

**Evaluación de las Contribuciones de Posibles Fuentes al Leucosoma de la Diatexita de la  
Nappe Socorro Guaxupé, en la Región de Alfenas, MG**

**Lizeth Hernández Tasco**

**Trabajo de Grado para Optar el Título de Geóloga**

**Director**

**Julián Andrés López Isaza**

**Master en Ciencias**

**Codirector**

**Renato de Moraes**

**Post-doctor en Petrología**

**Universidad Industrial de Santander**

**Facultad de Ingenierías Físico-Químicas**

**Escuela de Geología**

**Bucaramanga**

**2018**

## DEDICATORIA

*A mi madre, Marilse, por ser ejemplo fundamental en mi vida, a quien admiro por su superación personal, y quien con sus conocimientos me guio y acompañó en mi proyecto de vida.*

*A mi padre, Alvaro, quien a pesar de la distancia logró darme su amor, comprensión y apoyo.*

*A mi hermana, Aleidys, por ser como mi segunda mamá, ya que hizo parte de mi construcción personal y profesional, además de guiarme en la toma de decisiones.*

*A mi hermano Alvaro José, por ser mi mejor amigo, chef favorito y equivalente.*

*A mi prima karolayn, por ser esa persona que me demuestra cada día que no importa las circunstancias siempre se puede salir adelante.*

*Los amo.*

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco al profesor Renato de Moraes, quien confió en mí dándome la oportunidad de hacer parte de este proyecto, además de orientarme e introducirme en el maravilloso mundo de las migmatitas.

Al profesor Julián, quien compartió su experiencia aportando gran parte a mis conocimientos en geología, gracias por su dedicación.

Agradezco a FAPESP, proyecto 16/22627-3, por la financiación en la realización del presente proyecto.

A los profesores de la escuela de geología de la Universidad Industrial de Santander que hicieron parte de mi formación no solo profesional si no también personal. Gracias por estos cinco años de enseñanza.

A la Universidad de São Paulo por acceder a que hiciera uso de las instalaciones del Instituto de Geociencias y permitir el desarrollo del presente proyecto.

A la pequeña colonia de colombianos y grupo de petrología metamórfica 2017 del IGC, gracias por tan linda acogida.

Agradezco a mis amigas, Ka, Jenny, Mafe, Maite y Vivi, por ser mi compañía, confidentes y testigos de mis alegrías, gracias por todo niñas.

A mis amigos, Andrés, Carlitos, Dilan, Daniel (Negro), Litos, Jota, Jorge, Juli, Nico, Omitar, Pacho y Wilson por hacer mis días difíciles en la universidad más alegres y llevaderos.

Finalmente, agradezco a esa personita por aquellos encuentros llenos de amor, alegrías y tristezas que de algún u otro modo han marcado una pauta en mi vida y quien a pesar de la distancia y los malos entendidos siempre le tendré un gran cariño.

## Tabla de contenido

Introducción .....	15
2. Objetivos .....	17
2.1 Objetivo General.....	17
2.2 Objetivos Específicos.....	17
3 Metodología .....	17
4 Fundamentación Teórica .....	20
4.1 Contexto Geológico.....	20
4.2 Contexto Teórico Sobre la Fusión Parcial y sus Productos.....	25
4.2.1 Anatexia o Fusión Parcial. ....	25
4.2.2 Migmatitas.....	25
5 Resultados .....	32
5.1 Descripción de Campo.....	32
5.2 Petrografía.....	36
5.2.1 Residuo.....	36
5.2.2. Leucosoma .....	45
5.3 Petrología.....	52
5.3.1 Segregación y Cristalización del Líquido .....	52
5.3.2 Fusión Parcial.....	55
5.3.3 Temperaturas De Deformación .....	61
6 Discusión .....	64
7 Conclusiones .....	66
Referencias .....	68
Apéndices .....	74

### Lista de Figuras

Figura 1. Localización y vías de acceso del área de estudio.....	16
Figura 2. Sistema de Nappes del sur del orógeno Brasilia. Três Pontas-Varginha Nappe - tpvn, Pouso Alto Nappe - pan, Aiuruoca Klippe - ak, Carvalhos Klippe - ck, Serra da Natureza Klippe - snk. Tomado de Campos Neto et al. (2010).....	21
Figura 3. Mapa geológico de la región de Alfenas (MG), con la localización de la cantera abandonada en el cuadro de contorno rojo, tomado de Alexandre (2013). ....	24
Figura 4. Estructuras típicas en migmatitas: 1- agmática o brechoide; 2- dictionítica o en red; 3- schöllén o balsas (raft); 4- flebítica o en venas; 5- estromática o en capas; 6- surreica o de dilatación; 7- doblada; 8- ptigmática; 9- oftalmítica o augen; 10- stictiolítica o manchada; 11- schilieren; 12- nebulítica (Mehnert, 1968).....	26
Figura 5. (A) Afloramiento general de la cantera abandonada, en el que se observa la diatexita con mayor homogeneidad composicional (B y D) y la diatexita de heterogeneidad composicional (C).....	33
Figura 6. Principales estructuras presentes en el afloramiento. (A) Estructura estromática, mostrando un bandeamiento composicional preservado, detalle para la capa de granulita máfica separado del gneis biotítico por leucosoma con granate. (B) Estructura en schilieren. (C) Estructura nebulítica (D) con balsa (raft) de granulita máfica. ....	34
Figura 7. (A) Concentración de porfiroblastos de granate euhédrico en el leucosoma granítico. (B) Porfiroblastos de feldespato en residuo gnéisico. ....	34
Figura 8. Tipos de residuos presentes en el área estudiada. En A granulita félsica, en B granulita Máfica. Residuo Mesocrático, en C gneis biotítico.....	35

Figura 9. Tipos de leucosomas observados en campo. A) Leucosoma granodiorítico, B) Leucosoma monzogranítico, C) Leucosoma Sienogranítico. ....36

Figura 10. A) vista general del gneis biotítico, se observan las orientaciones de la biotita que se entrecruzan en un ángulo aproximado a 90°. DE3-2C1, nícoles cruzados. B) Porfiroblásto de plagioclasa siguiendo la foliación principal y rodeada por cristales de biotita. DE3-2C1, nícoles cruzados; C) Porfiroblásto de Feldespato Potásico con maclado de carsbald, nótese hacia la derecha bordes de textura mirmequítica. DE3-3B2-1, nícoles cruzados; D) Película de fundido (melt film) de biotita y plagioclasa interceptando cristales de cuarzo y plagioclasa. MGR-12F, placa de yeso; E) Contactos Lobulados entre cristales debido a la corrosión por el fundido, obsérvese piscina de Fundido (melt pool) con cristales de biotita embebidos y películas de fundido de plagioclasa (melt films) en (a). MGR-12F, nícoles cruzados con analizador. ....38

Figura 11. A) Porfiroblásto de granate, se observan sombras de presión modeladas por las biotitas. DE3-1B2, polarizadores cruzados; B) Granate poiquilítico. DE3-3B2-2, Polarizadores cruzados; C) melt film de plagioclasa en el borde de un cristal de granate. DE3-3B2-2, placa de yeso; D) Biotita en reacción con granate. DE3-8B, polarizadores paralelos; E) Textura mirmequítica. MGR-12E, polarizadores cruzados; F) Monacita alterando a ilmenita; DE3-9A3-5, polarizadores cruzados. ....41

Figura 12. A) Apariencia general de la granulita máfica, con las orientaciones marcadas por las biotitas, nótese el cuarzo en ribbon; DE3-4C, polarizadores cruzados. B) Biotita simplectítica remplazando ortopiroxeno; DE3-8B, polarizadores paralelos. C) Horblenda remplazando cristales de ortopiroxeno; DE3-4C. Polarizadores cruzados. ....43

Figura 13. A) Cristal de feldespato potásico rodeado de selvedge biotítico; DE3-9A3-1. B) Relicto de la roca hospedante inclusos en el feldespato potásico; DE3-5A1-2, polarizadores cruzados. ....46

Figura 14. A) Cuarzo con extinción en tabla de ajedrez; MGR-12C, polarizadores cruzados. B) String of bed de plagioclasa; MGR-12F, placa de yeso. C) melt pool; MGR-12D, placa de yeso. D) Cristal de apatito embebido en cristal de feldespato potásico con textura pertítica; MGR-12D, placa de yeso. ....47

Figura 15. A) melt film de plagioclasas interceptando contactos entre cristales de feldespato y plagioclasa; DE3-8B, polarizadores cruzados. B) Cristal de cuarzo con extinción en tabla de ajedrez; DE-11A, polarizadores cruzados. C) nótese cristal simplectítico de biotita con mineral opaco en contacto con el granate; DE-11A, polarizadores cruzados. D) Textura mirmequítica; MGR-12E, polarizadores cruzados. ....49

Figura 16. A) cristal de biotita con bordes esqueletales; polarizadores paralelos. B) serpentina producto del retrometamorfismo. C) Ortopiroxeno con borde sustituido por biotita esqueletal con cuarzo vermicular y lamelas de clorita (a). DE3-9A4-2 .....51

Figura 17. A) bordes de granate siendo sustituidos por cuarzo y biotita; polarizadores cruzados. B) Bulging en bordes de cristales de cuarzo; placa de yeso C) sustitución seudomórfica de un cristal de ortopiroxeno por anfíboles, nótese cristales de plagioclasa euhedrales; polarizadores cruzados. a) melt film de monacita rodeando cristal de apatito incluso en cristal de plagioclasa; placa de yeso. ALFE\_71G2 .....52

Figura 18. Diagrama QAP del porcentaje modal de los minerales en leucosomas y residuos. Líneas del mismo color que unen residuos con leucosomas son pertenecientes a la misma sección delgada. Leucocoma muy grueso (LMG), leucosoma grueso (LG), leucosoma fino (LF), residuo (R). ....53

Figura 19. Comparativa del conteo modal en residuos y leucosomas con granate en la lámina ALFE-71D1 (1) y residuos con biotita, en la lámina DE3-3B1-C (2). (A) Fotografía de la lámina. (B) Esquema de las diferentes capas de la lámina. (C) Composición modal porcentual calculada de las diferentes capas de la lámina. ....54

Figura 20. Proporciones de las partes de la migmatita en % volumen estimados en campo. Granate (Grt), leucosoma (Leu), residuo (Rsd). ....56

Figura 21. Proporciones de las partes de la migmatita en % volumen estimados en muestra de mano. Granate (Grt), leucosoma (Leu), residuo (Rsd).....57

Figura 22. Proporciones de las partes de la migmatita en % volumen estimados en sección delgada. Granate (Grt), leucosoma (Leu), residuo (Rsd).....58

Figura 23. Estereogramas de los datos medidos de ejes-c de cuarzo.....62

### Lista de Tablas

Tabla 1 Secuencia de cristalización del gneis biotítico.....	39
Tabla 2 Secuencia de cristalización de la granulita félsica. ....	42
Tabla 3 Secuencia de cristalización de la granulita máfica.....	44
Tabla 4 Composición química de las muestras utilizadas en este trabajo. Valores en peso % fueron extraídos de Condie (1993), convertidos a mol. % y simplificado al sistema químico NCKFMASHTO para ejecutar los cálculos en THERMOCALC. FeOt* corresponde a los valores convertidos de Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>†</sup> . Cantidad de O <sub>2</sub> fue estimada por Pavan (2017).....	59
Tabla 5 Contenido en % modal de líquido (liq.) y minerales peritéticos (mp.) en cada intervalo de temperatura a 9 kbar de presión, ejecutados en THERMOCALC V. 3.40, banco de datos termodinámicos ds62, en comparativa con las estimativas realizadas en campo, muestra de mano y en lámina. Paragénesis para Grauvaca Grt+Ksp+Opx+Pl+Liq y lutita Grt+Sill+Rt+Ilm+Liq.....	60
Tabla 6 Temperaturas deformacionales determinadas mediante las ecuaciones 1 y 2.....	63

### Lista de Apéndices

Apéndice A. Composición mineralógica de los leucosomas en las láminas analizadas petrográficamente. Leucosoma con fenocristales de feldespatos potásicos (Lf(Kfs)), leucosoma con biotita (Lbt), leucosoma con granate (Lgrt), leucosoma con ortopiroxeno (Lopx), leucosoma con granate y ortopiroxeno (L(grt+opx)).	75
Apéndice B. Composición mineralógica de los residuos presentes en las láminas analizadas petrográficamente. Biotita genes (GB), granulita máfica (GM), granulita félsica (GF).	77
Apéndice C. Conteo modal realizado en secciones delgadas. Leucosoma fino (LF), leucosoma grueso (LG).	79
Apéndice D. Conteo modal en residuos. Residuo con biotita (R(Bt)), residuo con granate (R(Gr)), residuo con ortopiroxeno (R(Opx)), residuo con hornblenda y ortopiroxeno (R(Hbl+Opx)).	80
Apéndice E. Conteo modal realizado en campo del leucosoma muy grueso.	81
Apéndice F. Datos de eje-c de cuarzo dados en azimut de rumbo. Azimut (Az), Buzamiento (Bz).	82

## RESUMEN

**TITULO:** EVALUACIÓN DE LAS CONTRIBUCIONES DE POSIBLES FUENTES AL LEUCOSOMA DE LA DIATEXITA DE LA NAPPE SOCORRO GUAXUPÉ, EN LA REGIÓN DE ALFENAS, MG\*

**AUTORES:** LIZETH HERNANDEZ TASCO\*\*

**PALABRAS CLAVE:** Cristalización de fundido; fusión parcial; leucosoma; *Nappe* Socorro-Guaxupé; segregación magmática

### CONTENIDO:

La Unidad Diatexítica Intermediaria, que hace parte de la unidad *Nappe* Socorro-Guaxupé, perteneciente a la porción sur del Cratón de São Francisco, se caracteriza por estar constituida por tres tipos de residuos denominados gneis biotítico, granulita félsica y granulita máfica, además de leucosomas caracterizados por una segregación y cristalización fraccionada, los cuales presentan una variación composicional de granodioríticas a sienograníticas, en donde la acumulación del fundido de la fusión parcial se centra en la diatexita, estudiada en la cantera abandonada que se encuentra ubicada sobre la carretera que une a Machado con Alfenas en el estado de Minas Gerais. Las texturas deformacionales que se presentan en los cristales de cuarzo fueron comparadas con las temperaturas estimadas a partir del método correspondiente al cálculo del ángulo de abertura del eje-c de cuarzo, coincidiendo con tres estadios de temperaturas de deformación en alto, medio y bajo grado, llegando así a determinar que las altas temperaturas favorecieron la concentración de fluidos presentes en la diatexita. Es así que la alta tasa de proporción de leucosoma observado permiten sugerir una zona de posible acumulación de líquido de porciones corticales más profundas y por lo tanto puede ser visto como la formación de una pre-cámara magmática.

---

\*Proyecto de grado. Modalidad investigación

\*\* Facultad de ingenierías Físicoquímicas. Escuela de geología. Director: Ms. Julian Andrés Lopéz Isaza, Codirector: Ph.D Renato de Moraes

### Abstract

**TITLE:** EVALUATION OF THE CONTRIBUTIONS OF POSSIBLE SOURCES TO THE LEUCOSOME OF THE DIATEXITIC OF NAPPE SOCORRO GUAXUPÉ, IN THE REGION OF ALFENAS, MG \*

**AUTHORS:** LIZETH HERNANDEZ TASCO\*\*

**KEYWORDS:** MELT CRYSTALLIZATION; PARTIAL MELTING; LEUCOSOME; *NAPPE* SOCORRO-GUAXUPÉ; SEGREGATION.

### DESCRIPCIÓN:

The Intermediary Diatexitic Unit, part of the Nappe Socorro-Guaxupé, belonging to the southern portion of the São Francisco Craton, it is characterized by three types of residues called biotitic gneiss, felsic granulite and mafic granulite, as well as leucosomes characterized by segregation and fractional crystallization, which present a varying compositional from granodioritics to sienogranitics, where accumulating the melt of the partial melting in the diatexite, studied in the abandoned quarry that is located on the road that joins Machado with Alfenas in the state of Minas Gerais. The deformational textures identified in the crystals quartz were compared with the estimated temperatures from the method corresponding to the calculation opening angle of the quartzc-axis and it is coinciding with three stages of deformation temperatures in high, medium and low grade, thus reaching high temperatures which favoring the concentration of existing fluids in the diatexite. So, the high rate of observed leucosome proportion suggests an area of possible accumulation of liquid from deeper cortical portions and it can be considered as the formation of a pre-magmatic chamber.

---

\*Bachelor Thesis. Investigation modality

\*\* Faculty of physical-Chemistry Engineering. School of geology. Director: Ms. Julian Andrés Lopéz Isaza, Co-director: Ph.D Renato de Moraes

## Introducción

Las migmatitas se definen como rocas formadas a partir de la fusión parcial y dividida en dos tipos principales, metatexitas y diatexitas. La principal diferencia entre ellas es el grado de fusión parcial, evidenciado por la destrucción o no de la estructura original de la roca protolito (Sawyer, 2008). Así, mientras que en las metatexitas la estructura se conserva, en las diatexitas ella es destruida. El líquido silicatado o fundido generado durante la fusión parcial puede permanecer en la roca fundida, segregado y cristaliza en estructuras de dilatación, formando el leucosoma, o ser retirado parcial o totalmente del sistema.

