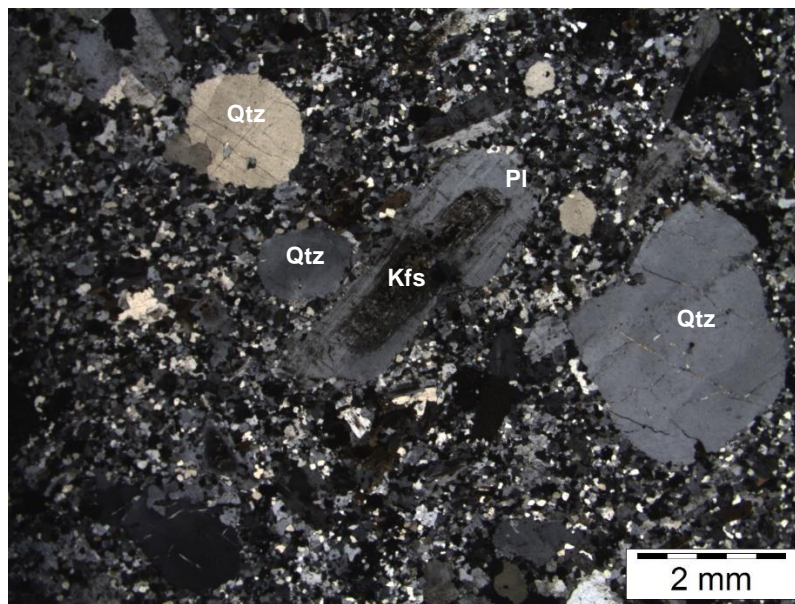


Figura 48. Cristal con textura rapakivi embebido en una matriz finogranular, con una fuerte alteración del feldespato y plagioclasa (Centro). Además se observan fenocristales de cuarzo con embahiamiento (CAB-98a)

La biotita se caracteriza por presentar forma de cristales subhedrales a anhedrales, frecuentemente se encuentra siendo sustituida por clorita en los bordes o trazos de clivaje y algunas veces formando cristales de clorita pura. Normalmente está en asociación con otros

minerales máficos formando aglomerados (Figura 49); con inclusiones de cuarzo, opacos y apatito.

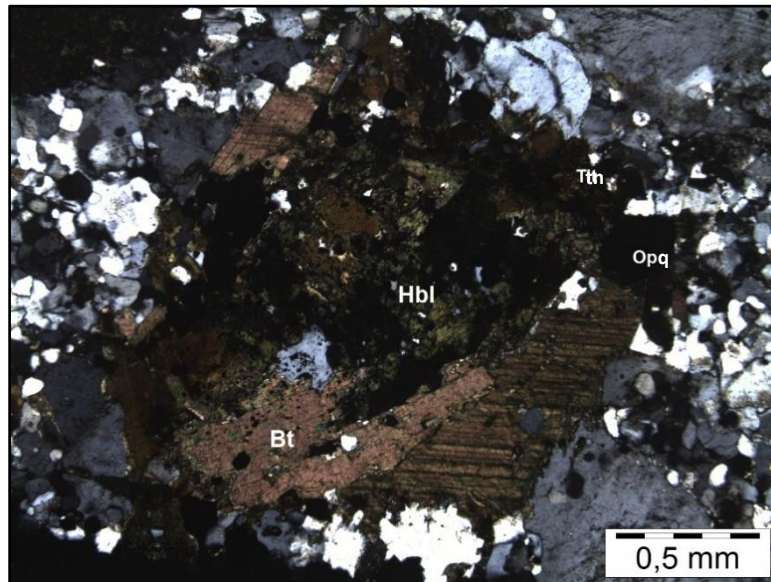


Figura 49. Aglomerado de minerales máficos en polarizadores cruzados (CAB-98a)

2.2.5. Enclaves microgranulares máficos. Los enclaves microgranulares máficos se caracterizan por ser rocas equi a inequigranulares alotriomórficas, exceptuando algunos cristales idiomórficos de minerales accesorios y plagioclasa. Pueden presentar xenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino con contactos irregulares y reentrantes, bordes redondeados y algunas veces corroído generalmente cerca al contacto con la roca encajante; algunos de los xenocristales de cuarzo se encuentran manteados por cristales más pequeños de biotita y cuarzo (Figura 51). El contacto entre los enclaves y la roca encajante se puede presentar de forma abrupta, irregular y en algunos casos corrugada (Figura 54)

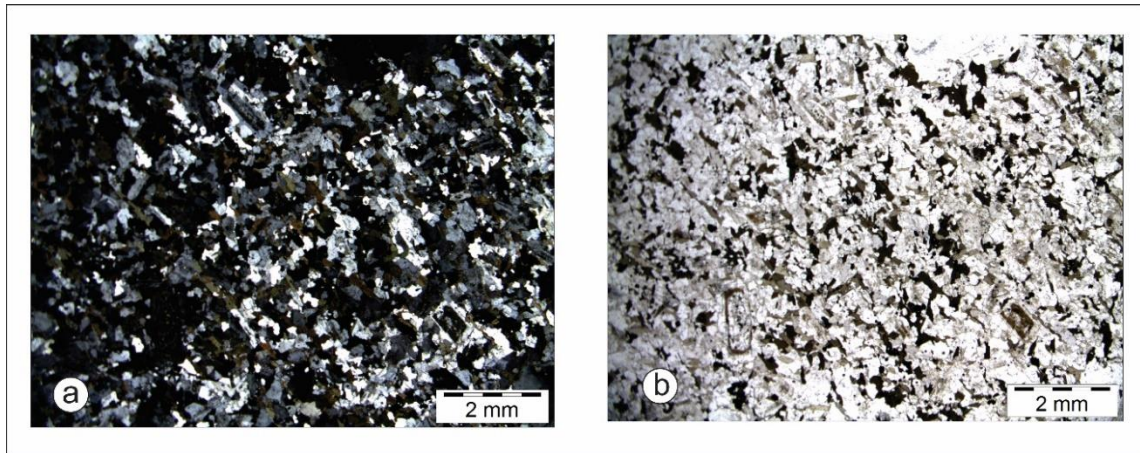


Figura 50. Aspecto general de los EMM (CAB-101): a) Polarizador X, b) Polarizador //.

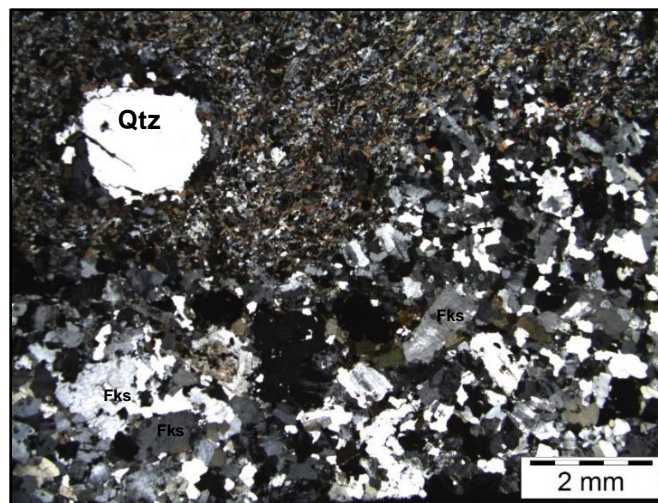


Figura 51. Xenocristal de cuarzo mantenido por cristales más pequeños de feldespato y biotita (CAB-94F)

Su composición mineralógica está dada por plagioclasa (36- 42%%), feldespato alcalino (24- 31%), cuarzo (9- 14%), biotita (10- 19%) y hornblenda (3- 13%); como minerales accesorios titanita, apatito, opacos, allanita y zircón (<1,5%).