Las reacciones de fusión parcial en altas temperaturas son del tipo “reacciones de fusión incongruente”, generando residuos peritéticos, conformados por fases minerales como ortoclasa, granate, ortopiroxeno, horblenda, entre otros. El mineral peritético generado está relacionado con la composición del protolito, condiciones de presión y temperatura de la fusión y disposición o no de agua. Por otro lado, la proporción mineral peritético/fundido está relacionado a la estequiometría de la reacción de fusión, composición de la roca y condiciones de presión y temperatura de fusión parcial. De este modo, si tuviéramos una idea de la composición del protolito y de las condiciones de presión y temperatura de la fusión parcial, es posible establecer cuál fue la probable proporción mineral peritético/fundido y a partir de ahí, saber si la proporción de minerales peritéticos y leucosoma pueden ser usados para inferir si el sistema era cerrado o abierto, con ganancia o pérdida del fundido.

El siguiente trabajo presenta los resultados obtenidos a partir del estudio de la roca migmatítica perteneciente a la “Unidad Diatexítica Intermedia” del *Nappe* Socorro-Guaxupé, y se describen las características de los procesos de fusión, extracción del líquido y cristalización,

permitiendo así no solo un mejor conocimiento de la geología general del área, sino que aporta al entendimiento de la evolución de la porción sur del Orógeno Brasília.

## 1 Localización

El área de estudio se localiza al sur del Cratón de São Francisco, en la porción sur del Orogeno Brasília (Campos Neto & Caby 2000), en cercanías del municipio de Alfenas, ubicado al sur del estado de Minas Gerais, en la cantera abandonada sobre la carretera que une a Alfenas con Machado (MG-179) con coordenadas 23K 0401968 E-7622273 S (Figura 1).

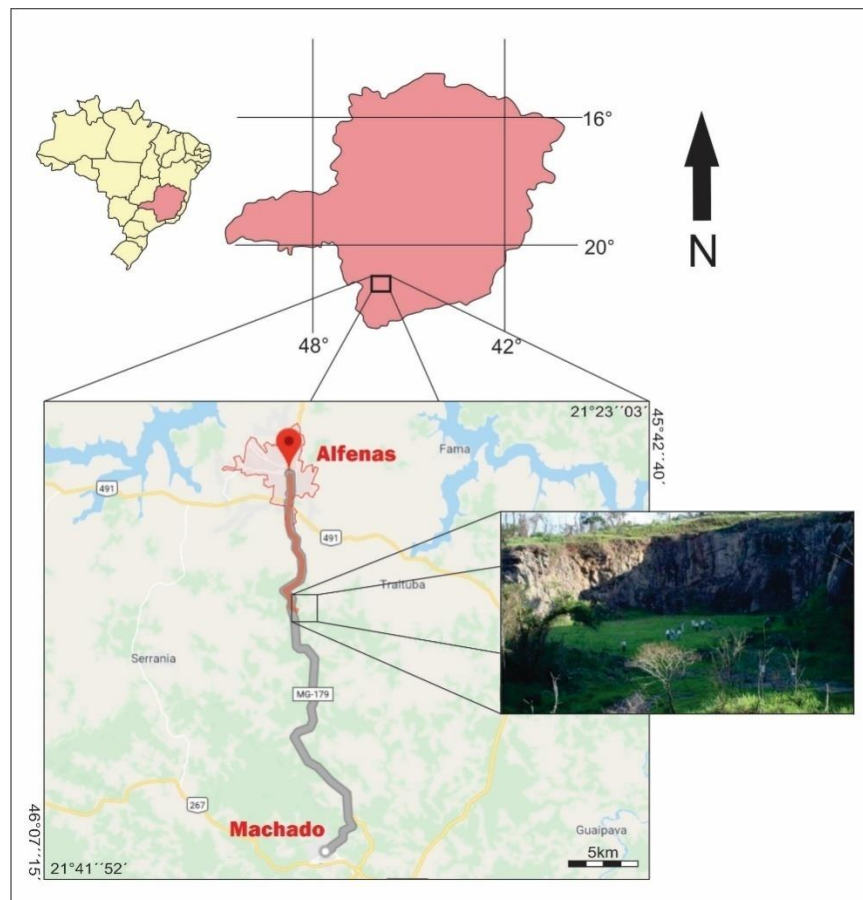


Figura 1. Localización y vías de acceso del área de estudio.

## 2. Objetivos

### 2.1 Objetivo General

Estudiar la roca migmatítica perteneciente a la “Unidad Diatexítica Intermedia” del *Nappe* Socorro-Guaxupé, con el fin de evaluar si el proceso de fusión parcial ocurrió en un sistema abierto o cerrado.

### 2.2 Objetivos Específicos

- Establecer las características petrográficas de la migmatita, y de sus partes, residuo y leucosoma, con el fin de evaluar el proceso de fusión y cristalización.
- Establecer temperaturas deformacionales de la migmatita producto del cizallamiento tardío en relación con la cristalización del leucosoma, mediante análisis de texturas deformacionales en comparativa con el método del termómetro de eje-c de cuarzo (Law, 2014; Faleiroset *al.*, 2016)
- Realizar una reconstrucción del proceso de fusión, segregación del líquido y como ocurrió la cristalización.

## 3 Metodología

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

### Pre-Campo

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 fusión parcial, así como de las partes y clasificación de la migmatita.

### Trabajo de campo

Esta etapa fue enfocada en la descripción y reconocimiento de la roca in situ, toma de muestras y datos estructurales, basados en la realización de 4 días de trabajo de campo en el afloramiento ubicado sobre el corte de la carretera MG-179 en cercanías de Alfenas, Minas Gerais, perteneciente a la *Nappe* Socorro-Guaxupé. Además de eso, afloramientos de otras unidades del *nappe* fueron visitados para el reconocimiento de la Geología Regional.

### Petrografía

Se analizaron cuarenta y siete secciones delgadas de las diferentes partes petrográficas de la migmatita (residuo y leucosoma). Asimismo, se reconocieron texturas, mineralogía, fases peritéticas, características y texturas deformacionales, conteo modal de residuo y leucosoma, con el objetivo de evaluar el proceso de fusión, segregación y cristalización. Para la petrografía fue usado microscopio óptico 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. Para el porcentaje de los minerales de las partes de la migmatita en las secciones delgadas, se realizó el análisis modal de diecisiete 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 las diferentes partes de la migmatita.

Además, se analizó la estimativa de la temperatura de deformación, vía aplicación de termómetro del eje-c de cuarzo, donde se analizaron cinco láminas orientadas del neosoma deformado con platina universal acoplada al microscopio óptico Zeiss cuyos resultados fueron

digitados en Microsoft Excel 2016y graficados en el programa stereo32, versión 1.0.3. Los resultados ayudan al entendimiento del régimen termal/deformacional al cual las diatexitas y granulitas fueron sometidos y así hacer la reconstrucción de la deformación en el leucosoma y residuo asociado, sean granulitas típicas o no.

### Petrología

Con los datos compilados se orientó a los procesos de entendimiento de fusión parcial, segregación y cristalización de las partes de la migmatita.

La investigación del proceso de fusión parcial fue realizada a partir del análisis petrográfico de cuarenta y siete láminas delgadasrepresentativas de las porciones del residuo, leucosoma in situ y del leucosoma totalmente segregado de la diatexita investigada. La inferencia de las reacciones de fusión fue hecha conjugando la composición de cada tipo de leucosoma y de las fases peritéticas. El leucosoma representa la cristalización de las fases previamente fundidas, mientras que las fases peritéticas indican cuales fases ferromagnesianas participaron de las reacciones de fusión, además de proporcionar idea de las condiciones  $P-T$  de la fusión parcial, a partir de lo discutido por Moraes (2013) y Moraes *et al.* (2015). De este modo, fue posible entender el proceso de fusión y cristalización con la descripción de campo y petrografía de detalle.

La investigación de segregación y cristalización del líquido generado fue hecha con la comparación de la proporción modal de las fases en cada tipo de leucosoma in situ y de su respectivo residuo, conforme con la proporción modal del leucosoma de mayor volumen. De esta manera, comparando los varios tipos de composición del leucosoma, fue posible acceder si la cristalización ocurrió a partir del líquido homogéneo, o si hubo cristalización fraccionada. Así, esa parte incluyo petrografía y recuento de puntos en microscopio petrográfico. Un método

similar fue desarrollado en la investigación del leucosoma hecho por Sawyer (2014) en el estudio de las migmatitas de la aureola de contacto del cuerpo de Duluth, Canadá.

Además, el análisis de variación textural de la biotita, su posición en relación con el residuo y leucosoma, su relación con fases peritéticas, como ortopiroxeno y granate, se realizó con el fin de establecer cuanto retrometamorfismo fue generado por retro-reacción (*back-reaction* de Kriegsman, 2001) entre las reacciones de las fases peritéticas y el líquido silicatado o fundido (*melt*), como ha sido indicado y ya reconocido para esas rocas (Rocha *et al.*, 2017) y discutido de forma teórica y general para rocas de facies granulita (White & Powell, 2002, 2010).

Para la estimación de porcentaje en líquido y minerales peritéticos fue usado el programa THERMOCALC, versión 3.40 en comparación con los estimados por tratamiento de imágenes a partir de fotografías y análisis de campo.

#### Redacción y elaboración del informe final

Se organizaron los resultados, se realizó la interpretación de los datos obtenidos durante las etapas anteriores y finalmente se editó el presente informe.

### **4 Fundamentación Teórica**

#### **4.1 Contexto Geológico**

La parte sur del Orógeno de Brasilia se ha interpretado como el resultado de la colisión neoproterozoica entre el margen pasivo del Cratón São Francisco y el margen activo de la placa de Paranapanema (Campos Neto & Caby, 2000). La colisión generó una serie de napas apiladas sub-horizontalmente con una cuña tectónica que se hunde en el oeste y es transportada hacia el este-noreste (Cioffi *et al.* 2016). Este orógeno es formado por dos segmentos, Norte y Sur. Las unidades compuestas por rocas sedimentarias y metasedimentarias muestran que la deformación



El mapa geológico en escala 1:100.000 presentado por Alexandre (2013) (Figura 3) define en el área de estudio la siguiente secuencia de empilamiento de norte a sur: Complejo Campos Gerais, seguida por la *Nappe* Três Pontas-Varginha, sobrepuesta por las unidades Granulítica y Diatexítica de la *Nappe* Socorro-Guaxupé. Esta secuencia no está de acuerdo con lo expuesto en el mapa regional de Campos Neto *et al.*(2007), donde unidades del Grupo Carrancas ocurren entre el Complejo Campos Gerais y la *Nappe* Três Pontas-Varginha, y que la unidad granulítica basal estaría sobrepuesta por la Unidad Metatexítica, en lugar de la Unidad Diatexítica. Sin embargo, estas unidades no fueron reconocidas en la cartográfica realizada por Alexandre (2013).

La unidad Superior “*Nappe* Socorro-Guaxupé”, se encuentra expuesta hacia el sur del Cratón de São Francisco, en el sistema de napas, la cual es derivada de un arco magmático plutónico con granulitas félsicas a máficas de alta presión a alta temperatura en su base (Campos Neto & Caby, 1999). Las temperaturas máximas del metamorfismo son alrededor de los 900-950°C, y ocurrieron concomitantemente a la intrusión de magmas charnockíticos-mangeríticos (Campos Neto & Caby, 2000). La edad de la colisión relativa del metamorfismo es de ca. 635-625 Ma (Campos Neto & Caby, 1999, 2000). En esta unidad predominan gneises migmatíticos de estructuras diversas y batolitos de granitoides calco-alcalinos potásicos, generados por la fusión cortical sin-orogénica resultante de un metamorfismo con isothermas disipadas (Campos Neto & Caby, 2000) y en la que se presentan zonas de cizallamiento sin-metamórficas normales oblicuas (Campos Neto & Caby, 2000).

Campos Neto & Caby (1999, 2000) dividen al “*Nappe* Socorro-Guaxupe” en tres unidades de corteza continental inferior: una “unidad granulítica basal” con aproximadamente 3 km de espesor, la cual cambia gradualmente a migmatitas metaluminosas grisáceas a rosadas denominadas como “Unidad Diatexítica intermedia” con 6 km de espesor y que se introducen

hacia el tope en migmatitas pelíticas a semipelíticas, las cuales se mencionan como “unidad migmatítica superior”. Las unidades exhiben foliación metamórfica de bajo ángulo y metamorfismo de temperaturas ultra alta, determinado con datos termobarométricos. Las unidades superiores registran trayectorias metamórficas que alcanzan condiciones máximas de 800°C y 7,5 kbar. (Del Lama et al., 2000; Campos Neto & Caby, 2000; García & Campos Neto, 2003).

La “Unidad Diatexítica Intermedia”, según Campos Neto & Caby (2000), es caracterizada por gneises graníticos anatéticos, en la que las migmatitas estromáticas discontinuas son encerradas por nebulitas de un gris intenso a rosáceo y granitoides porfiríticos deformados. Asimismo, esta diatexita nebulítica, está formada por balsas (*rafts*) de la roca original, pero ya totalmente modificada, además de porciones con estructura estromática, en las cuales ocurren lentes de granulitas máficas o félsicas, las cuales son discontinuas en campo. La roca presenta altas tasas de fusión, haciendo que pierda casi totalmente las estructuras originales, tornándose en aspecto difuso, macizo y con características graníticas. La diferenciación entre la diatexita y las intrusiones graníticas es posible por la presencia de porciones preservadas de la roca y por la presencia de estructuras peritéticas preservadas en balsas (*rafts*). La roca que predomina en la unidad es una diatexita, ya sea de horblenda, granate, biotita o por la combinación de todos esos minerales (Alexandre, 2013)

En esa unidad la roca puede presentar muchas estructuras, principalmente en las balsas (*rafts*), como bandeamiento composicional sin continuidad lateral, pliegues con flancos quebrados, boudines del paleosoma granulítico, formación de bordes de reacción tipo *selvedge*, estructuras *schlieren*, cristalización de porfiroblastos de granate y horblenda en leucosoma y aspecto pegmatoide en el granito, con cristales de hasta 5 cm de feldespatos (Alexandre, 2013).

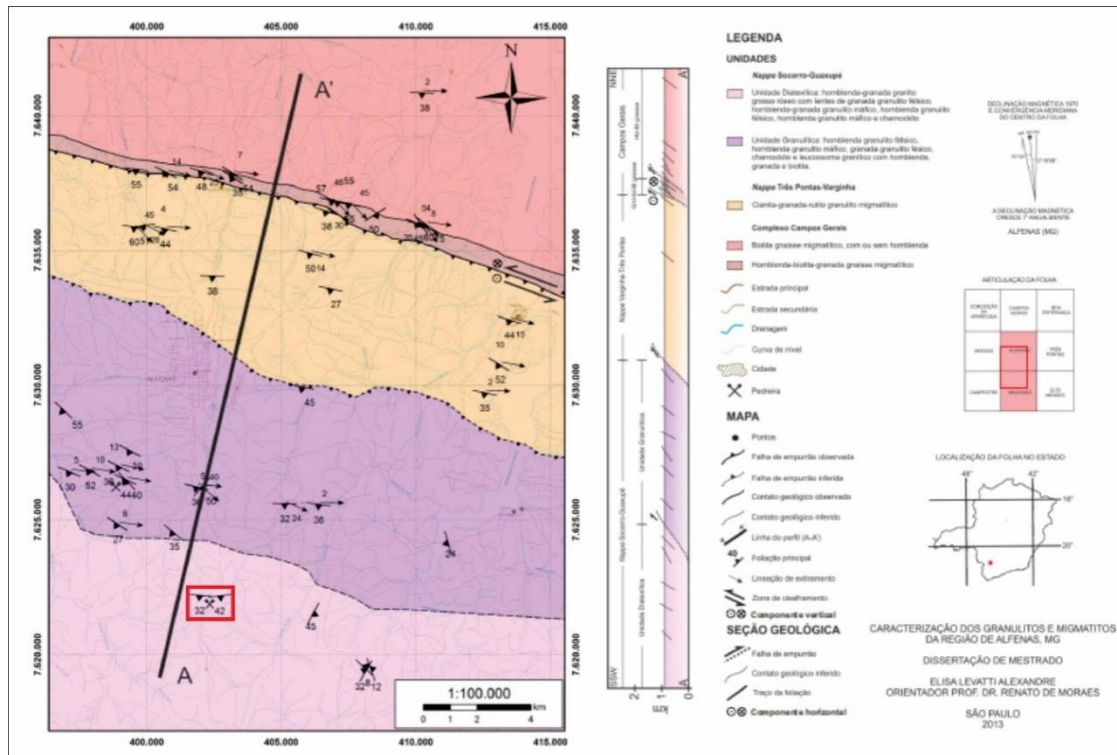


Figura 3. Mapa geológico de la región de Alfenas (MG), con la localización de la cantera abandonada en el cuadro de contorno rojo, tomado de Alexandre (2013).

Sobre la carretera que une a Alfenas con Machado (MG-179), la “Unidad Diatexítica Intermedia”, se encuentra expuesta sobre una mina abandonada de brita (roca triturada). Según Rocha (2014), en esta cantera ocurren tanto metatexita extromática así como lentes de granulita máfica intercaladas con diatexita nebulítica félsica, con grandes volúmenes de leucosomas de coloración rosada, que representan el producto de la fusión de una roca distinta de la metatexita extromática, que era algo más fértil. Asimismo, el análisis de aspectos petrográficos y estructurales de la cantera indica que fue sometida a fusión parcial, la cual, es controlada principalmente por la fertilidad del potrolito, o por las condiciones de  $T$ ,  $P$  y  $X_{H_2O}$  de la fusión. Estas exposiciones propician la observación del proceso de fusión, de la formación de leucosoma

y diques de composición de charnockita o granito, formados in situ o movilizados, pero aún en la fuente (Rocha, 2014).

## **4.2 Contexto Teórico Sobre la Fusión Parcial y sus Productos**

### **4.2.1 Anatexia o Fusión Parcial.**

La anatexia es un término general para describir la fusión parcial de las rocas de la corteza o del manto, que cuando es acompañada de deformación, posibilita la ocurrencia de otros procesos relacionados, tales como: segregación y migración del fundido a partir de la fracción sólida, cristalización fraccionada y flujo magmático (Sawyer, 2008). La fusión parcial cambia las rocas de los sistemas monofásicos (sólidos) a dos fases (sólidos + fundidos). La mayoría de la viscosidad disminuye a medida que la fracción de la masa fundida aumenta y este efecto aumenta la velocidad de deformación y transferencia de calor, así como la diferenciación de la corteza (Sawyer, 1999). Con el aumento de la temperatura durante el metamorfismo, los minerales que constituyen la asociación mineral en reacciones de fusión se vuelven inestables, dando origen al producto caracterizado por fundido, en reacciones de fusión congruente, o que puede ser acompañado por la formación de nuevos minerales peritéticos, en reacciones de fusión incongruente (Sawyer, 1999).

### **4.2.2 Migmatitas**

El primero en introducir el término de migmatita, fue el geólogo Sederholm en 1907, para denotar rocas verdaderamente mezcladas. Conjuntamente introdujo el término anatexia como sinónimo de fusión parcial. El mismo autor también propuso el término palingénesis para designar la formación de migmatitas a través de inyección de magma en rocas brechadas y venuladas, además del proceso de fusión parcial. Para Mehnert (1968) una migmatita es una roca

megascópicamente constituida de dos o más partes petrográficamente distintas, en que una es la roca huésped en estado metamórfico más o menos avanzado, y la otra es de apariencia pegmatítica, aplítica, granítica o plutónica. Asimismo, presentó la primera descripción de las partes de las migmatitas dividiéndolos en dos: **paleosoma**, que es la roca hospedante inalterada o poco modificada y **neosoma**, siendo la porción neoformada de la roca, constituida por leucosoma (dominios félsicos) y por melanosomas (dominios máficos). También propuso una clasificación de los tipos de migmatitas basándose en estructuras características, presentando doce de acuerdo con el grado de fusión (Figura 4). Sin embargo, estas estructuras no pueden ser utilizadas como criterio de clasificación de migmatitas, ya que la variación estructural depende de la escala y diversas estructuras pueden encontrarse en un único afloramiento.

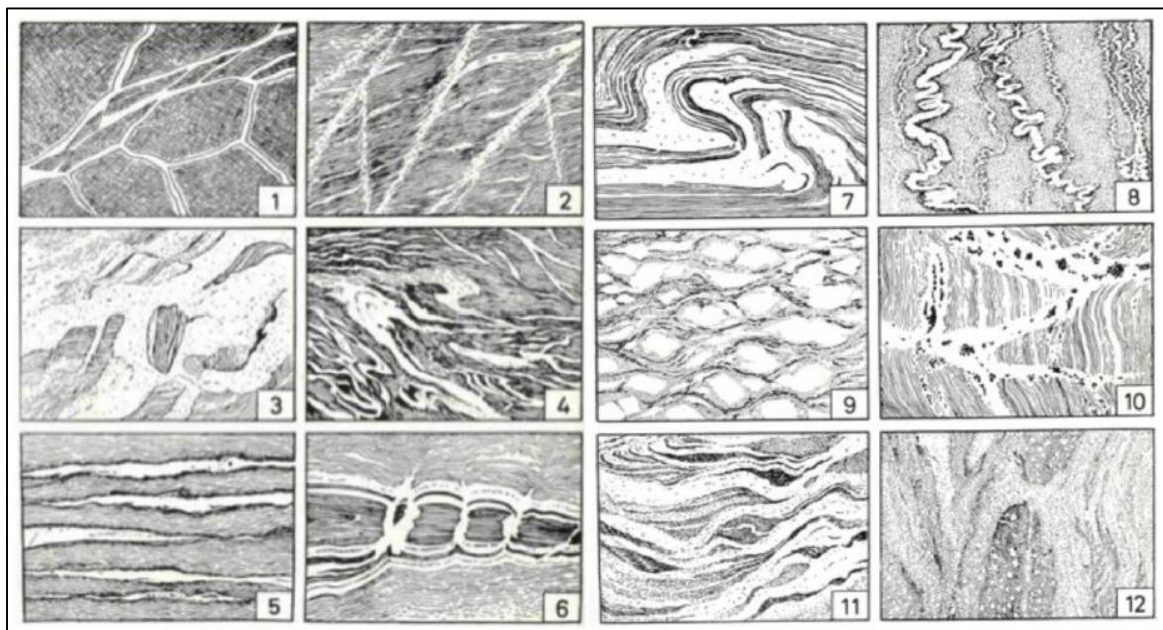


Figura 4. Estructuras típicas en migmatitas: 1- agmática o brechoide; 2- dictionítica o en red; 3- schöllén o balsas (raft); 4- flebítica o en venas; 5- estromática o en capas; 6- surreica o de dilatación; 7- doblada; 8- ptigmática; 9- oftalmítica o augen; 10- stictiolítica o manchada; 11- schilieren; 12- nebulítica (Mehnert, 1968).

Brown (1973) redefinió los términos metatexita y diatexita: **metatexita** define como el producto de la segregación (generalmente de cuarzo y feldespato) por diferenciación metamórfica y fusión parcial, en el cual su bandeamiento migmatítico es evidente, y está compuesto por tres partes: paleosoma, leucosoma y melanosoma, donde el leucosoma y melanosoma constituyen el neosoma y representan las porciones segregadas, y la **diatexita** como una roca producida por anatexia de alto grado en que la fusión debe ser completa y donde no hay bandeamiento migmatítico continuo.

El término mesosoma fue introducido por Henkes & Johannes (1981) para uso descriptivo de la roca de coloración intermedia entre el leucosoma y el melanosoma. De este modo, si una roca bandeada es sometida a la fusión, el mesosoma representará cada una de las capas en etapas diferentes de fusión parcial, dependiendo de la fertilidad de cada una. Al considerarse que el fundido fue segregado del mesosoma o de su protolito original y concentrado en el neosoma, el mesosoma pasó a tener carácter restrictivo (Stüwe & Powell, 1989; Powell & Downes, 1990; Fitzsimons, 1996, Greenfield et al., 1998, Kriegsman & Hensen, 1998).

Según Yardley (1978) las migmatitas pueden ser generadas en sistema abierto, por inyección o metasomatismo, o en sistema cerrado, por anatexia o segregación metamórfica. En Best, (2003), se describe como una roca de composición heterogénea en escala de afloramiento que consiste en roca metamórfica máfica mezclada con roca félsica en forma de capas planas a plegadas y contorsionadas, vetas entrecruzadas y *pods* irregulares. El material aparentemente granítico en la migmatita puede haber sido introducido desde el exterior, formado por fusión parcial *in situ*, o segregado por un proceso metamórfico. Las migmatitas usualmente ocurren en asociación con rocas graníticas en la parte de temperatura más alta de los terrenos regionales metamórficos (Miyashiro, 1978).

Sawyer (2008) presenta una descripción más amplia, y empleada en este trabajo, en la que describe la migmatita como “roca encontrada en áreas metamórficas de mediano y alto grado que pueden ser heterogéneas a escala microscópica a macroscópica y que consiste en dos o más partes petrográficamente diferentes. Una de estas partes debe haberse formado por fusión parcial y contiene rocas que se relacionan petrogenéticamente entre sí (llamado neosoma) y con su protolito por fusión parcial o segregación de la fusión a partir de la fracción sólida. La parte parcialmente fundida típicamente contiene rocas de color pálido que son cuarzofeldespáticas, o feldespáticas, en la composición, y rocas de color oscuro que están enriquecidas en minerales ferromagnesianos. Sin embargo, la parte parcialmente fundida puede simplemente haber cambiado la mineralogía, la microestructura y el tamaño del grano sin desarrollar partes claras u oscuras separadas”. Para determinar las partes de la migmatita en este trabajo se adoptó la terminología propuesta por Sawyer (2008).

#### Protolito

Son rocas presentes en las porciones de más bajo grado metamórfico de un área metamórfica que son equivalentes a las que generaron el neosoma. Por lo tanto, el protolito es prácticamente inexistente en migmatitas, ya que se convirtió en neosoma después de haber sido sometido a la anatexia.

#### Paleosoma

Definida como la parte no neosómica de una migmatita que no se ve afectada por la fusión parcial y en la que se conservan estructuras (foliaciones, pliegues, estratos) más antiguas que la fusión parcial, debido a su composición más refractaria y fue llamada de *resister* por Read (1957).

En el presente trabajo se empleará el término de *resister* para una roca de composición más refractaria, ya que denominar a cualquier parte de la migmatita que no fue afectada por la fusión parcial como paleosoma, no es adecuada, pues no hay una relación con la composición original del protolito y su fertilidad.

### Neosoma

Es la parte neoformada de la migmatita resultante de la fusión parcial, generalmente presenta granulación más gruesa que el protolito y el paleosoma y se divide en tres partes: una es derivada del fundido, la otra es derivada de los minerales que estaban en exceso en la reacción de fusión y la última representan los productos sólidos de la fusión incongruente (fases peritéticas). En el neosoma no segregado no hubo separación entre la fracción sólida y el fundido. El neosoma segregado puede dividirse en tres partes: leucosoma, residuo y melanosoma.

- El *melanosoma* es la parte de color más oscuro del neosoma en una migmatita, que es rica en minerales oscuros como la biotita, el granate, la cordierita, el ortopiroxeno, el clinopiroxeno y el anfíbol. El melanosoma es la fracción sólida residual de las reacciones de fusión y es constituido por las fases peritéticas de esas reacciones. Esas fases no siempre están concentradas, pudiendo ocurrir dentro del leucosoma o dispersas en el residuo.
- El *Residuo* forma la parte del neosoma que es predominantemente la fracción sólida que queda después de la fusión parcial y la extracción de parte o de la totalidad de la fracción de fusión. Las microestructuras pueden indicar que se ha producido una fusión parcial. Es un término general, no hay ninguna referencia particular al color de la roca o al montaje mineral. Para algunas composiciones en masa, el residuo puede estar dominado por minerales de color claro, tales como feldespato o cuarzo, normalmente, debido a que

estos minerales eran tan abundantes en el protolito, dominan el residuo como fases en exceso con respecto a la reacción de producción de fusión. En algunas composiciones, sin embargo, puede ocurrir concentración de fases máficas. Pueden estar presentes microestructuras que indican una fusión parcial o incluso de la cristalización del fundido atrapado.

Las definiciones de residuo y melanosoma son bastante similares, lo que puede ser un poco confuso. La forma más fácil de pensar en ellos es que ambos son el producto sólido de la reacción de fusión, siendo residuo un término más general, mientras que el melanosoma se refiere específicamente al residuo que está compuesto de minerales oscuros (ferromagnésicos) (Pawley, *et al.* 2013). Además, el término melanosoma se aplica para casos en que éste está formado por reacciones progresivas y de carácter residual, o sea, fases incongruentes peritéticas como granate, cordierita y ortopiroxeno.

- El *Leucosoma* es la parte de color más claro del neosoma en una migmatita, y está constituido predominantemente por feldespato y cuarzo. El leucosoma se deriva de la fusión parcial segregada y puede contener microestructuras que indican cristalización a partir de una fusión. El leucosoma puede no tener necesariamente la composición de una fusión anatética, ya que puede haber ocurrido la segregación, cristalización fraccionada y la separación de la fusión fraccionada. Se pueden diferenciar cuatro tipos de leucosomas:

- ✓ *Leucosoma in situ*: producto de la cristalización de una fusión anatética, o parte de una fusión anatectica, que se ha segregado de su residuo, pero ha permanecido en el sitio donde se formó la fusión.

✓ Leucosoma in source: producto de la cristalización de una fusión anatética, o parte de una fusión anatética, que ha emigrado lejos del lugar en que se formó, pero que todavía está con los confines de su capa fuente.

✓ Vena o dique leucocrático: producto de la cristalización de una fusión anatética, o parte de una fusión, que ha emigrado de su capa fuente y ha sido inyectada en otra roca, que puede estar cerca o más lejos, pero todavía está en la región afectados por el evento anatético.

✓ Dique granítico, sill, Plutón, etc: producto de la cristalización de una fusión félsica que ha emigrado completamente de su área fuente y se inyecta en rocas huésped de grado metamórfico inferior o en rocas no metamorfozadas.

- Los *selvedges* son capas de roca con coloración, composición, asociación mineral y microestructuras diferentes y que separan dos partes distintas de una migmatita, siendo el tipo más común rico en biotita u otros minerales hidratados. No debe confundirse con melanosoma, pues no representan las fases peritéticas de la fusión parcial y pueden ser leucocráticos, mesocráticos o melanocráticos. En el modelo de reacción inversa de Kriegsman (2001), la generación de leucosoma casi anhidro está relacionada con la reacción retrógrada entre el fundido segregado y el residuo, donde el H<sub>2</sub>O y eventuales fases ferro-magnesianas presentes en el leucosoma emigran hacia el melanosoma retrógrado, que es equivalente al *selvedge*. Este término en el presente trabajo se acuñó al melanosoma retrogrado de Kriegsman (2001).

## 5 Resultados

### 5.1 Descripción de Campo

En el área de trabajo se presentan diatexitas con balsas (rafts) de gneis biotítico con lentes de granulitas máficas y félsicas. La diatexita presenta alta tasa de fusión generando cantidades significativas de neosoma, en el que se reconocen leucosomas y residuo mesocrático y melanocrático, con dominio de granate aproximado del 12% en volumen del neosoma. No se observa preservada la roca original considerando paleosoma como la porción que no fue alcanzada por la fusión, algo difícil de conservar en este tipo de rocas, pero se puede inferir un protolito metasedimentario, ya que se observa una diferencia en homogeneidad (Figura 5. B,D) y heterogeneidad en la diatexita, este último evidenciado por su bandeamiento composicional, cuando puede ser definido como migmatita transicional (Figura 5.C). Las venas de leucosoma pueden ser paralelas a la foliación, las cuales son consideradas *in situ*, y en ocasiones presentar *selvedge* de biotita en los bordes, o los denominados leucosoma *in source*, que se observan cortando la foliación y contienen porfiroblastos de feldespato potásico y granate.

La diatexita ocurre con estructuras variadas, tales como, estromática (Figura 6.A), *schlieren* (Figura 6.B), balsas (*raft*) (Figura 6.C) y nebulítica. La diatexita con estructura nebulítica es común y en las que el leucosoma supera el residuo de la fusión, ocurriendo en estructuras tipo *schlieren* y balsas (*rafts*), con o sin orientación (Figura 6.D).

La roca residual es dominada por el neosoma mesocrático, ya sea con biotita, con granate, con hornblenda, con ortopiroxeno o por la combinación de todos esos minerales, presentando una matriz homogénea, que ocurren foliadas o no foliadas, y exhibir porfiroblastos de granate de hasta 4 a 7 cm, que en ocasiones se asocian con el leucosoma y pueden representar una relación de la generación de los porfiroblastos como residuos peritéticos de las reacciones de fusión de la

biotita (Figura 7). Se observan porciones de fundido que quedaron confinadas en la roca, en forma de venas dispuestas con terminaciones ciegas. El leucosoma puede presentar aspecto pegmatoide con cristales de hasta 5 cm de feldespato potásico.



Figura 5. (A) Afloramiento general de la cantera abandonada, en el que se observa la diatexita con mayor homogeneidad composicional (B y D) y la diatexita de heterogeneidad composicional (C).

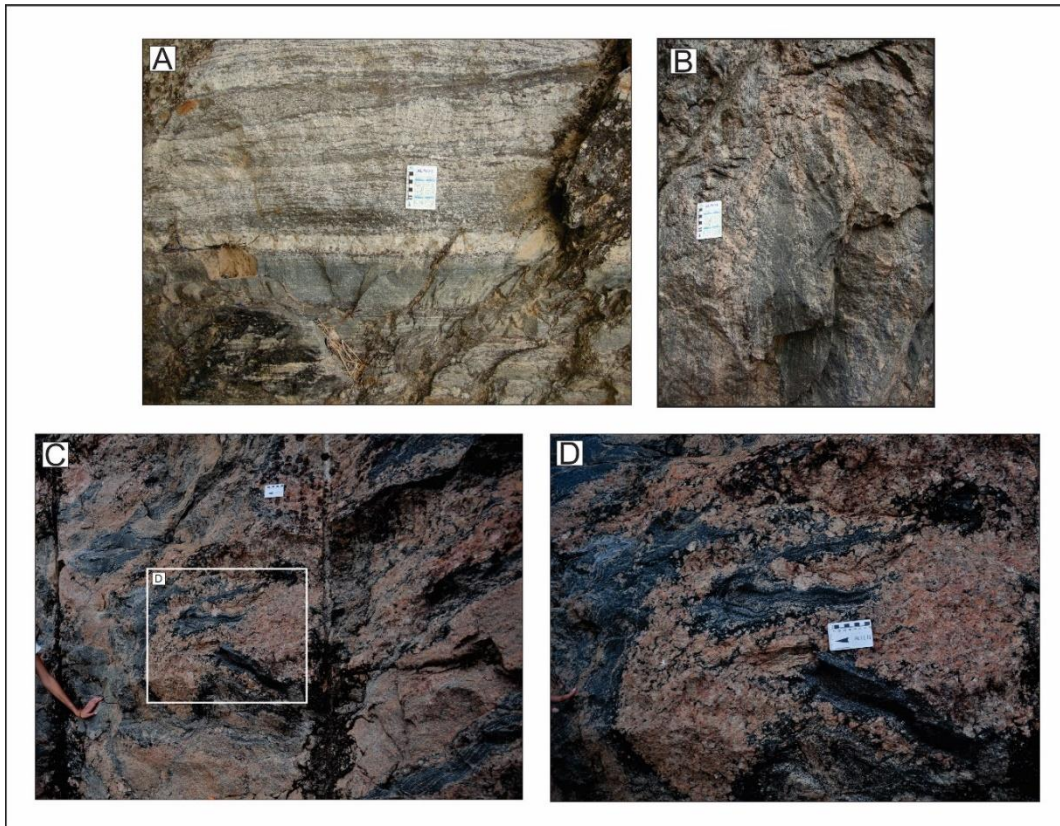


Figura 6. Principales estructuras presentes en el afloramiento. (A) Estructura estromática, mostrando un bandeamiento composicional preservado, detalle para la capa de granulita máfica separado del gneis biotítico por leucosoma con granate. (B) Estructura en *schlieren*. (C) Estructura nebulítica (D) con balsa (*raft*) de granulita máfica.