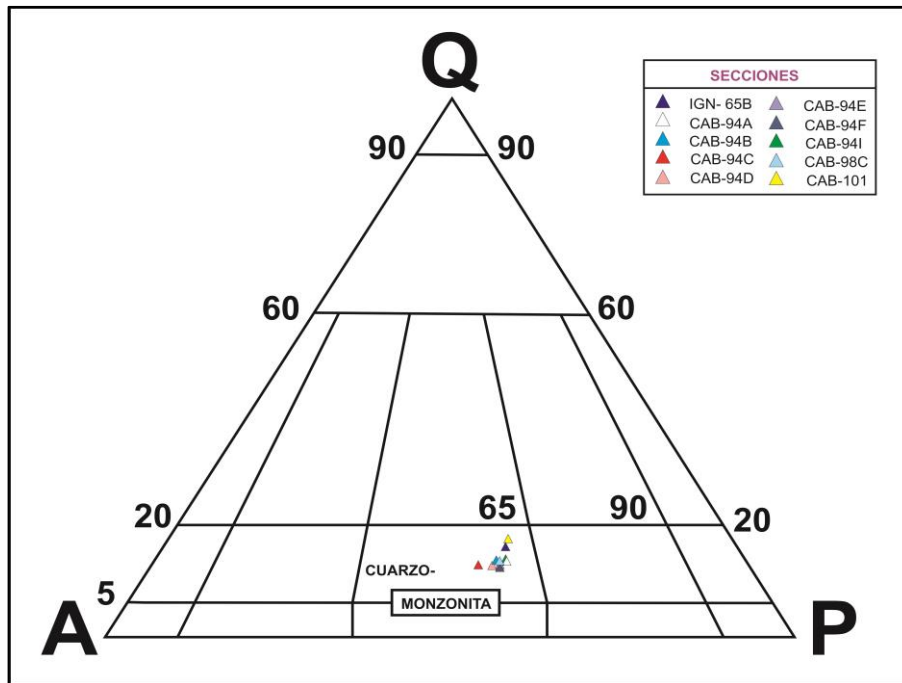


Figura 52. Clasificación composicional del EMM. Modificado de Streckeisen (1976)

La plagioclasa con composición $An_{25}-An_{28}$, ocurre en forma de cristales subhedrales tabulares a cristales menores que están interdigitados a cristales de cuarzo. Presentan saussuritización que en ocasiones se da de forma pronunciada, formando un material marrón oscuro y amarillo, con apariencia similar a la biotita, que se puede localizar en el núcleo o bordes del cristal. Algunos xenocristales presentan inclusiones no orientadas de biotita subhedral, opacos y cuarzo anhedral con bordes redondeados.

Algunos xenocristales de feldespato alcalino exhiben alteración a sericita distribuida aleatoriamente dentro del cristal, en el núcleo o los bordes, también pueden presentar textura perítica. Además se observan cristales con inclusiones no orientadas de biotita subhedral, opacos y cuarzo anhedral con bordes redondeados

El cuarzo presente en la matriz se caracteriza por ser irregular (redondeado o alargado), con contornos rectos e interdigitados con otros cristales. Algunos cristales

evidencian extinción ondulante. Por otro lado, los cristales con carácter xenocrystalino presentan bordes redondeados y de intercrecimiento, algunos de ellos con fracturas rellenas por materiales muy finos.

La biotita ocurre como cristales subhedrales de formas tabulares o prismáticas alargadas. Generalmente se encuentra alterando a clorita. Algunos cristales se encuentran asociados a minerales opacos y titanita. La hornblenda puede ocurrir como cristales aislados con formas tabulares a xenomórficas o como agregados máficos.

La titanita se presenta como cristales que varían de subhedrales a anhedrales (cuando el tamaño es mayor). Generalmente con inclusiones de minerales opacos.

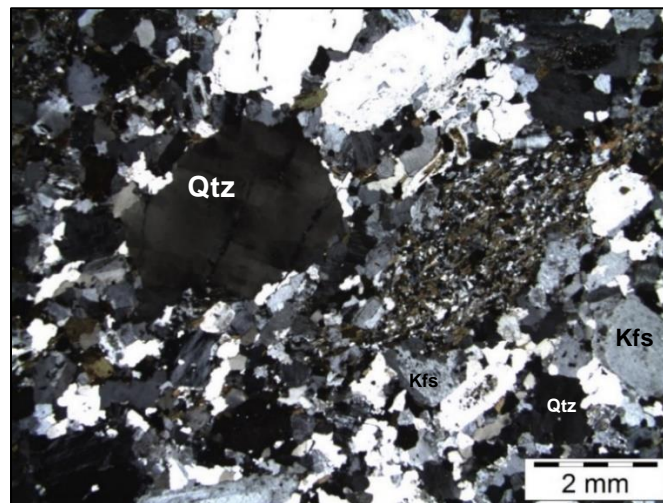


Figura 53. Enclave microgranular máfico milimétrico dentro del granito en polarizadores cruzados (CAB-94B)

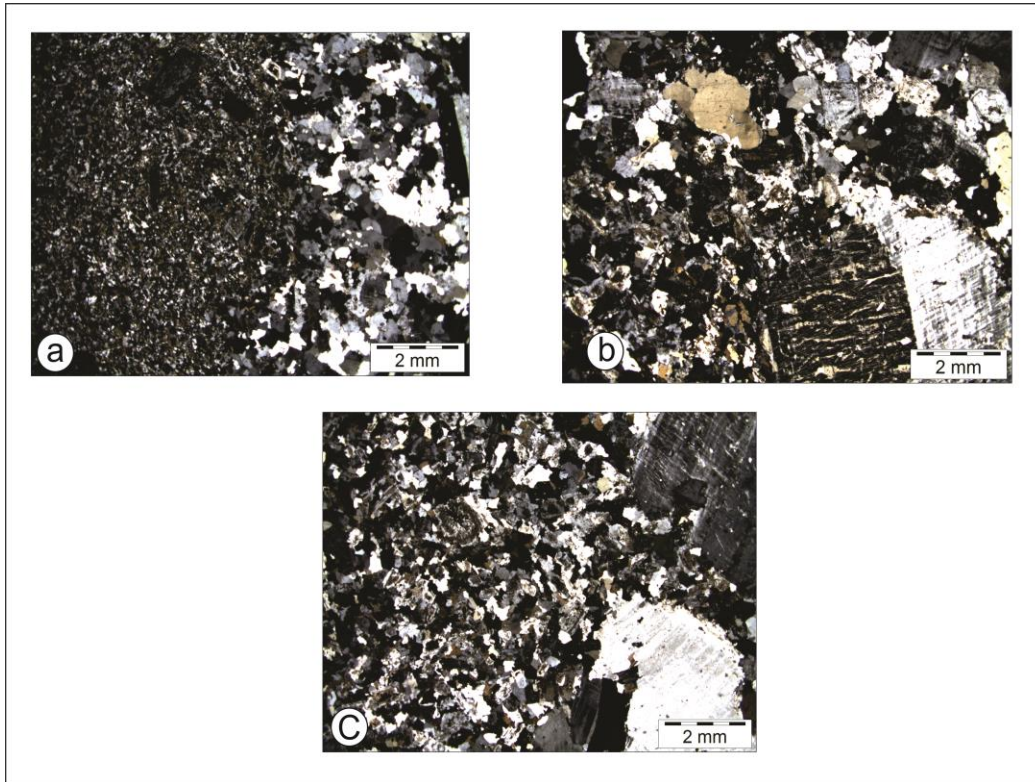


Figura 54. Contactos entre el EMM y el granito en polarizadores cruzados: a) Abrupto, b) Difuso y c) Corrugado.

Tabla 2.

Composición modal de las secciones delgadas

MUESTRA	Qtz (%)	Kfs (%)	Pl (%)	Bt (%)	Hb (%)	Ttn	Aln	Ap	Zrn	Opa	Sau	Chl	Ser	Ms	Ep	CLASIFICACIÓN
CAB- 101	13,45	25,78	39,51	19,19	2,07	X	X	X	X	X	X	X	X		X	CUARZO-MONZONITA
CAB-104	27,54	45,68	22,46	4,1	0	X	X	X	X	X		X	X	X	X	SIENOGRANITO
CAB-105	22	58,57	18,43	1	0	X	X	X	X	X			X	X		SIENOGRANITO
CAB-107	22,66	50,5	26,82	0,5	0	X		X	X	X	X		X	X	X	SIENOGRANITO
CAB-109	28,25	43,75	25,00	3	0	X	X	X	X		X		X	X	X	SIENOGRANITO
CAB-117 (1)	23,84	48,02	22,36	5,75	0	X	X	X	X	X	X	X	X			SIENOGRANITO
CAB-117 (2)	19,9	52,7	24,9	3	0	X		X	X	X	X		X	X		SIENOGRANITO
CAB-117 (3)	25,91	49	21,36	4,27	0	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	SIENOGRANITO
CAB-118 (1)	21,37	46,5	22,33	9,8	0	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	SIENOGRANITO
CAB-118 (2)	23	51,8	20,4	4,8	0	X	X	X	X	X	X	X	X	X		SIENOGRANITO
CAB-98A	24,93	50,46	19,99	2,77	1,85	X	X	X	X	X	X	X	X			SIENOGRANITO
CAB-98C	10,5	29,72	40,98	11,74	7,06	X	X	X	X	X	X	X	X		X	CUARZO-MONZONITA
IGN-56	11,49	30,46	37,39	8,68	11,98	X	X	X	X	X	X	X	X		X	CUARZO-MONZONITA
IGN-62	26,75	51,69	18,76	2,8	0	X	X	X		X	X	X			X	SIENOGRANITO
IGN-63	25,87	50,85	20,53	2,75	0	X	X	X	X	X	X	X	X			SIENOGRANITO
IGN-64A	9,65	30,69	40,41	10,28	8,97	X	X	X	X	X	X	X	X		X	CUARZO-MONZONITA
IGN-65B	11	24,04	35,7	16,5	12,76	X	X	X	X	X	X	X	X			CUARZO-MONZONITA
CAB-94A-EMM	10,75	27,87	41,27	10,41	9,7	X	X	X	X	X	X	X	X			CUARZO-MONZONITA
CAB-94A-SG	23,43	44,93	22,74	8,9	0	X	X	X	X	X	X	X	X			SIENOGRANITO
CAB-94B-SG	22,37	48,51	25,72	3,4	0	X	X	X	X	X	X	X	X			SIENOGRANITO
CAB-94B-EMM	10,54	29,24	41,36	14,5	4,36	X	X	X	X	X	X	X	X		X	CUARZO-MONZONITA
CAB-94C-SG	23,46	50,24	22	4,3	0	X	X	X	X	X	X	X	X		X	SIENOGRANITO
CAB-94C-EMM	9,67	31,21	38,14	14,57	6,41	X	X	X	X	X	X	X	X			CUARZO-MONZONITA
CAB-94D	9,87	30,04	40,21	12,38	7,5	X	X	X	X	X	X	X			X	CUARZO-MONZONITA
CAB-94E-SG	24,36	45,35	25,51	4,78	0	X	X	X	X	X	X	X	X			SIENOGRANITO
CAB-94E-EMM	9,86	25,41	37,34	15,85	11,54	X	X	X	X	X	X	X	X			CUARZO-MONZONITA
CAB-94F-SG	25,34	46,65	25,71	2,3	0	X	X	X	X	X		X	X			SIENOGRANITO
CAB-94F-EMM	8,95	25,48	36,24	17,2	12,13	X	X	X	X	X	X	X	X			CUARZO-MONZONITA
CAB-94G	11,46	30,74	42,31	9,03	6,46	X	X	X	X	X	X	X	X			CUARZO-MONZONITA
CAB-94H	9,73	32,53	42,8	8,7	6,24	X	X	X	X	X		X	X		X	CUARZO-MONZONITA
CAB-94I	10,53	27,74	40,76	14	6,57	X	X	X	X	X		X	X			CUARZO-MONZONITA

2.3. Geoquímica

A partir del método de fluorescencia de rayos X, se obtuvieron datos de análisis geoquímicos de roca total para dieciséis muestras de tres de las facies del Plutón Itupeva, donde nueve corresponden a las facies sienogranítica, seis a la facies cuarzomozonítica (cinco de ellas son de EMM) y una a la facies granítica porfídica. Estas muestras fueron obtenidas por Giovanna Pereira de Souza y Valdecir de Assis Janasi

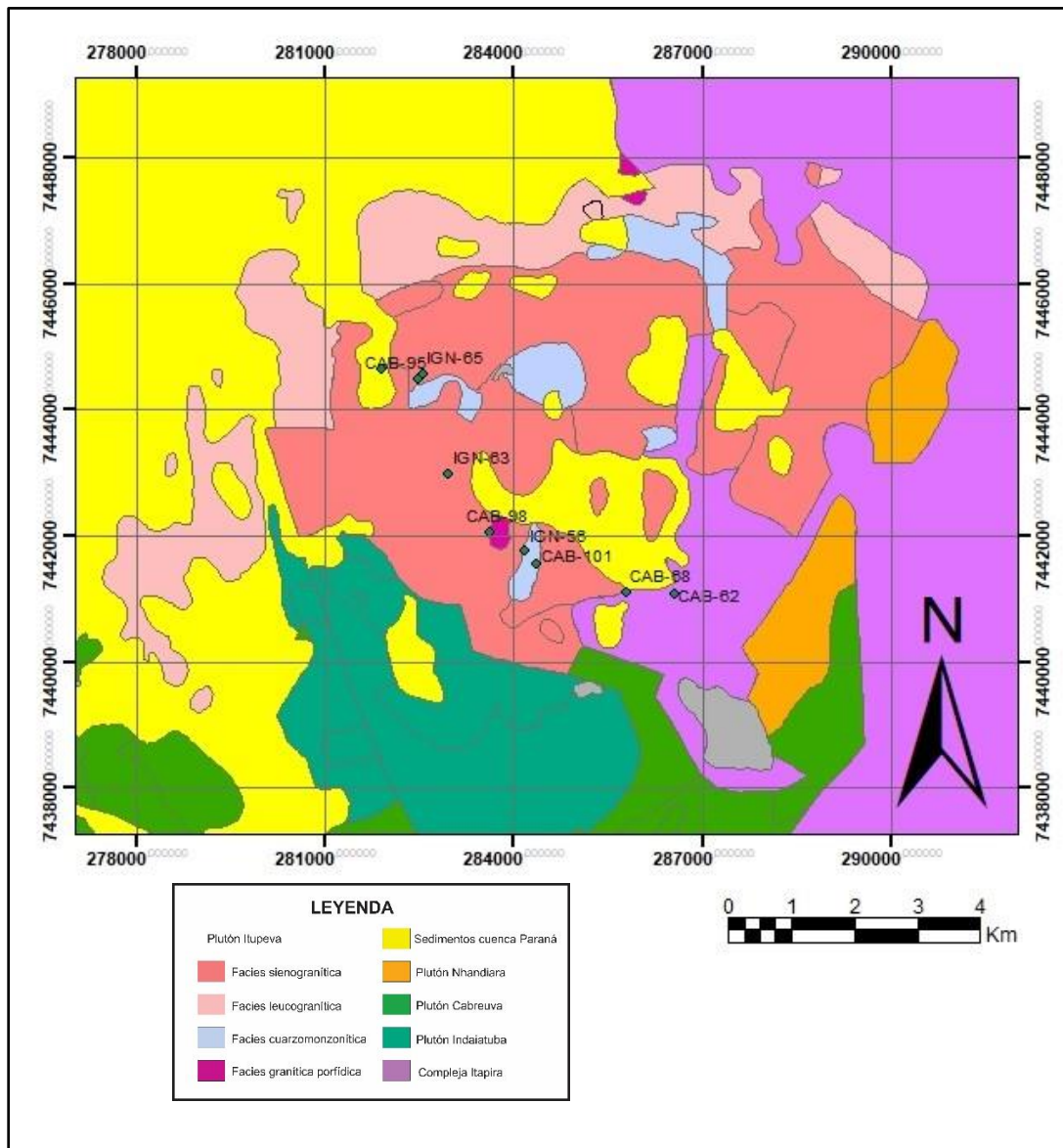


Figura 55. Localización de las muestras con análisis geoquímico

Tabla 3.
Análisis químicos por fluorescencia de rayos X para la facies sienogranítica.