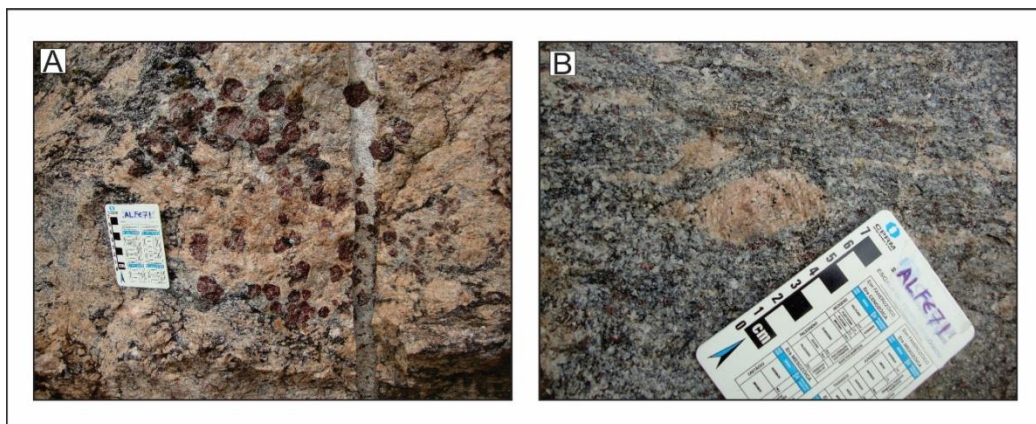


Figura 7. (A) Concentración de porfiroblastos de granate euhédrico en el leucosoma granítico. (B) Porfiroblastos de feldespato en residuo gnéisico.

Los tipos de roca observados en campo en la capa residual se diferenciaban por su composición y coloración, en las que las capas melanocráticas se presentan en contacto neto con el leucosoma (Figura 8B), y este último, a su vez se encuentra en contacto transicional con la capa mesocrática. El residuo melanocrático, se presenta como lentes de posibles resistatos de la fusión, con textura granolepidoblástica, inequigranular de muy fino a fino, está compuesto por minerales máficos tales como granate, ortopiroxeno, biotita y hornblenda, además de minerales félsicos como feldespatos y cuarzo, con bandas de ~ 1,2 cm a ~ 30 cm de espesor. La capa mesocrática presenta una textura granolepidoblástica, con tamaños de cristales heterogéneos de fina a gruesa, caracterizado por una asociación mineral de feldespatos, cuarzo, biotita y en ocasiones granate, con un espesor de ~5 cm a ~20 cm.

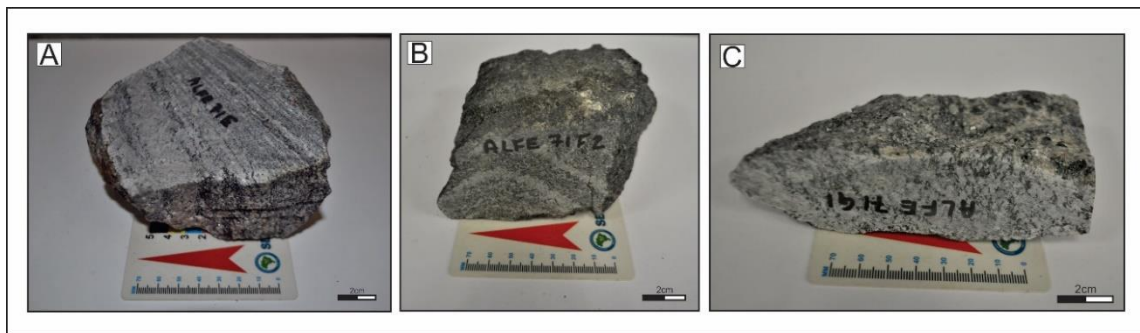


Figura 8. Tipos de residuos presentes en el área estudiada. En A granulita félsica, en B granulita Máfica. Residuo Mesocrático, en C gneis biotítico.

El leucosoma, de composición granodiorítica a granítica (Figura 9), siendo esta última la de mayor concentración en el afloramiento, se pueden observar en coloraciones blanca, grisácea a rosada, con espesores aproximados de 1cm a 100 cm, de textura fanerítica, en ocasiones pegmatíticas, en la que se presenta una asociación mineral de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, granate y biotita, además de observarse cristales de sulfuros de hasta 0,3 cm de grosor en contacto con el granate y la biotita.

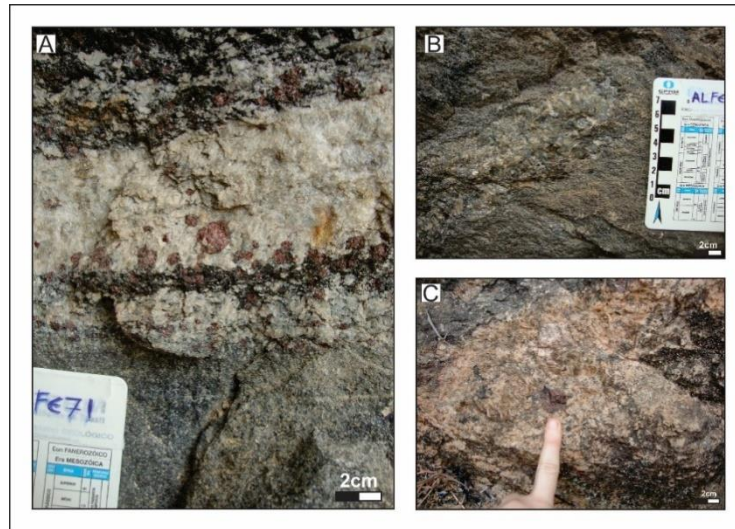


Figura 9. Tipos de leucosomas observados en campo. A) Leucosoma granodiorítico, B) Leucosoma monzogranítico, C) Leucosoma Sienogranítico.

## 5.2 Petrografía

Se realizó el análisis petrográfico de siete láminas obtenidas por el profesor Renato de Moraes para la disciplina de Petrología Metamórfica del Instituto de Geociencias de la USP (MGR-12), veintiocho secciones delgadas de muestras recolectadas por Brenda Rocha en su visita al área de estudio para el desarrollo de su investigación doctoral (DE3), y doce láminas obtenidas por Elisa Alexandre durante su proyecto de maestría (ALFE-71), dando un total de cuarenta y siete secciones delgadas descritas (Apendice A, B), realizando conteo modal a diecisiete láminas representativas de las partes de la migmatita (Apendice C, D) y en once partes del leucosoma muy grueso en campo (Apendice E). Para las abreviaturas de los nombres de minerales fue usado el propuesto en Whitney & Evans (2010).

### 5.2.1 Residuo

En la cantera abandonada se presentan tres tipos de residuo pertenecientes a la Unidad Diatexítica Intermedia, los cuales han sido clasificados principalmente por su composición en

minerales índice tales como biotita, granate, ortopiroxeno + horblenda, y denominados respectivamente gneisbiotítico, granulita félsica y máfica, descritos a continuación:

**5.2.1.1 Gneis biotítico:** Residuo con textura granolepidoblástica, inequigranular, de grano fino a medio (Figura 10A), compuesto por cuarzo (35-43%), plagioclasa (23-33%), biotita (17-27%) y feldespato potásico (7-16%), además de minerales accesorios (1-2%) como apatito, monacita, zircón y opacos, asimismo se puede observar moscovita y calcita de retrometamorfismo, las cuales en algunas láminas se observa en altas proporciones en comparación con las otras facies. La sericita y la clorita se encuentran como minerales de alteración de feldespatos y biotita respectivamente.

El cuarzo, se observa con extinción ondulante y contactos ondulados, algunos cristales tienen inclusiones de biotita y plagioclasa, asimismo, se observan en forma redondeada.

La plagioclasa corresponde a granos subhedrales a anhedrales, semirectangulares, con maclado polisintético, además de presentar texturas mirmequíticas, en contacto con el feldespato potásico. Igualmente, se observa porfiroblastos de plagioclasa (3-4 mm) antipertítica, subhedral, siguiendo la foliación principal, con inclusiones de biotita euhedral en forma rectangular, de bordes ovalados y apatito con bordes redondeados y alargados o semihexagonales (Figura 10B). Se pueden observar como películas de fundido (*melt films*) intersticiales entre contactos de granos de cuarzo y plagioclasa (Figura 10D,a), o como piscina de fundido (*melt pool*) con cristales de biotita embebidos (Figura 10E).

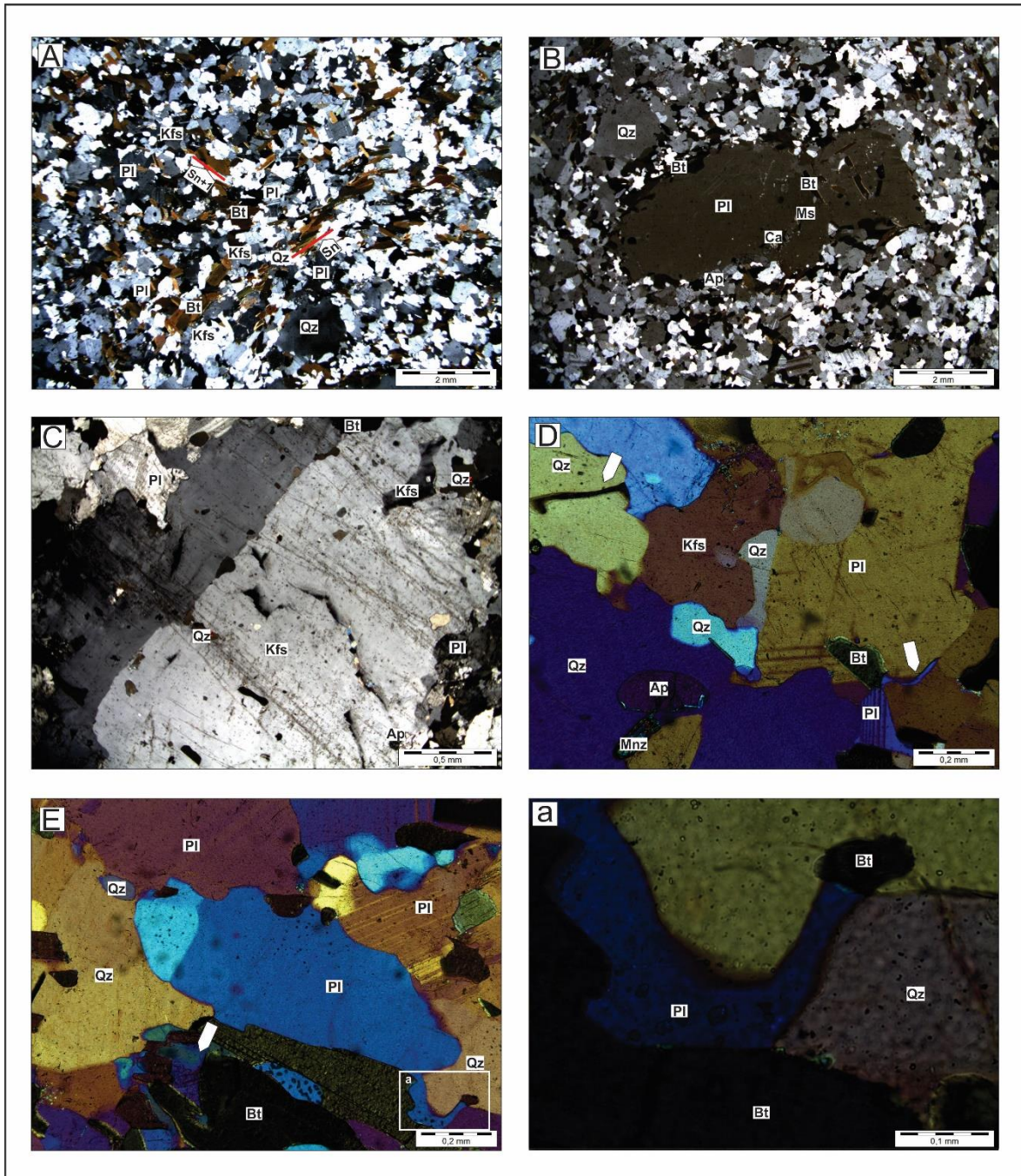


Figura 10. A) vista general del gneis biotítico, se observan las orientaciones de la biotita que se entrecruzan en un ángulo aproximado a 90°. DE3-2C1, nícoles cruzados; B) Porfiroblásto de plagioclasa siguiendo la foliación principal y rodeada por cristales de biotita. DE3-2C1, nícoles cruzados; C) Porfiroblásto de Feldespato Potásico con maclado de carsbald, nótese hacia la derecha bordes de textura mirmequítica. DE3-3B2-1, nícoles cruzados; D) Película de fundido (*melt film*) de biotita y plagioclasa interceptando cristales de cuarzo y plagioclasa. MGR-12F, placa de yeso;










E) Contactos Lobulados entre cristales debido a la corrosión por el fundido, obsérvese piscina de Fundido (*melt pool*) con cristales de biotita embebidos y películas de fundido de plagioclasa (*melt films*) en (a). MGR-12F, nícoles cruzados con analizador.

La biotita se presenta en cristales subhedrales, con pleocroísmo café y se observan en dos orientaciones preferenciales, los que acompañan la foliación se muestran alargados, de bordes lobulados y los no orientados se manifiestan más cortos y de limites aserrados. En ocasiones se presenta como una fina película de fundido (*melt film*) interceptando el cuarzo (Figura 10D).

El feldespato potásico, de granos anhedrales, inequigranulares, se presenta mayormente con bordes aserrados y de tamaño fino hasta porfiroblástos semirectangulares de 4mm, este último con maclado de carsbald, pertítico e inclusiones de cuarzo ameboidal y rodeado de una corona de textura mirmequítica (Figura 10C). La mayoría de los cristales son ortoclasa, aunque es posible también observar microclina.

En la tabla 1 es presentado el orden de cristalización o recristalización de los minerales en el gneis biotítico.

Tabla 1.  
Secuencia de cristalización del gneis biotítico.

<i>Mineral</i>	<i>Pre-deformacional</i>	<i>Sin-deformacional</i>	<i>Post-deformacional</i>
cuarzo			
feldespato potásico			
plagioclasa			
biotita			
apatito			
monacita			
minerales opacos			

El apatito se encuentra incluido o en contacto con la plagioclasa y cuarzo de forma semihexagonal, alargada en bastones u ovalada. Los minerales opacos se observan entrecreciendo con el cuarzo, la biotita y la plagioclasa.

**5.2.1.2 Granulita félsica:** Petrográficamente este residuo se presenta con textura granolepidoblástica inequigranular, de muy fino a grueso, cuya composición se constituye de cuarzo (32-42%) biotita (20-33%), plagioclasa (18-29%), granate (12-22%) y feldespato potásico (6%), además de minerales accesorios (<1%) como el apatito, la monacita y el zircón.

La biotita, subhedral elongada, que define la esquistosidad continúa, con variaciones de color verde oscuro a marrón, se pueden observar rodeando porfiroblastos de feldespato potásico, en los que se presentan en un menor tamaño y una homogeneidad inferior que los que encierran el granate, modelando sombras de presión (Figura 11A). Presenta una estructura esquelética hacia el contacto transicional con el leucosoma. Se observan algunos cristales alterados a clorita.

La plagioclasa, sódica ( $An_{10-12}$ ), es xenoblástica a subidioblástica, esta última en forma semirectangular, con maclado polisintético y en ocasiones antipertítica, además, presenta inclusiones de apatito que se presentan de forma alargada junto con cristales de zircón ovalados. Se puede observar textura mirmequítica cuando está en contacto con el feldespato potásico (Figura 11E), además de estar levemente alterada a sericita.

El cuarzo es xenoblástico con extinción ondulante, en ocasiones se observa intercrecimiento vermicular con la plagioclasa, el feldespato potásico y la biotita.