	FACIES SIENOGANÍTICA								
	CAB-62a	CAB-62b	CAB-68a	CAB-68b	CAB-68c	IGN-63	IGN-65B	CAB-94D	CAB-94c(A)
SiO₂	69,9	71,94	73,08	71,51	73,37	71,78	71,86	72,85	72,3
TiO₂	0,57	0,36	0,33	0,33	0,33	0,416	0,388	0,384	0,397
Al₂O₃	14,38	13,36	13,37	13,74	13,4	13,61	13,59	13,12	13,4
Fe₂O₃	3,14	2,08	2,06	2,13	2,17	2,47	2,5	2,37	2,5
MnO	0,08	0,04	0,05	0,05	0,05	0,065	0,08	0,047	0,054
MgO	0,6	0,38	0,31	0,34	0,26	0,58	0,52	0,57	0,65
CaO	1,67	1,34	1,17	1,29	1,1	1,41	1,35	1,49	1,53
Na₂O	3,55	3,32	3,46	3,55	3,47	3,35	3,31	3,31	3,41
K₂O	5,53	5,2	5,2	5,4	5,26	5,27	5,33	4,72	4,72
P₂O₅	0,18	0,11	0,1	0,1	0,06	0,134	0,125	0,127	0,153
PF	0,46	0,4	0,36	0,43	0,42	0,52	0,36	0,28	0,34
Total	100,06	98,53	99,49	98,87	99,89	99,605	99,413	99,268	99,454
Ba	1406	1389	1438	1512	927	1579,6	1456	1791,8	1752,4
Ce	243	144	181	178	177	103,8	112,6	119,4	107,8
Co	<6	<6	<6	<6	<6	< 6	< 6	< 6	< 6
Cr	20	24	30	29	16	< 13	16,8	44,7	< 13
Cu	6	5	<5	5	<5	13,9	8,9	6,1	10
Ga	18	17	17	17	18	18,5	19	16,9	16,9
La	159	196	132	103	106	78,2	85,4	74,2	62,8
Nb	36	22	34	33	23	44,2	46,9	38,9	38,4
Nd	85	96	63	56	51	48,3	47	31,4	27,3
Ni	24	24	19	17	26	< 5	< 5	4,8	< 5
Pb	6	5	<5	<5	<5	27,4	33,4	24,2	25,9
Rb	206	192	188	187	178	206,5	230,2	153,7	168,2
Sc	<14	<14	<14	<14	<14	< 14	< 14	< 14	< 14
Sr	326	310	270	280	200	267,9	248,8	362,1	357,9
Th	45	27	33	30	41	41,1	44,5	50,3	45,4
U	4	3	3		8	12	12,5	6,9	4,9
V	33	24	23	20	20	33,1	35	30,7	28,1
Y	76	134	48	36	58	40,2	40,9	36,6	33,8
Zn	60	42	43	40	39	45,8	52	37	40,7
Zr	292	207	228	231	231	238,9	230,8	206,8	197,4
F						1343,8	1660,4		
Cl						< 50	< 50		
S						< 300	< 300		
mg#	27,47	26,58	22,97	24,03	19,19	31,76	29,19	32,28	34,00
Ba/Sr	4,31	4,48	5,32	5,4	4,63	5,89	5,85	4,94	4,89

Los elementos mayores están en porcentajes (%) y los elementos traza en partes por millón (ppm)

Tabla 4.

Análisis químicos por fluorescencia de rayos X de la facies cuarzomonzonítica y la facies granítica porfídica.

	F. G. Porfíd.	FACIES CUARZOMONZONÍTICA					
	CAB-98	IGN-56	CAB-94G	CAB-94H	CAB-95	CAB-98	CAB-101
SiO ₂	69,4	59,34	59,39	58,5	58,65	61,62	60,48
TiO ₂	0,546	1,122	1,103	1,162	1,208	1,179	0,992
Al ₂ O ₃	13,72	15,94	15,99	16,04	16,25	14,87	14,96
Fe ₂ O ₃	3,21	6,65	6,37	6,69	7,03	6,53	7,35
MnO	0,067	0,104	0,144	0,104	0,112	0,114	0,12
MgO	0,82	2,6	2,56	2,7	2,75	1,85	2,34
CaO	1,89	4,69	3,91	4,54	4,85	3,78	3,71
Na ₂ O	3,4	3,66	3,76	3,67	3,85	3,48	4,02
K ₂ O	4,94	3,84	4,19	4,1	3,84	4,32	2,86
P ₂ O ₅	0,239	0,638	0,631	0,65	0,703	0,652	0,612
PF	0,53	0,84	0,78	0,82	0,72	0,82	0,80
Total	98,76	99,42	98,83	98,97	99,97	99,22	98,24
Ba	1911	2902	3027,4	3273,6	3241	3355	2569
Ce	147	118	175,4	108,1	140	138	114
Co	< 6	15	13	14,3	16	11	13
Cr	< 13	15	< 13	< 13	17	< 13	< 13
Cu	7	18	14,2	17,7	18	16	14
Ga	18	19	20,1	19,1	19	19	20
La	91	75	122,8	78,1	82	80	70
Nb	40	30	32,9	34,3	31	32	29
Nd	54	48	78,5	49,7	63	67	61
Ni	< 5	17	14,9	15,9	14	8	9
Pb	15	16	22,8	19,1	16	16	9
Rb	186	111	224,7	120,1	151	144	167
Sc	< 14	16	< 14	16	14	< 14	< 14
Sr	355	825	642,2	812,8	812	637	657
Th	21	14	17,4	12	7	9	9
U	6		36,8		9	8	14
V	35	100	94,6	109,6	113	99	96
Y	36	33	50	29,6	31	39	36
Zn	52	85	99	85,9	85	92	105
Zr	258	281	360,7	355	363	320	246
F	1186				1561	1430	2974
Cl	< 500				< 500	< 500	< 500
S	< 550				< 550	< 550	< 550
mg#	33,61	43,66	44,34	44,44	43,67	35,96	38,69
Ba/Sr	5,38	3,51	4,71	4,02	3,99	5,26	3,91

*Los elementos mayores están en porcentajes (%) y los elementos traza en partes por millón (ppm).

*En la facies cuarzomonzonítica, las muestras con color verde oscuro corresponden a EMM

El #Mg fue obtenido a partir de la fórmula: $\frac{MgO/40,32}{MgO/40,32 + FeO_t/71,85} * 100 = Mg\#$

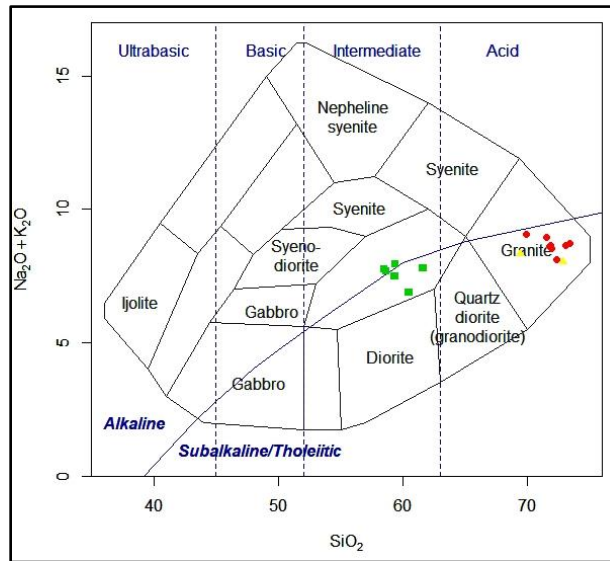


Figura 57. Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 de Cox et al. (1979)

En el diagrama K_2O vs SiO_2 según Peccerillo and Taylor (1976), la mayoría de las muestras de las facies sienogranítica, cuarzomonzonítica y granítica porfídica se encuentran dentro del campo de las serie shoshonítica, mientras que solo dos sienogranitos y un cuarzomonzonito tienen una tendencia hacia el campo de la serie calco-alkalina con alto K.