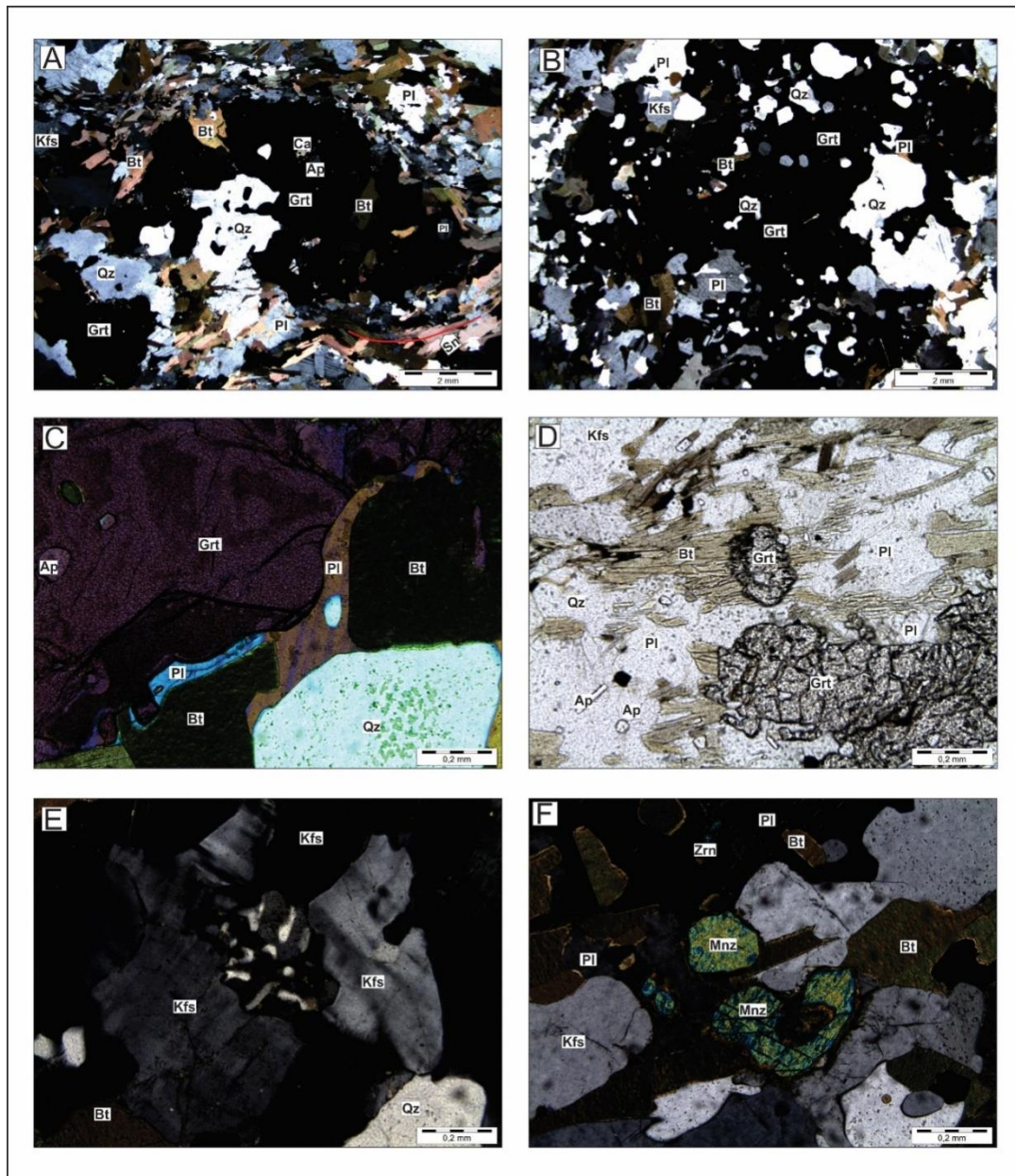


Figura 11. A) Porfiroblásto de granate, se observan sombras de presión modeladas por las biotitas. DE3-1B2, polarizadores cruzados; B) Granate poiquilítico. DE3-3B2-2, Polarizadores cruzados; C) *melt film* de plagioclasa en el borde de un cristal de granate. DE3-3B2-2, placa de yeso; D) Biotita en reacción con granate. DE3-8B, polarizadores paralelos; E) Textura mirmequítica. MGR-12E, polarizadores cruzados; F) Monacita alterando a ilmenita; DE3-9A3-5, polarizadores cruzados.

El granate se presenta xenoblástico, ligeramente redondeado y esqueletal (Figura 11B), de bordes aserrados, con inclusiones de cuarzo y plagioclasa ameboidales, asimismo de cristales de biotita, unos de bordes aserrados que se encuentran en contacto con cuarzo y plagioclasa, y otros se presentan de bordes curvos en contacto directo con el granate, también se observa cristales de zircón ovalados y minerales opacos. Los bordes del granate se muestran siendo sustituidos por biotita (Figura 11D).

El feldespato potásico, subidioblástico, inequigranular, de muy fino a medio, ocurre en dos polimorfos, ortoclasa y microclina, localmente con textura gráfica. Algunos cristales se presentan con textura pertítica.

La monacita se puede presentar como un *film* intersticial alrededor del cuarzo, entre cristales de plagioclasa, biotita y cuarzo (MGR-12G), en una coloración marrón y lobulando cristales de biotita (DE3-9A3-5). Se observa bordes de reacción entre opacos, moscovita y calcita, en contacto con feldespato potásico, cuarzo y biotita (MGR-12E).

En la tabla 2 es presentado el orden de cristalización o recristalización de los minerales en la granulita félsica.

Tabla 2.  
*Secuencia de cristalización de la granulita félsica.*

<i>Mineral</i>	<i>Pre-deformacional</i>	<i>Sin-deformacional</i>	<i>Post-deformacional</i>
cuarzo	—————	—————	
feldespato potásico	—————	—————	
plagioclasa	—————	—————	
biotita		—————	
granate			-----?-----?
apatito	—————		
monacita	—————		
zircón	—————		

**5.2.1.3 Granulita Máfica:** La granulita máfica es caracterizada por su textura granolepidoblastica, con algunas secciones más lepidonematoblástica, inequigranular, de muy fino a medio, constituido mineralógicamente por minerales máficos como hornblenda (23%), biotita (18%) y ortopiroxeno (6%), además de minerales félsicos tales como plagioclasa (33%) y cuarzo (11%), conjuntamente de minerales accesorios (1%) como apatito, monacita, zircón y opacos.

Se presentan dos generaciones de hornblenda, una levemente orientada paralela a la foliación y otra no orientada (Figura 12A) que ocurre en contacto reaccional con la biotita y el ortopiroxeno (Figura 12C). Se presentan en cristales anhedrales a subhedrales en forma semi rectangular.

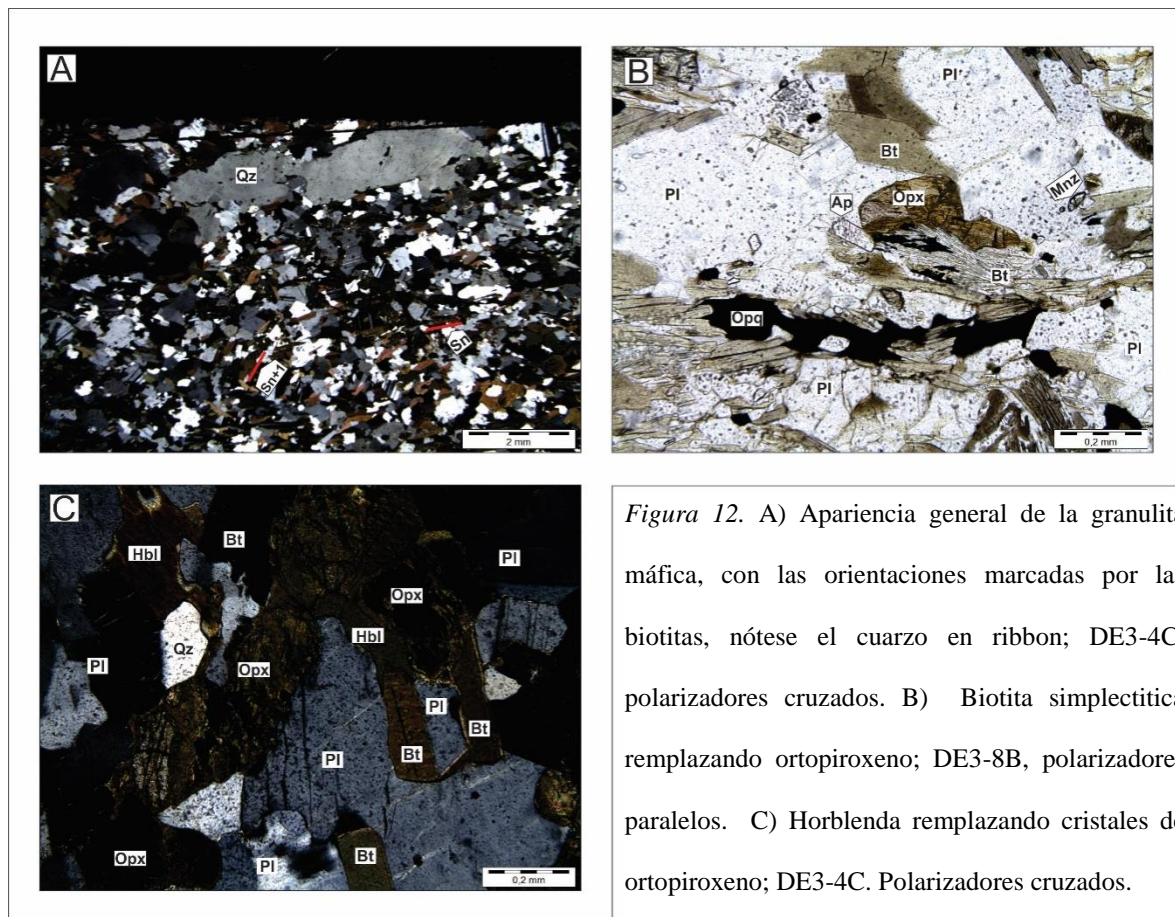


Figura 12. A) Apariencia general de la granulita máfica, con las orientaciones marcadas por las biotitas, nótese el cuarzo en ribbon; DE3-4C, polarizadores cruzados. B) Biotita simplectítica reemplazando ortopiroxeno; DE3-8B, polarizadores paralelos. C) Hornblenda reemplazando cristales de ortopiroxeno; DE3-4C. Polarizadores cruzados.

La biotita se presenta de una coloración marrón, con orientación preferencial, y algunos pocos no orientados, entrecruzados entre ellos y con bordes lobulados y alargados.

El ortopiroxeno, es anhedral, inequigranular de granos hasta de 0,5 mm. se puede observar en contacto reaccional con la biotita y la horblenda (Figura 12B, C), además de encontrarse levemente orientada. Presenta leve uralitización.













Los cristales félsicos se caracterizan por ser anhedrales con bordes aserrados y algunas plagioclasas anhedrales a subhedrales, las cuales se encuentran en mayor proporción que los demás minerales félsicos. El cuarzo se presenta con extinción ondulante, además de observarse en estructuras ribbon (Figura 12A).

Los minerales accesorios se encuentran en contacto o incluidos con los demás minerales, además de presentarse en forma redondeada y para el apatito, en ocasiones en forma de bastón.

En la tabla 3 es presentado el orden de cristalización o recristalización de los minerales en la granulita máfica.

Tabla 3.

*Secuencia de cristalización de la granulita máfica.*

<i>Mineral</i>	<i>Pre-deformacional</i>	<i>Sin-deformacional</i>	<i>Post-deformacional</i>
cuarzo			
plagioclasa			
biotita	 ?		
horblenda			
ortopiroxeno			
apatito			
monacita			
minerales opacos			

## 5.2.2. Leucosoma

Micrográficamente, los leucosomas pueden ser divididos en 5 tipos composicionales, el primero dominado por fenocristales de feldespato potásico, el segundo por biotita en pequeña cantidad o ausente, el tercero con granate, con o sin presencia de biotita, el cuarto, representa leucosoma con ortopiroxeno, con posible contenido de hornblenda y, por último, leucosoma con granate y ortopiroxeno subordinado.

**5.2.2.1 Leucosoma con Fenocristales de Feldespato Potásico:** leucosoma porfídico, con fenocristales, de 1 a 2,5 cm, euhedrales a subhedrales de feldespato potásico pertítico, semirectangulares, con inclusiones de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas de bordes lobulados y coronas de textura mirmequítica, además de observarse relictos de la roca hospedante, en los que se observan los cristales en contactos de ángulos a  $120^\circ$  incluso en el feldespato potásico (Figura 15B), en ocasiones se observa selvedge rodeando los fenocristales de feldespato potásico (Figura 15A). Matriz inequigranular, de fino a medio, se compone de feldespato potásico (43%), cuarzo (23%), plagioclasa (10%) y biotita (18%), además de minerales accesorios (1%) como apatito y zircón ovalados, asimismo de monacita ameboidal de hasta 0,3 mm y minerales opacos. Los cristales son subhedrales, se presenta en contactos menores de  $90^\circ$ , a excepción del cuarzo, que es intersticial. Se muestran texturas pertíticas y mirmequíticas, además de maclado polisintético en la plagioclasa y de tartán en el feldespato potásico. La biotita se presenta marrón y en los bordes del feldespato potásico.



Figura 13. A) Cristal de feldespato potásico rodeado de *selvedge* biotítico; DE3-9A3-1. B) Relicto de la roca hospedante inclusos en el feldespato potásico; DE3-5A1-2, polarizadores cruzados.

**5.2.2.2 Leucosoma con Biotita:** Mineralógicamente, está constituido por cuarzo (38%), plagioclasa (29%), feldespato potásico (27%) y biotita (2%), además de minerales accesorios (<1%) tales como apatito, zircón y monacita. es fanerítico e inequigranular con tamaños de 0,6 a 3mm, pueden presentar fenocristales de plagioclasas antipertíticos de hasta 3mm. Presenta contactos irregulares entre cristales en ángulos menores de 90° y algunos en forma de cuña constituidos por cuarzo intersticial en contacto con la plagioclasa y el feldespato potásico. Se presenta ortoclasa pertítica (Figura 14D) en una mayor concentración que la microclina. La plagioclasa se observa con textura antipertítica (Figura 14B), presenta maclado polisintético y en algunos contactos con el feldespato se presenta con textura mirmequítica, además se puede observar en forma redondeada uno al lado del otro entre los contactos de cristales de plagioclasa y cuarzo en continuidad de fundido, similar a un collar de perlas (strings of beads) (Figura 14B). Se observa una aglomeración de cristales subhedrales de plagioclasa, apatito ovalado y cuarzo anhedral en una matriz de cuarzo intersticial, rodeado de cristales de feldespato de un tamaño mayor, determinándose como una estructura en melt pool. El cuarzo se puede presentar cristales con extinción en tabla de ajedrez (Figura 14A).

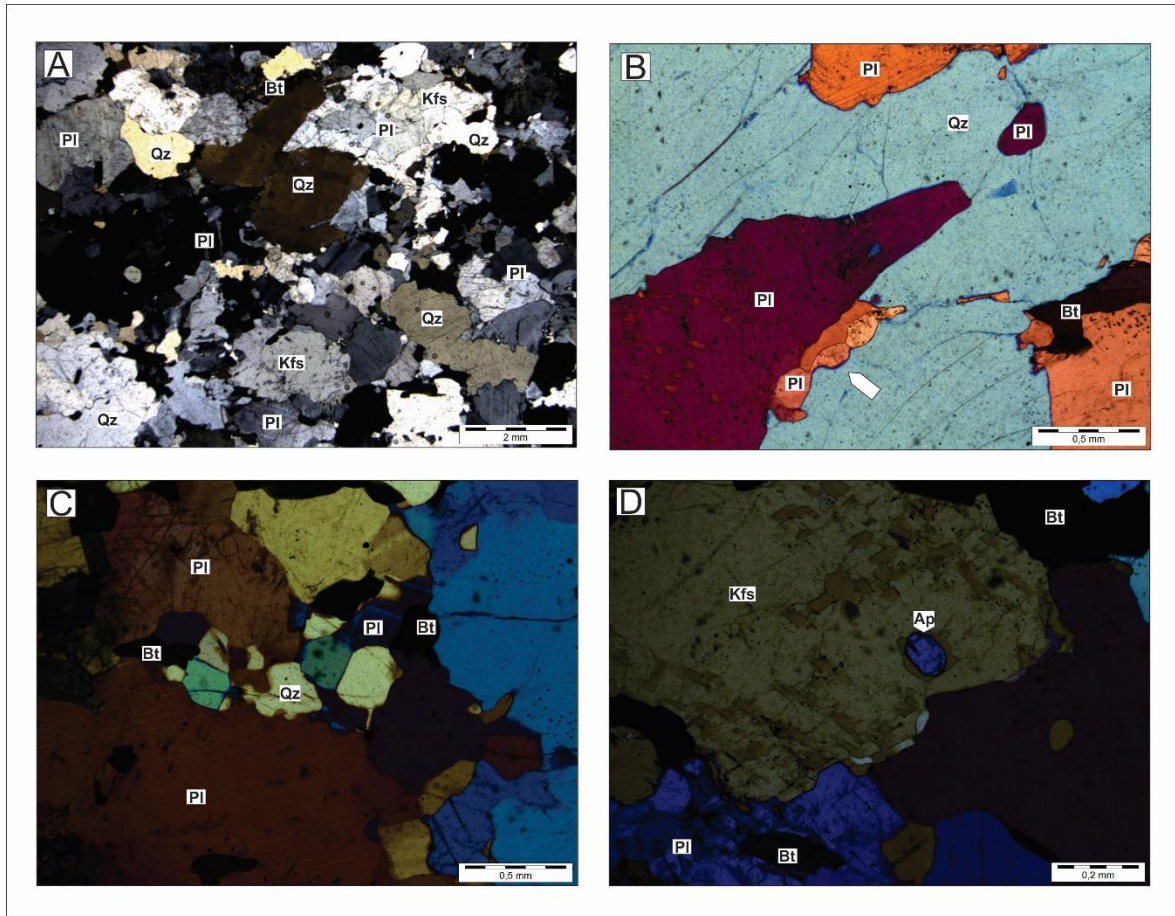


Figura 14. A) Cuarzo con extinción en tabla de ajedrez; MGR-12C, polarizadores cruzados. B) *String of bed* de plagioclasa; MGR-12F, placa de yeso. C) *melt pool*; MGR-12D, placa de yeso. D) Cristal de apatito embebido en cristal de feldespato potásico con textura perítica; MGR-12D, placa de yeso.