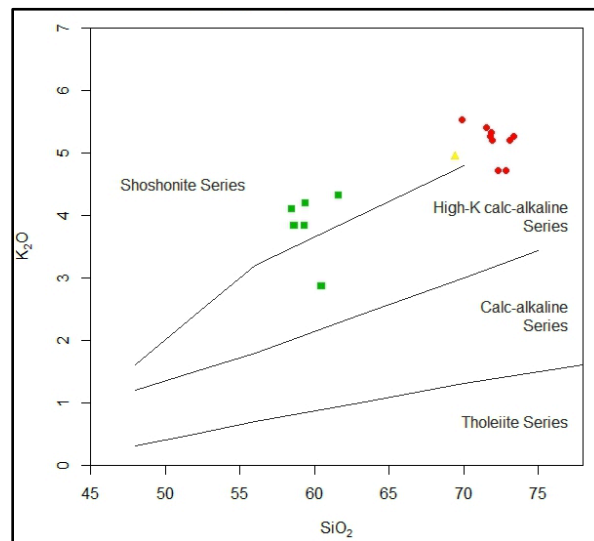


Figura 58. Diagrama K_2O vs SiO_2 según Peccerillo & Taylor (1976) (Rojo: Facies Sienogranítica;

Verde: Facies cuarzomonzonítica; Amarillo: Facies granítica porfídica)

A partir del diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ vs $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ de Maniar y Piccoli (1989) se evidencia el carácter metaluminoso de las facies principales que comprenden el Plutón Itupeva, donde las facies sienogranítica y granítica porfídica muestran una ligera tendencia hacia el límite peraluminoso.

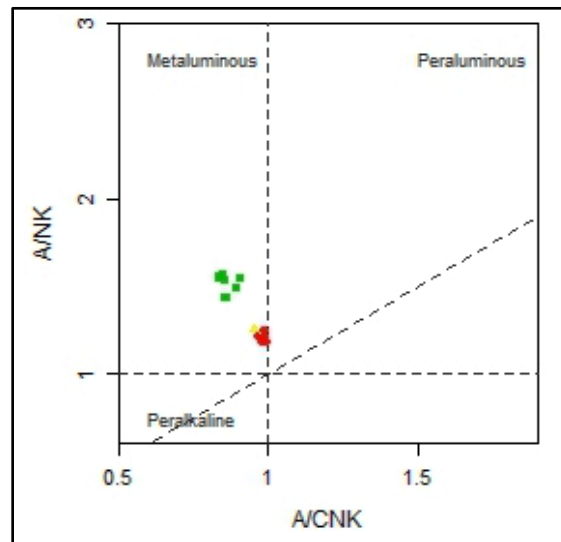


Figura 59. Diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ vs $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ de Maniar y Piccoli (1989)

(Rojo: Facies Sienogranítica; Verde: Facies cuarzomonzonítica; Amarillo: Facies granítica porfídica)

El término granitos “tipo A” fue implementado inicialmente para hacer una distinción de los granitos anorogénicos e intraplaca de las otras configuraciones tectónicas (Loiselle & Wones, 1979). De acuerdo a Whalen et al. (1987), estos granitos se caracterizan geoquímicamente por evidenciar altos tenores de SiO_2 , Fe/Mg , Zr , Nb , Y , Ga , y ETR , a excepción del Eu , y bajos contenidos de CaO , MgO , Ba y Sr . A partir de los diagramas FeO_t/MgO vs $Zr+Nb+Ce+Y$ y $(Na_2O+K_2O)/CaO$ vs $Zr+Nb+Ce+Y$ de Whalen (1987), se observa que las facies pertenecientes al Plutón Itupeva se encuentran dentro del campo de los granitos tipo A.

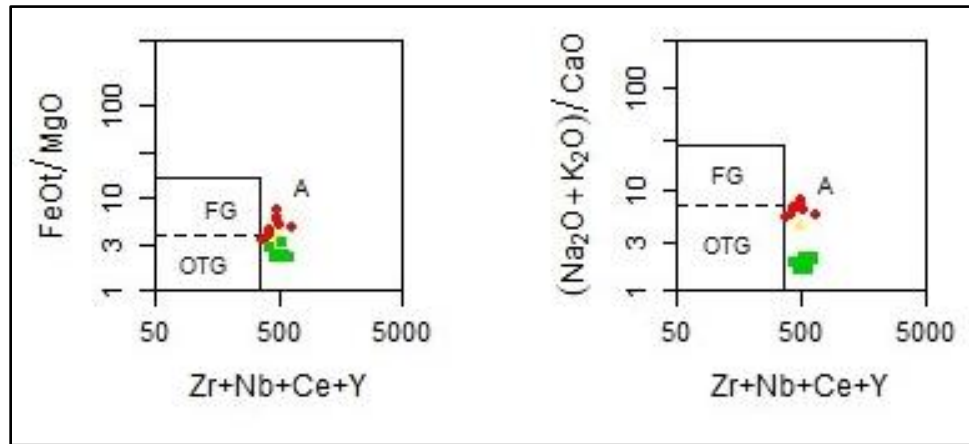


Figura 60. Diagramas FeOt/MgO vs Zr+Nb+Ce+Y y (Na₂O+K₂O)/ CaO vs Zr+Nb+Ce+Y de Whalen (1987) (Rojo: Facies Sienogranítica; Verde: Facies cuarzomonzonítica; Amarillo: Facies granítica porfídica)

En los diagramas de Nb vs Y y Rb vs Y+Nb de Pearce et al. (1984) las facies constituyentes del Plutón Itupeva se encuentran notablemente dentro del campo de los granitos intraplaca (WPG), lo que es característico de granitos tipo A (Loiselle & Wones, 1979).

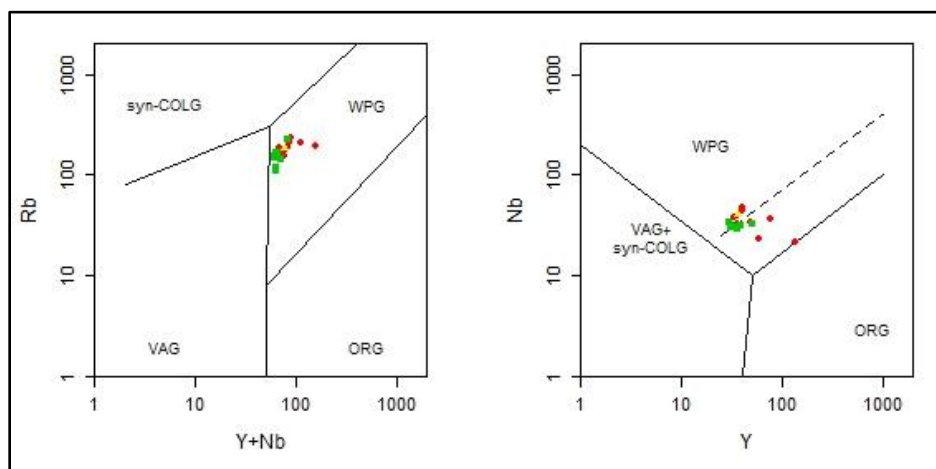


Figura 61. Diagramas de Nb vs Y y Rb vs Y+Nb de Pearce et al. (1984) (Rojo: Facies Sienogranítica; Verde: Facies cuarzomonzonítica; Amarillo: Facies granítica porfídica).

De acuerdo al diagrama Nb–Y–Ce de Eby (1992) que permite clasificar los granitos Tipo A en A₁ y A₂, las facies correspondientes al Plutón Itupeva no se encuentran bien definidas, localizándose la mayor parte de los datos dentro de los límites de ambos campos a excepción de una de las muestras de la facies sienogranítica.

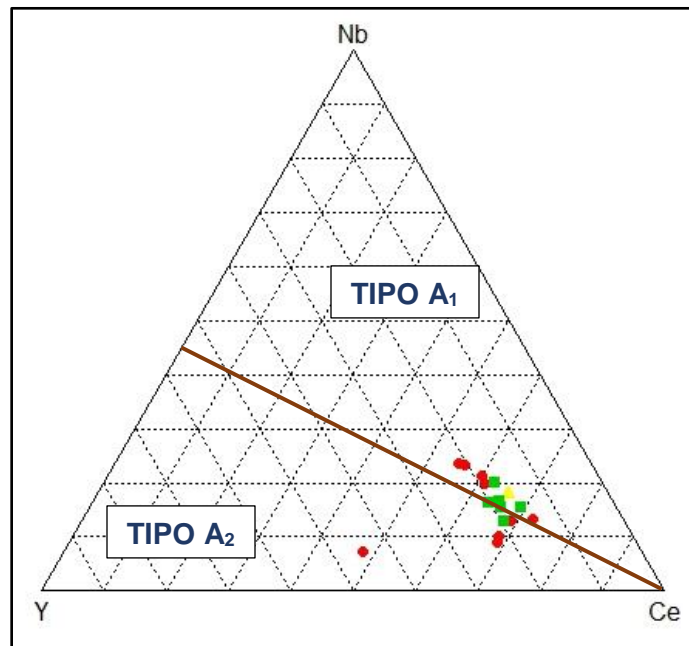


Figura 62. Diagrama de Nb–Y–Ce de Eby (1992) (Rojo: Facies Sienogranítica; Verde: Facies cuarzomonzonítica; Amarillo: Facies granítica porfídica)

2.3.2. Elementos mayores y menores. Los datos geoquímicos obtenidos para elementos mayores y algunos elementos traza de las muestras, y sus respectivas clasificaciones con base en la geoquímica se exponen en forma de tablas y gráficos, donde el análisis de los diagramas tipo Harker (1909) es realizado usando SiO₂ como índice de diferenciación contra los elementos mayores y traza.

Para la facies sienogranítica los diagramas de Harker exponen los elementos principales (TiO₂: 0,57 - 0,33%; Al₂O₃: 14,38 - 13,36%; Fe₂O₃: 3,14 - 2,6%; MgO: 0,65 - 0,26%; CaO:

1,67 – 1,1%; Na₂O: 3,55 – 3,31%) disminuyen a medida que aumenta la concentración del SiO₂ (69- 74%); a excepción de K₂O y MnO que presentan un comportamiento independiente sin seguir esta relación inversa. Además, se observa un enriquecimiento en Rb (168- 230ppm) y una reducción de Ba (927- 1580 ppm) y Sr (200- 358 ppm)

En el caso de la muestra de facies granítica porfídica se observa que en comparación con la facies sienogranítica tiene un grado de diferenciación menor, evidenciado por un contenido en SiO₂ de 69,4 y mg# de 33,615.

Por otro lado, las rocas de la facies cuarzomonzonítica se caracterizan por presentar los tenores más bajos de SiO₂ (58,5 -61,62%), lo que corrobora su carácter más primitivo y básico. También presentan las mayores concentraciones de CaO (3,71- 4,85%), MgO (1,85- 2,75%), TiO₂ (0,992- 1,208%) y P₂O₅ (0,612- 0,703%), y tenores de K₂O (2,86 -4,32%).

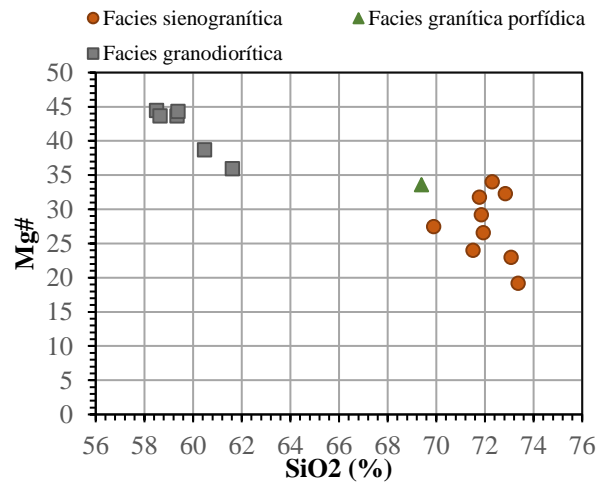


Figura 63. Diagrama de variación del Mg# en relación al SiO₂

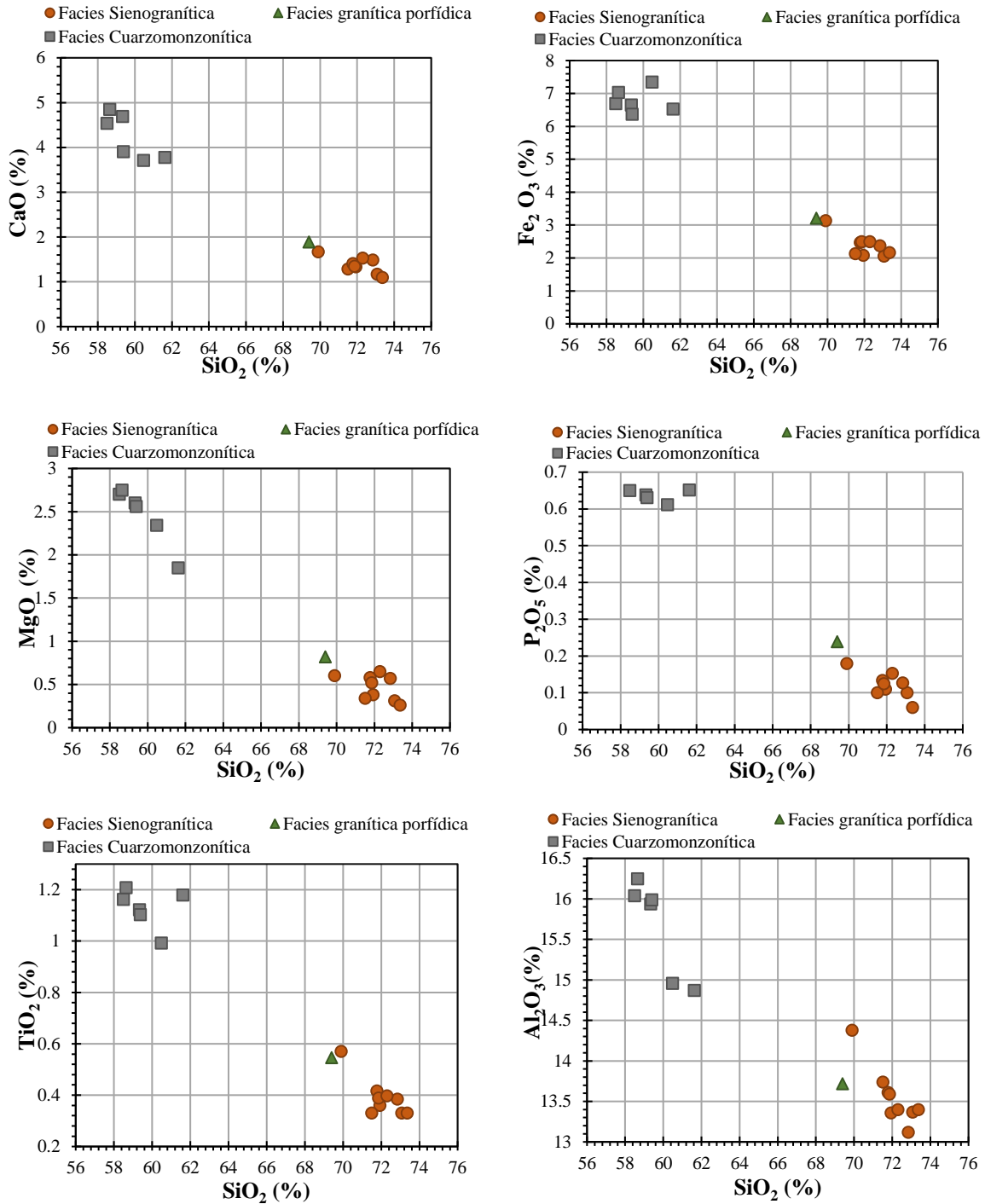


Figura 64. Diagramas de Harker comparando la variación de los tenores de los elementos mayores en relación a la sílice.