**5.2.2.3 Leucosoma con Granate:** El leucosoma con granate se caracteriza por ser fanerítico inequigranular, de fino a grueso, compuesto por minerales principales como el cuarzo (34%), ortoclasa (29%), plagioclasa (21%) granate (13%) y biotita (3%), la mayoría de los cristales se presentan en contactos aserrados de ángulos menores de  $90^\circ$ , y como minerales accesorios (1%) apatito, monacita y zircón, como inclusiones o en intercrecimiento con el cuarzo y el feldespato potásico. Además de minerales opacos y minerales retrometamórficos como la moscovita junto

con la calcita. La sericita y la clorita, se presentan como alteración de plagioclasas y feldespatos alcalinos, y biotita respectivamente.

El cuarzo se presenta intersticial, con extinción ondulante y en tabla de ajedrez (Figura 15B), vermicular con la plagioclasa y en ocasiones con la biotita, asimismo en ocasiones se presentan con bordes aserrados.

El feldespato potásico, mayormente microclina, es anhedral a subhedral, semicuadrado, se observa inequigranular, de 1 a 3 mm, con inclusiones de apatito alargado y algunos de forma semihexagonal, conjuntamente, pueden ocurrir como porfiroblastos, subhedrales semirectangulares de 1 a 1,5 cm, con maclado de carsbald, exsolución e inclusiones de plagioclasa, biotita y cuarzo, además de estar hacia sus bordes rodeada por una corona de textura mirmequítica. Presenta una leve alteración a sericita.

La Plagioclasa sódica ( $An_{10-12}$ ), caracterizadas por una textura antipertítica, se presenta en cristales anhedrales a subhedrales, semirectangulares que van hasta tamaños de 3mm, con maclado polisintético, e inclusiones de monacita. Algunos con textura mirmequítica en contacto con el feldespato potásico, en ocasiones se presenta como una película de fundido (*melt film*) (Figura 15A). Se observa una ligera alteración a sericita.

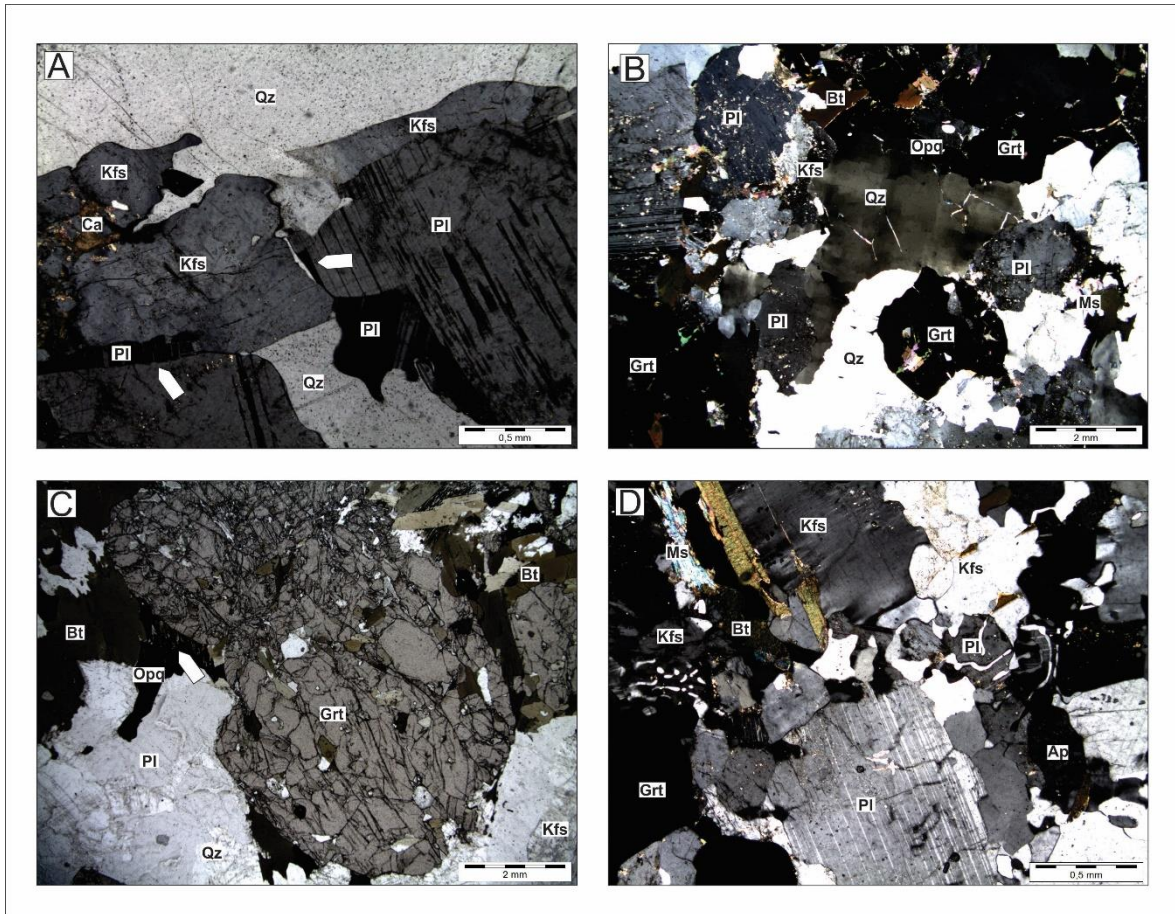


Figura 15. A) *melt film* de plagioclasas interceptando contactos entre cristales de feldespato y plagioclasa; DE3-8B, polarizadores cruzados. B) Cristal de cuarzo con extinción en tabla de ajedrez; DE-11A, polarizadores cruzados. C) nótese cristal simplectítico de biotita con mineral opaco en contacto con el granate; DE-11A, polarizadores cruzados. D) Textura mirmequítica; MGR-12E, polarizadores cruzados.

El granate, de forma anhedral, de textura poiquilítica, con inclusiones de biotita marrón con bordes ovalados y alargado, también de apatito semihexagonal de bordes arredondados junto con monacita y zircón ovalados, además de plagioclasas ameboidales con maclado polisintético. En ocasiones, se presenta rodeado del *selvedge* bitotico, el cual presenta la biotita de forma euahedral, de grano fino a grueso, generando la formación de clorita y minerales opacos. Conjuntamente, se presentan cristales biotíticos de textura simplectítica, con cuarzo vermicular y minerales opacos (Figura 15C), al mismo tiempo, se observan bordes de reacción entre el granate

con la biotita, en donde este se encuentra remplazándolo por retrometamorfismo. En sus fracturas se observa inclusión tardía de calcita, moscovita y en algunos cristales clorita.

La biotita, es subhedral a anhedral, tiene una leve alteración a clorita y se produce en menor proporción que los otros minerales.

**5.2.2.4 Leucosoma con Ortopiroxeno:** Leucosoma inequigranular porfirítico de granularidad fina a gruesa, constituido por cuarzo (31%), plagioclasa (36%), feldespato potásico (13%), ortopiroxeno (8%), biotita (10%) y hornblenda (1%). Se caracteriza por algunos contactos netos y en ángulos de 90°. Los minerales accesorios que representa el 1% de la composición mineralógica de la roca se constituyen por apatito, zircón, monacita y minerales opacos.

El apatito ocurre en forma redondeada como inclusiones en el feldespato potásico y la plagioclasa, además de presentarse en tamaños de hasta 1,5 mm cuando está en contacto con el ortopiroxeno. La monacita caracterizada por su forma ameboidal se observa como cristales de hasta 1,2 mm incluidos en biotita marrón. La plagioclasa se puede observar en algunos sectores como cristales aglomerados con una matriz de cuarzo intersticial y rodeados por cristales más grandes de feldespato potásico, que se podría interpretar como una estructura en *melt pool*, en contacto de ángulos rectos. El ortopiroxeno, se presenta en porfiroblastos de 2,5 a 8 mm, uralitizados, que está siendo remplazado por biotita verde, con lamelas de clorita y hornblenda verde en pequeñas proporciones. La biotita marrón se presenta en cristales subhedrales, de tamaño de grano de 2,5 a 5 mm, con bordes esqueletales, con cuarzo vermicular y lamelas cloritizadas (Figura 16C).

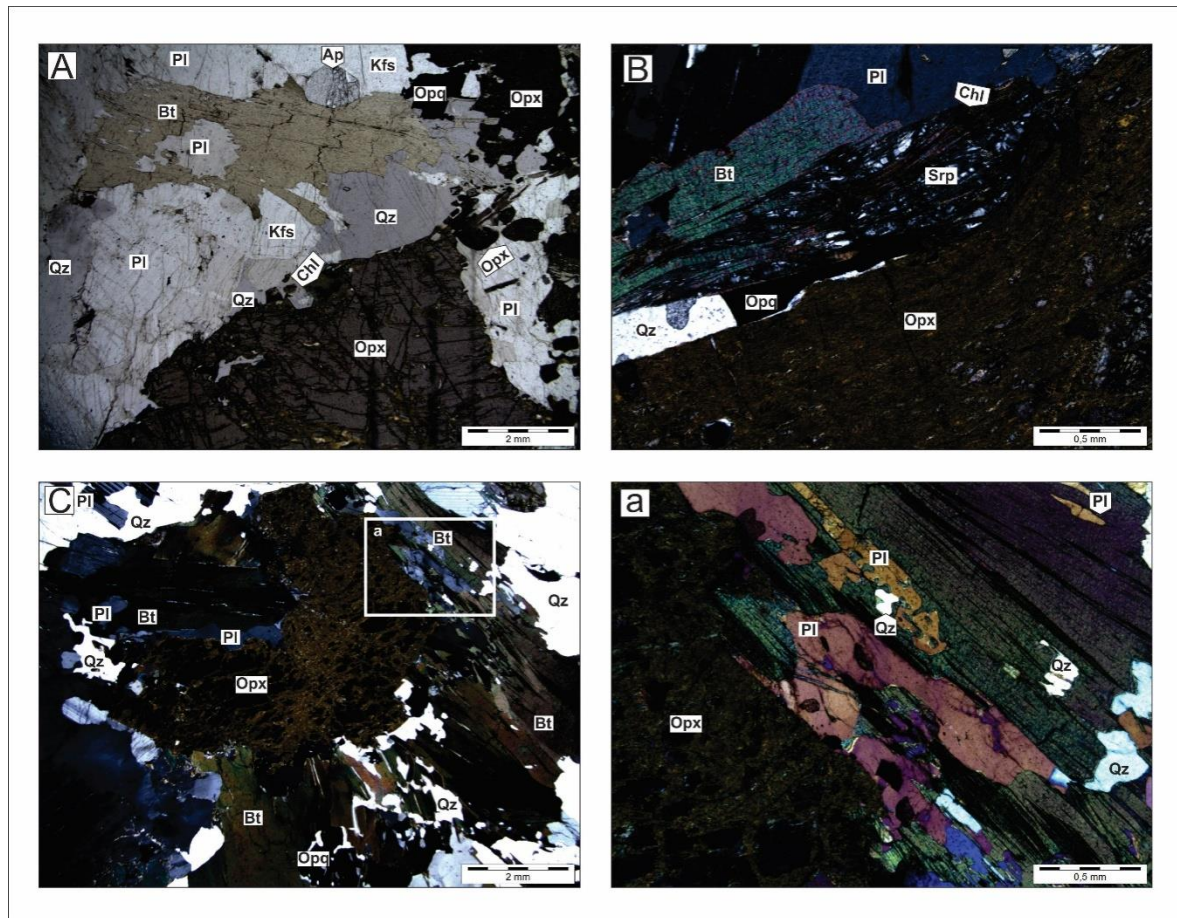


Figura 16. A) cristal de biotita con bordes esqueletales; polarizadores paralelos. B) serpentina producto del retrometamorfismo. C) Ortopiroxeno con borde sustituido por biotita esqueletal con cuarzo vermicular y lamelas de clorita (a). DE3-9A4-2

**5.2.2.5 Leucosoma con Granate y Ortopiroxeno:** Leucosoma compuesto de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, granate, ortopiroxeno, biotita y horblenda, asimismo de fases accesorias como apatito, en forma ovalada, monacita euhedral y zircón redondeado, que se pueden encontrar como inclusiones dentro de biotita marrón. El ortopiroxeno altamente uralitizado, presenta retrometamorfismo de medio a bajo grado, en el que se observa la transición de antofilita a horblenda y esta a su vez a biotita y clorita. Se encuentra biotita verde con lamelas

de clorita, de dimensiones de hasta 3mm, en contacto con el ortopiroxeno. La biotita marrón, subhedral, esta embebida en la matriz, con tamaños de hasta 1,5 mm.

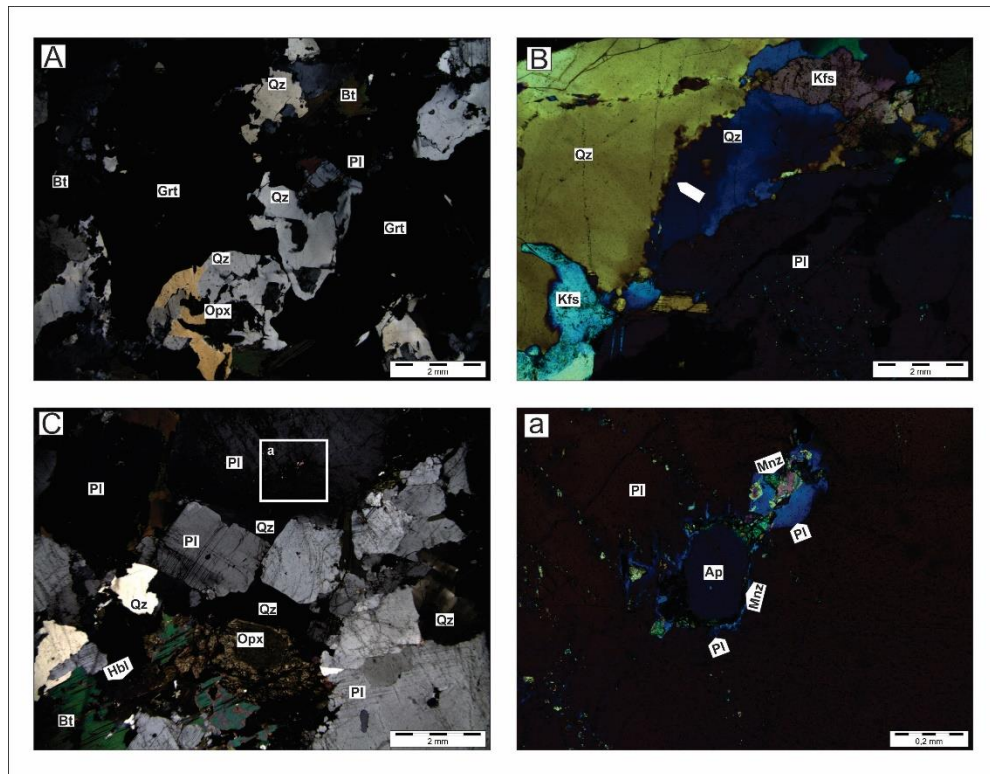


Figura 17. A) bordes de granate siendo sustituidos por cuarzo y biotita; polarizadores cruzados. B) *Bulging* en bordes de cristales de cuarzo; placa de yeso C) sustitución seudomórfica de un cristal de ortopiroxeno por anfíboles, nótese cristales de plagioclasa euhedrales; polarizadores cruzados. a) *melt film* de monacita rodeando cristal de apatito incluso en cristal de plagioclasa; placa de yeso. ALFE\_71G2

## 5.3 Petrología

### 5.3.1 Segregación y Cristalización del Líquido

El conteo modal se llevó a cabo en campo para los Leucosomas muy gruesos (Apendice E) y para los leucosomas gruesos, leucosomas finos(ApendiceC) y residuo (ApendiceD), se analizaron a partir de diecisiete secciones delgadas con el fin de comparar la proporción modal de las fases

en cada tipo de leucosoma *in situ* y de su respectivo residuo, conforme con la proporción modal del leucosoma de mayor volumen (Figura 18).

Existen dos tipos composicionales de leucosoma, uno rico en plagioclasa y otro rico en feldespato potásico. El primero es más fino y normalmente se encuentra en la forma de finas venas definiendo el bandeamiento composicional junto al residuo. El segundo tipo puede estar junto del residuo, pero es más grueso y puede formar el mayor volumen de leucosoma grueso a muy grueso del afloramiento estudiado (Figura 18, 19).