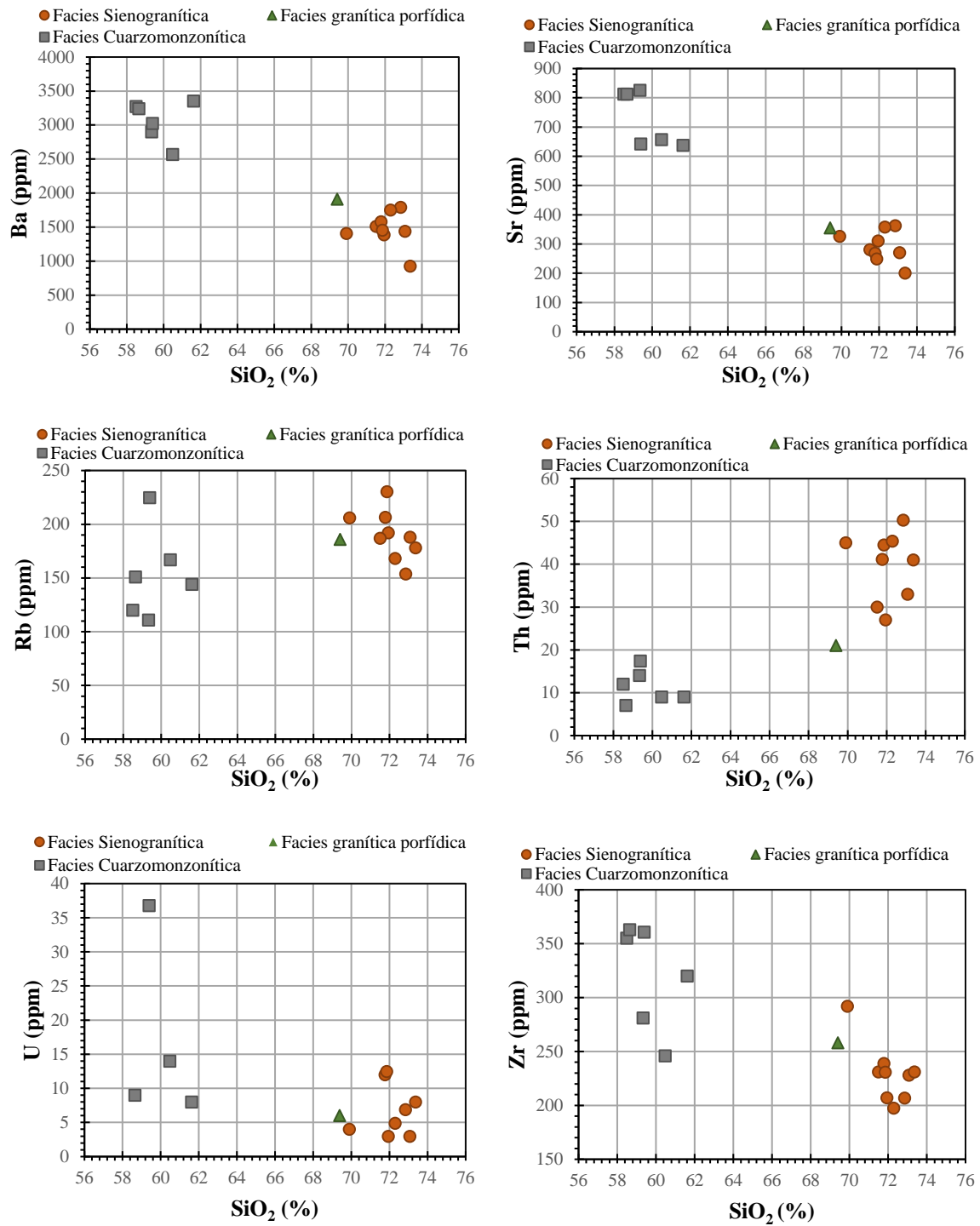


Figura 65. Diagramas de Harker comparando la variación de los tenores de los elementos menores y algunos traza en relación a la sílice.

3. Discusión

3.1. Petrogénesis

3.1.1. Origen de los enclaves microgranulares máficos y su relación con la roca hospedante. Se han propuesto tres modelos que explican el origen de los enclaves microgranulares máficos : (1) Fragmentos de rocas metamórficas refractarias recristalizadas o de residuos del fundido desde la fuente granítica (Chappell et al., 1987, 2000; Collins , 1998); (2) xenolitos de roca encajante o schlieren / acumulaciones de minerales cristalizados tempranos durante la evolución del magma granítico (Shellnutt et al., 2010); y (3) magma máfico del manto que se inyectó y mezcló con el magma félsico (Barbarin, 2005; Bonin, 2004; Perugini et al., 2003; Vernon, 1984; Yang et al., 2007).

Para el Plutón Itupeva se establece que los EMM son el resultado del tercer modelo de formación, ya que se reconocen cuatro características que muestran un intercambio mecánico entre los enclaves y la facies sienogranítica durante un evento de mixing/ mingling: 1) presencia de xenocristales de feldespato, plagioclasa y cuarzo dentro del enclave, caracterizados por bordes corroídos con ligero embahiamiento y tamaños similares a los del granito hospedante; 2) ocurrencia de contactos redondeados, corrugados y difusos, 3) segregación mineral cerca a estos bordes y, 4) textura finogranular de estos enclaves que es una evidencia del rápido enfriamiento del magma inyectado debido al contraste de temperatura entre el magma félsico hospedante, un poco más frío y el magma máfico, caliente entrante (Tarelow et al., 2017).

Además, los diagramas de Harker para estos enclaves, evidencian una marcada dispersión de los datos, lo que puede indicar procesos de intercambio químico experimentados por los enclaves y la facies sienogranítica que los contiene, influyendo en el comportamiento de los

elementos móviles (como el álcalis), donde también se muestra un aumento en los tenores de SiO₂ que puede ser correlacionado con el incremento en las proporciones modales de megacristales de feldespato, plagioclasa y cuarzo, lo que se define como una evidencia de hibridación (Tarelow et al., 2017; Nardi & Fernandes, 2000). De acuerdo a ello, los enclaves con menor hibridación corresponden a aquellos cuyo SiO₂ es más bajo que 59% y MgO más alto a 2,7%; mientras que los que presentan mayor hibridación evidencian contenidos de SiO₂ cercanos a 61% y MgO de hasta 1,80%.

3.1.2. Procesos de mixing/mingling dentro del Plutón Itupeva. Barbarin & Didier (1992) proponen cuatro estados de hibridación de magmas félsicos y máficos: El primer estado consiste en un magma híbrido homogéneo generado por mixing, el segundo y tercero involucra procesos de mingling con aumento en la tasa de cristalización del magma félsico hospedante en el tiempo de la inyección del magma máfico, y en el cuarto estado los procesos de intercambio son muy restringidos. Los enclaves microgranulares máficos son formados en la segunda etapa, cuando el magma máfico se introduce en el félsico permitiendo un intercambio mecánico amplio. En el tercer estado el magma félsico está parcialmente cristalizado, por lo que el magma máfico inyectado se localiza en las fracturas, formando diques synplutónicos y manchas redondeadas a fragmentos angulares. Por último, en el estado cuatro el magma félsico ya está solidificado, por lo que la inyección de magma máfico forma diques continuos.

De acuerdo a lo anterior y a partir de los resultados obtenidos durante el reconocimiento de campo y por los análisis petrográficos y geoquímicos, se puede establecer que el Plutón Itupeva evidencia procesos de hibridación que van desde la primera a la tercera etapa, caracterizados por la presencia de enclaves microgranulares máficos, la facies

cuarzomonzónica como posibles diques synplutónicos que fueron inyectados dentro de la facies sienogranítica, y la ocurrencia de la facies granítica porfídica cuya presencia esta frecuentemente relacionada a grandes cuerpos (hasta $> 1\text{m}$) de enclaves microgranulares máficos, lo que puede implicar que es el resultado de la interacción entre esos cuerpos y la roca encajante, y por lo tanto una evidencia de hibridación.

4. Conclusiones

El Plutón Itupeva está localizado en las proximidades de la ciudad Itupeva, Sao Paulo, Brasil. Fueron caracterizados cuatro facies principales: (i) sienogranítica, (ii) leucogranítica, (iii) cuarzomonzonítica y (iv) granítica porfídica.

La facies sienogranítica, litotipo de mayor ocurrencia en este plutón, se caracteriza por presentar tonalidades rosadas y por ser fanerítica inequigranular a porfídica de tamaño de grano medio a grueso, a equigranular de tamaño de grano medio, hipidiomórfica granular con variación en el índice de color de 4 a 10%. La asociación mineral principal está dada por feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa ($An_{27}-An_{31}$), biotita, titanita, apatita, allanita, zircón y opacos. Una característica fundamental de esta facies es la presencia de enclaves microgranulares máficos con tamaños que van desde centimétricos a métricos y formas redondeadas, ovaladas, irregulares y almohadilladas.