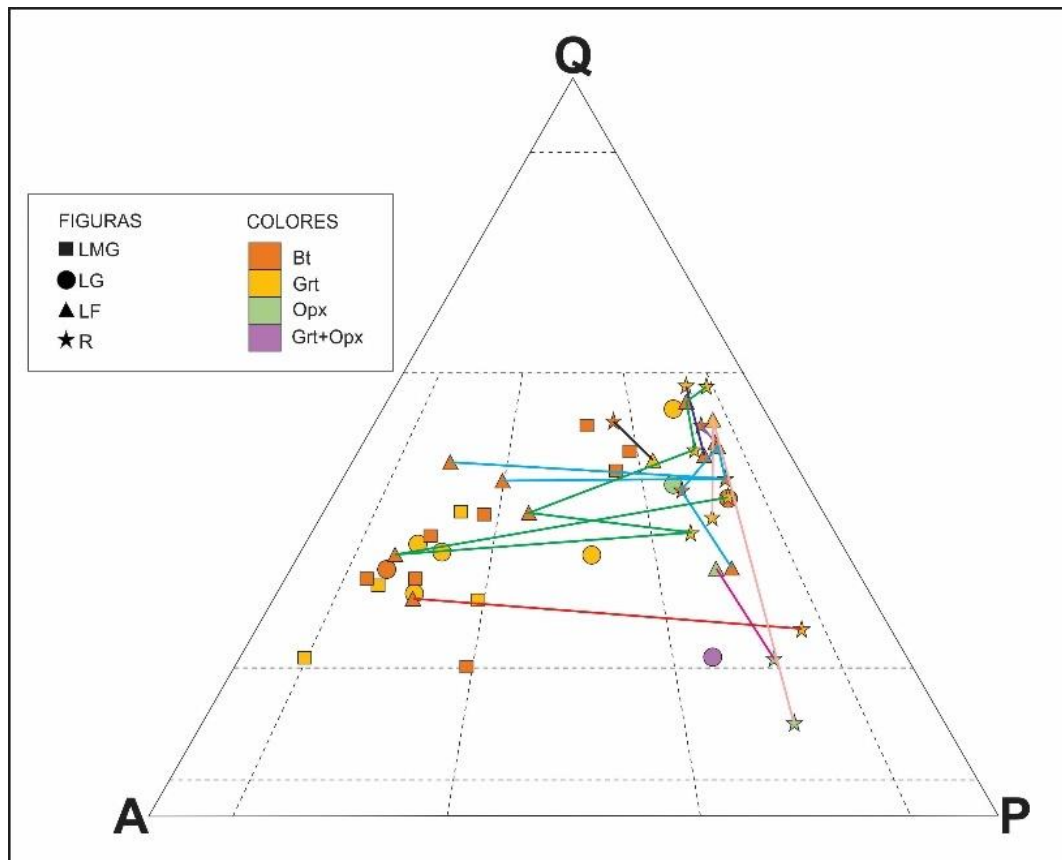


Figura 18. Diagrama QAP del porcentaje modal de los minerales en leucosomas y residuos. Líneas del mismo color que unen residuos con leucosomas son pertenecientes a la misma sección delgada. Leucosoma muy grueso (LMG), leucosoma grueso (LG), leucosoma fino (LF), residuo (R).

El leucosoma muy grueso puede contener biotita y biotita + granate, además, el contenido de granate y ortopiroxeno no es común, pero ocurre, y, en ese caso, la cantidad de cuarzo es menor (Figura 18).

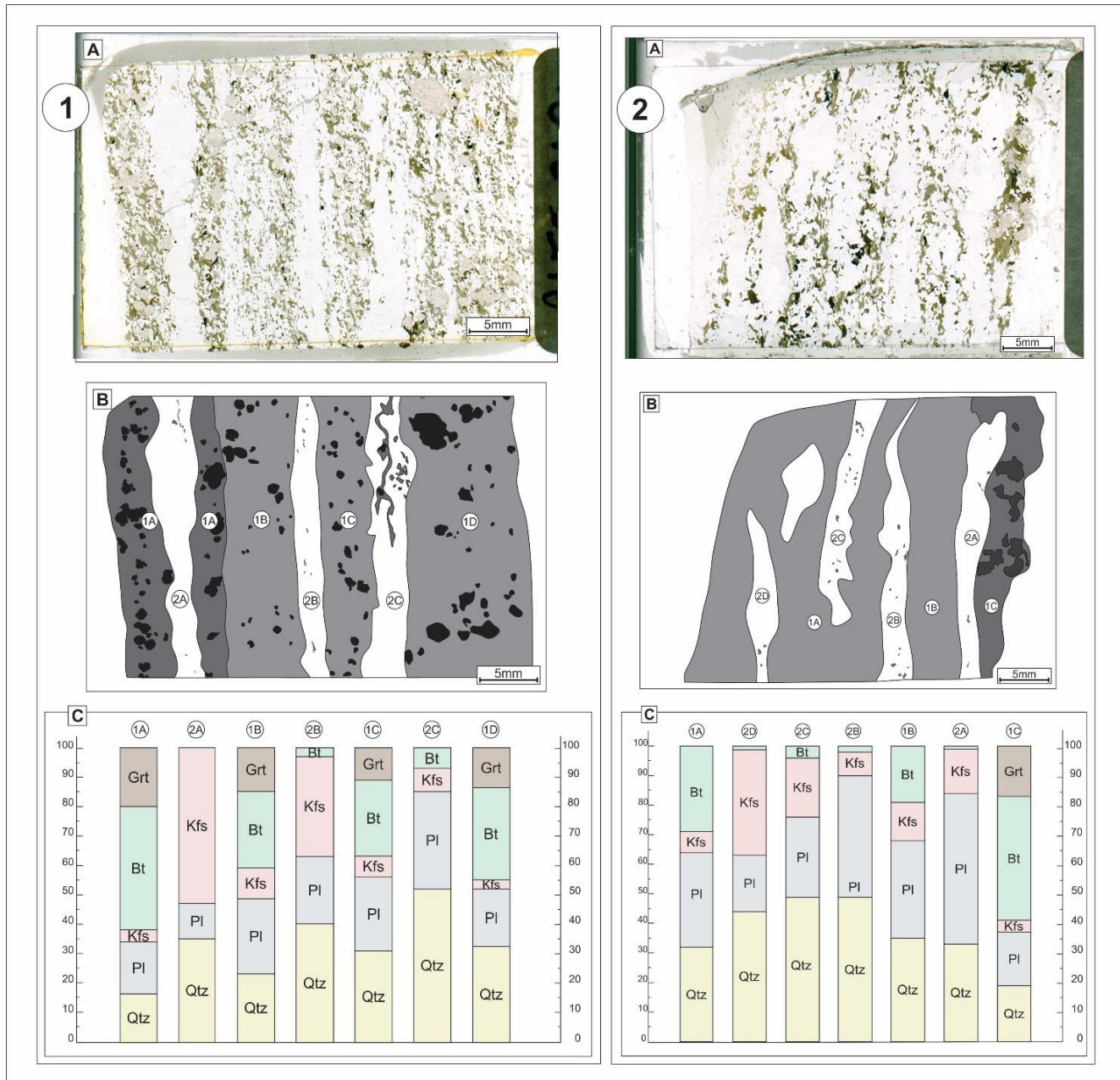


Figura 19. Comparativa del conteo modal en residuos y leucosomas con granate en la lámina ALFE-71D1 (1) y residuos con biotita, en la lámina DE3-3B1-C (2). (A) Fotografía de la lámina. (B) Esquema de las diferentes capas de la lámina. (C) Composición modal porcentual calculada de las diferentes capas de la lámina.

Para la relación de leucosomas con residuos se hicieron análisis en láminas con leucosomas, los cuales mostraron una clara evidencia de la variación composicional, en la que se observó una transición del leucosoma de granodioríticos a sienograníticos, evidenciando un proceso de cristalización fraccionada a medida que iba enfriando, segregando y cristalizando el fundido, mientras que los residuos manifestaron una mayor concentración de cristales de plagioclasa, ya que fueron empobrecidos en potasio, siendo este último concentrado en el líquido segregado. Las partes de la migmatita que contenía fases anhidras ferro-magnesianas como granate y ortopiroxeno, presentaron una menor concentración en el contenido de  $\text{SiO}_2$ . Por lo anterior, se observó que el leucosoma más primitivo es rico en plagioclasa y contiene cantidades diferentes de cuarzo, mientras que el leucosoma segregado es fraccionado y generado del último líquido, siendo más grueso, rico en ortoclasa y biotita y puede concentrar mayor volumen de granate (Figura 18, 19).

El residuo con mayor volumen de granate también presenta mayores cantidades de biotita. Esto puede estar relacionado al retrometamorfismo, con consumo de granate y producción de biotita en virtud de reacciones con el fundido circundante.

### **5.3.2 Fusión Parcial**

El cálculo del porcentaje de líquido se hizo partiendo, por un lado en estimativas de volumen relativo en observaciones del leucosoma en campo, muestra de mano y conteo en sección delgada, además de hacer apreciaciones del porcentaje en volumen de minerales peritéticos y residuo (Figura 20, 21 y 22), posteriormente, se llevaron en comparativa con los resultados procesados usando THERMOCALC, versión 3.40, en el sistema modelo NCKFMASHTO ( $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{O}_2$ ), utilizando el conjunto de datos termodinámicos internamente consistente ds62 (Holland & Powell, 2011).

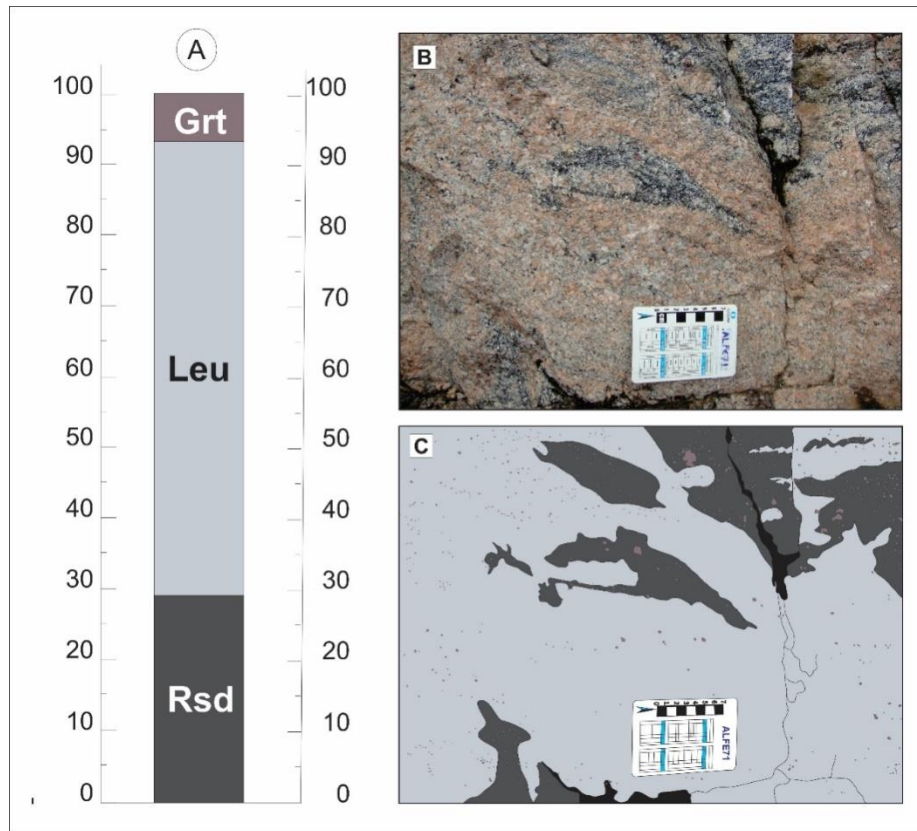


Figura 20. Proporciones de las partes de la migmatita en % volumen estimados en campo. Granate (Grt), leucosoma (Leu), residuo (Rsd).

En campo se obtuvieron cálculos aproximados de porcentaje de volumen de 65%, 28% y 7% para el leucosoma, residuo y mineral peritético respectivamente (Figura 20), después en un análisis más detallado se procedió a la observación en la muestra de mano ALFE 71E representativa de la proporción de leucosoma, residuo y minerales peritéticos obteniendo 41%, 49% y 10% correspondientemente (Figura 21), además de eso a partir del conteo en la lámina ALFE 71D1 fue determinada una proporción modal de 40% para volumen en leucosoma, 50% en volumen de residuo y 11% de minerales peritéticos (Figura 22). Las proporciones de campo y muestras de mano fueron hechas con tratamiento de imágenes a partir de fotografías, mientras que, para la lámina, las proporciones fueron basadas en conteo modal.

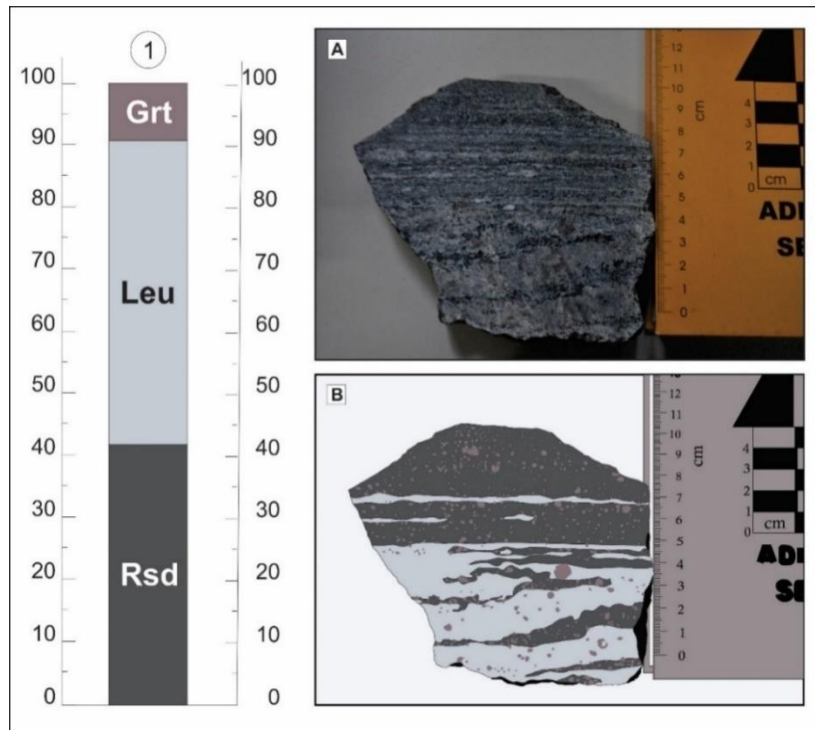


Figura 21. Proporciones de las partes de la migmatita en % volumen estimados en muestra de mano. Granate (Grt), leucosoma (Leu), residuo (Rsd).

En el programa THERMOCALC, las composiciones del líquido y del residuo correspondiente fueron calculadas a partir de dos composiciones de rocas sedimentarias, grauvaca y lutita, cuyos valores en % peso fueron extraídos de Condie (1993), convertidos a % mol. y simplificado al sistema químico NCKFMASHTO para ejecutar los cálculos en THERMOCALC. Las asociaciones minerales de facies granulita varían de acuerdo con el protolito, teniendo ortopiroxeno como fase diagnóstica para la grauvaca, en la que se usó la fase granate, feldespato, ortopiroxeno, plagioclasa y líquido. Para la lutita se emplearon dos fases: en 800 a 850 °C se usó biotita, granate, feldespato, sillimanita, rutilo y líquido, y en el intervalo de 900 a 950 °C se empleó la fase granate, sillimanita, rutilo, ilmenita y líquido. Los anteriores datos se procesaron a una presión de 9 kbar (Tabla 5). Las condiciones  $P$ - $T$  para iniciar el procesamiento de datos hechos aquí son basados en los cálculos de temperatura y presión presentados por Rocha *et al.*

(2017). Se observó que la composición determinada petrográficamente coincide con la composición de una grauvaca, pero la producción de líquido en comparativa con la estimada en campo es similar a la de una lutita, siendo en promedio del 53% para temperaturas entre los 900 a 950 °C.

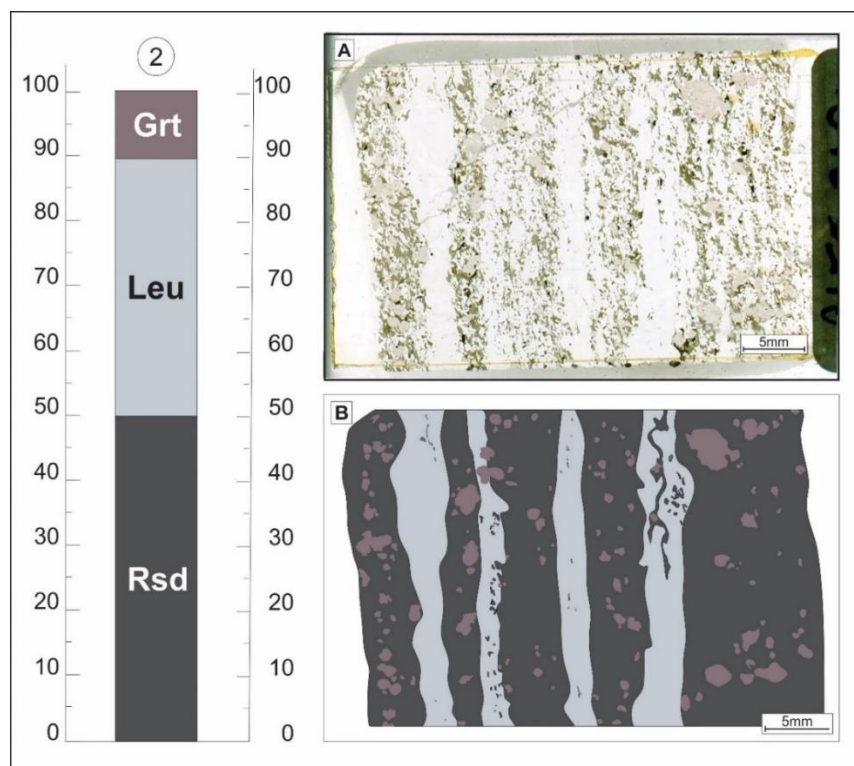


Figura 22. Proporciones de las partes de la migmatita en % volumen estimados en sección delgada. Granate (Grt), leucosoma (Leu), residuo (Rsd).