La facies leucogranítica, evidencia una coloración rosada grisácea y corresponde a una roca fanerítica inequigranular de tamaño de grano medio a grueso, a equigranular de tamaño de grano medio, hipidiomórfica granular con variación en el índice de color de 1 a 3%. Su asociación mineral está dada por feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa ($An_{28}-An_{30}$), \pm biotita, \pm titanita, apatita, allanita, zircón y \pm opacos. La presencia de enclaves microgranulares máficos dentro de esta facies es inusual o en pequeñas proporciones y dimensiones. Debido a que se localiza en la zona de borde, se puede establecer que el Plutón Itupeva presenta zonación inversa.

La facies cuarzomonzonítica es de tonalidad grisácea y se caracteriza por ser fanerítica inequigranular de tamaño de grano fino a medio, a equigranular de tamaño de grano medio,

hipidiomórfica, donde el índice de color está dado entre 20-25%. Su asociación mineral está dada por plagioclasa ($An_{28}-An_{32}$), feldespato alcalino, cuarzo, biotita, hornblenda, titanita, apatita, allanita, zircón y opacos. Esta facies es asociada a los enclaves microgranulares máficos presentes en la facies sienogranítica y leucogranítica, debido a sus similitudes composicionales y geoquímicas.

La facies granítica porfídica se caracteriza por ser fanerítica porfídica de tamaño de grano fino a grueso, hipidiomórfica granular, con una matriz de grano fino a medio, fenocristales de feldespato alcalino y cuarzo en proporciones inferiores; ; cuya asociación mineral está dada por feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa ($An_{27}-An_{31}$), biotita, hornblenda, titanita, apatita, allanita, zircón y opacos. Esta facies es interpretada como una roca híbrida, producto de la mezcla de los magmas que dieron origen a la facies sienogranítica y cuarzomonzonítica.

Los enclaves microgranulares máficos presentan características petrográficas y geoquímicas que evidencian un intercambio mecánico y químico con la facies sienogranítica hospedante, producto de un evento de mixing/ mingling: 1) presencia de xenocristales de feldespato, plagioclasa y cuarzo dentro del enclave, caracterizados por bordes corroídos con ligero embahiamiento y tamaños similares a los del granito hospedante; 2) ocurrencia de contactos redondeados, corrugados y difusos, 3) segregación mineral cerca a estos bordes, 4) tamaño fino de estos enclaves y, 5) variación en el comportamiento geoquímico de los elementos y Mg#, y aumento en el contenido de SiO₂ dependiendo del grado de contaminación.

Geoquímicamente el Plutón Itupeva se clasifica como un granito con carácter metaluminoso, formado en ambiente post-colisional a anorogénico (Tipo A), donde la

mayoría de las muestras de las facies sienogranítica, cuarzomonzonítica y granítica porfídica se encuentran dentro del campo de las serie shoshonítica.

Referencias bibliográficas

- Anderson I.C., Frost C.D, Frost B.R. 2003. Petrogenesis of the Red Mountain pluton, Laramie anorthosite complex, Wyoming: implications for the origin of A-type granite. *Precamb. Res.*, 124, pp. 243-267. DOI: 10.1016/S0301-9268(03)00088-3.
- Barbarin B. 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the Sierra Nevada batholiths, California: nature, origin and relations with the hosts. *Lithos*, 80, pp. 155-177. DOI: 10.1016/j.lithos.2004.05.010
- Barbarin, B., Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 145-153. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0263593300007835>.
- Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97 (1-2), pp. 1-29. DOI: 10.1016/j.lithos.2006.12.007.
- Chappell B.W., White A.J.R., Wyborn D. 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis *J. Petrol.*, 28, pp. 1111-1138.
- Cox, K.G.; Bell, J.D., and Pankhurst, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1969. *An Introduction to Rock-Forming Minerals*. Longmans, Green and Co., London, p. 528.
- Galembeck, T.M.B., 1997. O complexo múltiplo, centrado, plurisserial Itu-SP. Rio Claro, SP: UNESP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 374 p.

- Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., Alves, A., 2006. Origin of the rapakivi texture and other features related to felsic-basic magma interaction in the Salto Pluton, Itu Granitic Province, SE Brazil: petrographic and geologic evidence. In: Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Belém, PA, Brazil.
- Janasi, V.A.; Vlach, S.R.F.; Campos Neto, M.C.; Ulbrich, H.H.G.J. 2009. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, southeastern Brazil: petrological and tectonic significance. *Canadian Mineralogist*, v. 47, n. 6, 1505-1526. DOI: 10.3749/canmin.47.6.1505
- Jiang Y.-H., Ling H.-F., Jiang S.-Y., Fan H.-H., Shen W.-Z., Ni P. 2005. Petrogenesis of a late Jurassic peraluminous volcanic complex and its high-Mg, potassic, quenched enclaves at Xiangshan, Southeast China. *Journal of Petrology*, 46, pp. 1121-1154. DOI: 10.1093/petrology/egi012
- Loiselle, M.C., Wones, D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Abstracts of Papers to be Presented at the Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies, San Diego, California, November, 5–8, 11, p. 468.
- Maniar, P.D., & Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. America Bull.*, 101: 635-643.
- Middlemost, E. A. K. 1994. Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.* 37, 215–224.

- Nardi L.V., Fernandes E. 2000. Hybridisation of mafic microgranular enclaves in the Lavras Granite Complex, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* Vol 13 (1, 2) Pag 67-78. DOI: 10.1016/S0895-9811(00)00006-7.
- Opiyo-Akech, N., Tarney, J., Hoshino, M., 1999. Petrology and geochemistry of granites from Archean terrain north of lake Victoria, Western Kenya. *Journal of African Earth Sciences* 29, 283–300.
- Pascholati, E.M. 1990. Caracterização Geofísica da Suíte Intrusiva de Itu. São Paulo, SP: USP. Tese de doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico, 135 p.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Peccerillo, A., and Taylor S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastmonu área, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Pereira, G.S., 2016. O uso combinado de ferramentas estruturais e geoquímico-isotópicas no estudo dos Plútons Cabreúva e Indaiatuba, Batólito Itu, SP: Implicações para a dinâmica de camas magmáticas graníticas rasas. Relatório científico para Doutorado dos, FAPESP.
- Pereira, G.S., 2017. O uso combinado de ferramentas estruturais e geoquímico-isotópicas no estudo dos Plútons Cabreúva e Indaiatuba, Batólito Itu, SP: Implicações para a dinâmica de camas magmáticas graníticas rasas. Relatório científico final para Doutorado, FAPESP.

- Perugini D., Poli G. 2012. The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences. *Lithos*, 153: 261-277. DOI: 10.1016/j.lithos.2012.02.002.
- Shellnutt J.G, Jahn, B.M., Dostal J. 2010. Elemental and Sr/Nd isotope geochemistry of microgranular enclaves from peralkaline A-type granitic plutons of the Emeishan large igneous province, SW China *Lithos*, 119 (1–2), pp. 34-46. DOI: 10.1016/j.lithos.2010.07.011
- Tarelow, J., Pierosan, R., Barros, M. A., Chemale F., Santos, F.S. 2017. Magmatic microgranular enclaves of the northeast of Mato Grosso, Brazil, SE Amazonian Craton: Insights into the magmatism of the Uatumã Supergroup on the basis of field and petrological data. *Journal of South American Earth Sciences*. DOI: 10.1016/j.jsames.2017.06.004.
- Vernon R.H. 1984. Microgranitoid enclaves in granites—globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309, pp. 438-439.
- Vlach S.R.F, Janasi V.A. & Vasconcellos A.C.B.C. 1990. The itu Belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late brasiliano granitoids in the States of Sao Paulo and Paraná, Southern Brazil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Anais (4), Pp 1700-1711.
- Vlach S.R.F, Janasi V.A. & Vasconcellos A.C.B.C. 1991. O magmatismo granitóide tardi- a pós-orogênico de idade brasiliana no Estado de São Paulo. *Boletim do IG-USP, Publicação Especial*, 9: 99-101.

Whalen, J.B., Currie, K.L., and Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristic, discrimination and petrogenesis. *Contributions to mineralogy and petrology*, 95: 407-418.

Yang et al. 2007. Differences Between Collection 4 and 5 MODIS Ice Cloud Optical/Microphysical Products and Their Impact on Radiative Forcing Simulations. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, Vol. 45, No. 9. Pp 2886-2899. DOI: 10.1016/j.molcel.2007.07.018.