Como la cantidad de líquido silicatado necesario para la proporción del leucosoma observado en campo, aproximadamente del 50%, es mayor que aquella prevista por el modelo para una grauvaca, siendo en promedio de 30%, se interpreta que hubo entrada de otras posibles fuentes de unidades aledañas en las que su centro de segregación, concentración y cristalización fue la unidad estudiada, asimismo del acceso de H<sub>2</sub>O en la roca, lo que hizo la composición más fértil para la generación de líquido.

Tabla 4.

Composición química de las muestras utilizadas en este trabajo. Valores en peso % fueron extraídos de Condie (1993), convertidos a mol. % y simplificado al sistema químico NCKFMASHTO para ejecutar los cálculos en THERMOCALC. FeOt\* corresponde a los valores convertidos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>f</sup>. Cantidad de O<sub>2</sub> fue estimada por Pavan (2017).

EJEMPLOS	COMPOSICIÓN TOTAL DE GRAUVACA		COMPOSICIÓN TOTAL DE LUTITA	
	wt. %	mol. %	wt. %	mol. %
<b>SiO<sub>2</sub></b>	66.10	70.22	63.1	68.26
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.77	0.61	0.64	0.52
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15.00	9.39	17.5	11.15
<b>FeO*</b>	5.80	5.15	5.65	4.99
<b>MgO</b>	2.10	3.32	2.2	3.55
<b>CaO</b>	2.60	2.96	0.71	0.82
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.80	2.88	1.06	1.11
<b>K<sub>2</sub>O</b>	2.50	1.70	3.62	2.50
<b>H<sub>2</sub>O</b>	-	3.67	-	7.00
<b>O<sub>2</sub></b>	-	0.10	-	0.10
<b>Sum</b>	97.67	100.00	94.6	100.00

Tabla 5.

Contenido en % modal de líquido (liq.) y minerales peritéticos (mp.) en cada intervalo de temperatura a 9 kbar de presión, ejecutados en THERMOCALC V. 3.40, banco de datos termodinámicos ds62, en comparativa con las estimativas realizadas en campo, muestra de mano y en lámina. Paragénesis para Grauvaca  $Grt+Ksp+Opx+Pl+Liq$  y lutita  $Grt+Sill+Rt+Ilm+Liq$ .

<b>THERMOCALC</b>						
<b>T(°C)</b>	<b>Grauvaca</b>			<b>Lutita</b>		
	<b>% liq.</b>	<b>% mp.</b>	<b>% liq./% mp.</b>	<b>% liq.</b>	<b>% mp.</b>	<b>% liq./% mp.</b>
<b>a 9 kbar</b>						
<b>800</b>	16	19	0,84	27*	25*	1,08
<b>840</b>	19	18	1,06	36*	28*	1,29
<b>900</b>	25	17	1,47	53	27	1,96
<b>950</b>	34	15	2,27	58	25	2,32
<b>ESTIMATIVAS</b>						
<b>Escala</b>	<b>% liq.</b>		<b>% mp.</b>		<b>% liq./% mp.</b>	
<b>Campo</b>	65		7		9,28	
<b>Muestra de mano</b>	41		10		4,10	
<b>Lamina</b>	40		11		3,63	

\*correspondiente a la paragénesis de lutita  $Bt+Grt+Ksp+Sill+Rt+Liq$

La proporción de minerales peritéticos y leucosoma pueden ser usados para inferir si el sistema era cerrado o abierto, con ganancia o pérdida del fundido. El modelaje en THERMOCALC arrojó un porcentaje de minerales peritéticos para grauvaca en el intervalo de 900 a 950 °C del 16% y el estimado en tratamiento de imágenes fue en promedio del 10% indicando que un porcentaje de fases ferro-magnesianas han sido consumidas en las reacciones de fusión. En promedio la proporción de minerales peritéticos y leucosoma que se estimó fue de

1:5 respectivamente y con lo inferido anteriormente se estima que es un sistema abierto con ganancia de fundido.

### 5.3.3 Temperaturas De Deformación

El cálculo de las temperaturas deformacionales se basó en la aplicación del método del termómetro de eje-c de cuarzo que consiste en determinar la temperatura de deformación de las rocas, aunque esas envuelvan más de un episodio deformacional de temperaturas diferentes (Law, 2014; Faleiros *et al.*, 2016) en comparativa con las texturas deformacionales determinadas en la petrografía.

Para desarrollar el método del termómetro de eje-c de cuarzo se tuvo en cuenta el análisis de cinco secciones delgadas de las cuales dos son pertenecientes al leucosoma grueso con biotita (DE3-7A, DE3-5A1-1) y tres al leucosoma grueso con granate (ALFE-71C, DE3-11B2-2, DE3-4A1). Las mediciones del eje-c de cuarzo fueron realizadas en platina universal de 4 ejes en microscopio zeiss. En el presente trabajo fueron medidos de 92 a 194 ejes-c, con una media de 130 ejes por muestra (ApendiceF) en poblaciones de cuarzo existentes en la muestra (recristalizados, dentados, con extinción ondulante o tabla de ajedrez), estos datos fueron plotados en el programa stereo32, versión 1.0.3, (Figura 23), con el fin de estimar el ángulo de abertura del eje-c de cuarzo y así calcular la temperatura deformacional mediante los ajustes lineales expuestos en Faleiros *et al.*(2016):

$$T(^{\circ}\text{C}) = 6.9 \text{ OA (grados)} + 48 \quad (250^{\circ}\text{C} \leq T \leq 650^{\circ}\text{C}; \text{OA} \leq 87^{\circ}) \quad (1)$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = 4.6 \text{ OA (grados)} + 258 \quad (650^{\circ}\text{C} \leq T \leq 1050^{\circ}\text{C}; \text{OA} \geq 87^{\circ}) \quad (2)$$

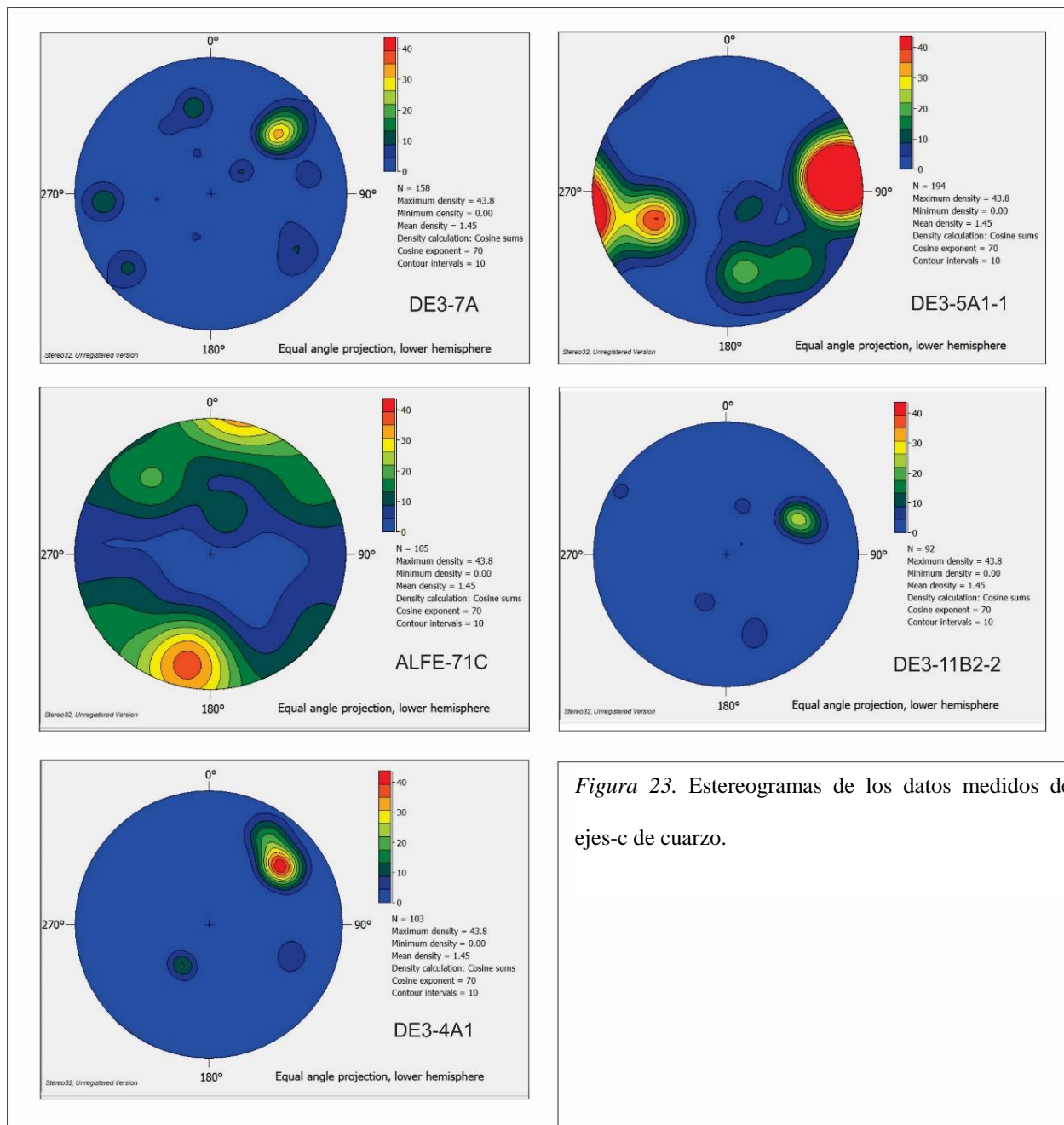


Figura 23. Estereogramas de los datos medidos de ejes-c de cuarzo.

Se obtuvieron 3 eventos deformativos en alta, media y baja temperatura (Tabla 6). En alta temperatura se presentó un intervalo entre los 830°C a los 900°C, en mediana temperatura se determinaron temperaturas entre los 730°C, y en baja temperatura se obtuvo un intervalo entre los 590°C a los 640°C. Es así que bajo temperaturas más bajas el deslizamiento basal es más fácil de ser activado y bajo temperaturas más altas el deslizamiento prismático se hace predominante

(Tullis et al., 1973; Kirschner & Teyssier, 1991). La alta concentración de fluidos es otro factor que puede favorecer el deslizamiento primático mientras la baja concentración de fluidos el deslizamiento basal (Kirschner & Teyssier, 1991).

Tabla 6.

*Temperaturas deformacionales determinadas mediante las ecuaciones 1 y 2.*

LAMINA	ANGULO (°)	T (°C)
DE3-7A	104	734
DE3-5A1-1	85	635
ALFE-71C	140	902
DE3-11B2-2	125	833
DE3-4A1	79	595

## 6 Discusión

En el proceso de cristalización del fundido producto de la fusión parcial se observó una transición de leucosomas más ricos en cristales de plagioclasa a más ricos en feldespato potásico, en la que su desarrollo evolutivo composicional fue a partir de una segregación y cristalización fraccionada, ya que el líquido silicatado se fue enriqueciendo en potasio a medida que se iba enfriando, segregándolo y concentrándolo en la diatexita. Semejante a lo presentado en la investigación del leucosoma hecho por Sawyer (2014) en el estudio de las migmatitas de la aureola de contacto del cuerpo de Duluth, Canadá.

La proporción de leucosoma observado en campo, aproximadamente del 50%, es mayor que aquella prevista por el modelo para una grauvaca, siendo en promedio de 30%, en la que se dedujo que hubo entrada de otras posibles fuentes de unidades aledañas en las que su centro de segregación, concentración y cristalización fue la unidad estudiada, asimismo del acceso de H<sub>2</sub>O en la roca, lo que hizo la composición más fértil para la generación de líquido. Otra posibilidad es que el protolito de la migmatita tenga composición intermediaria a la de la grauvaca y de la lutita, produciendo, en las condiciones de *P-T* de la fusión y del metamorfismo, cantidades de líquido más próximo de la lutita, pero con fases peritéticas típicas de la grauvaca. Asimismo, debido a la alta acumulación de fundido en la diatexita, puede ser vista como la formación de una pre-cámara magmática, ya que las migmatitas pueden ser zonas de alimentación para un plutón de granito de nivel superior, en la que el magma de un nivel más profundo invade de manera propagada un complejo metamórfico de alta temperatura, la mayor parte del magma no se enfriaría debido a la temperatura predominante, y es así que la interacción entre el magma y las rocas encajante, que podría incluir la fusión parcial y la cristalización del magma que transita, modificaría el magma a una composición más granítica (Olsen, et al. 2004).

En la petrografía se identificaron texturas deformacionales en el cuarzo tales como extinción en tabla de ajedrez, bordes de migración de grano, extinción ondulante y disminución de tamaño de grano en los bordes de otros más grandes denominado *bulging*; estas texturas son indicadoras de intervalos de temperatura de deformación de muy alta a muy baja respectivamente, lo cual coincidieron en las temperaturas obtenidas a partir del cálculo de la temperatura deformacional con la estimativa del ángulo de abertura del eje-c de cuarzo. Llegando así a que las altas temperaturas favorecieran la concentración de fluidos presentes en la diatexita, ya dicho en Kirschner& Teyssier (1991).

## 7 Conclusiones

Se caracterizaron tres litotipos de residuos: mesocrático, denominado gneis biotítico, granulita félsica y granulita máfica. Asimismo, de cinco leucosomas diferenciado por sus características texturales y composicionales: leucosoma con fenocristales de feldespatos potásico, leucosoma con biotita, leucosoma con granate, leucosoma con ortopiroxeno y leucosoma con granate y ortopiroxeno.

Se establecieron 3 intervalos de temperaturas deformacionales; en altas temperaturas se presentó un intervalo entre los 830°C a los 900 °C, en mediana temperatura se determinaron temperaturas entre los 730 °C y en bajo grado entre los 590 °C a los 640 °C. Estas coincidieron con las texturas observadas en la petrografía.

El proceso de cristalización del fundido producto de la fusión parcial fue gracias al desarrollo evolutivo de segregación combinada con una cristalización fraccionada en el fundido, en la que a medida que se enfriaba el líquido silicatado se fue enriqueciendo en potasio, segregándolo y concentrándolo en la diatexita. Por otro lado, como la proporción de leucosoma observado es mayor que aquella prevista por el modelo para una grauvaca, se dedujo que hubo posibles entradas de otras fuentes de unidades aledañas en las que su centro de segregación, concentración y cristalización fue la unidad estudiada, asimismo del acceso de H<sub>2</sub>O en la roca, lo que hizo la composición más fértil para la generación de líquido, llegando así a evaluar que el proceso de fusión parcial ocurrió en un sistema abierto con ganancia de fundido.

De este modo, se puede concluir que, en el área investigada, la diatexita no es solo producto de la fusión in situ de una roca metasedimentaria, sino que también es una zona de acumulación de líquido de porciones corticales más profundas y puede ser visto como la formación de una pre-cámara magmática.



### Referencias

- Alexandre, E. (2013). Caracterização dos granulitos e migmatitos da região de Alfenas, MG. Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo.
- Best, M. (2003). Igneous and metamorphic petrology. Blackwell. 2da ed. 729 Pp.
- Brown, M. (1973). The definition of metatexis, diatexis and migmatite. Proceedings of the Geologists' Association. 84: 371-382.
- Campos Neto, M. (2000). Orogenic Systems from SW-Gondwana: An approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in SE-Brazil. En: Cordani, U., Thomaz Filho, A. & Milani, E. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), 1:335-365
- Campos Neto, M & Caby, R. (1999). Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. Precambrian Research, 97: 3-26.
- Campos Neto, M & Caby, R. (2000). Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. Tectonics, 19(4): 669-687.
- Campos Neto, M.C., Janasi, V.A., Basei, M.A.S. & Siga Junior, O. (2007). Sistema de *Nappes* Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. Revista Brasileira de Geociências, 37(4): 47-60.
- Campos Neto, M., Cioffi, C., Moraes, R., Motta, R., Siga, O. & Stipp, M. (2010). Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: The Carvalhos Klippe

example, from the oriental Andrelândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research*. 180: 125-142

Cioffi, C., Campos Neto, M., Moller, A. & Chung, B. (2016). Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.15 and 2.08 Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil. *Precambrian Research*, 275: 176-196.

Condie, K. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*. 104(1-4): 1-37.

Dardenne, M. (2000). The Brasilia fold belt. En: Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A. & Campos, D. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. 231-263.

Del Lama, E., Zanardo, A., Oliveira, M., Morales, N. (2000). Exhumation of high-pressure granulites of the Guaxupé complex, Southeastern Brazil. *Geological Journal*, 35: 231-249.

Faleiros, F., Moraes, R., Pavan, M. & Campanha G. (2016). A new empirical calibration of the quartz c-axis fabric opening-angle deformation thermometer. *Tectonophysics*, 671: 173-182.

Fitzsimons, I. (1996). Metapelitic migmatites from Brattstrand Bluffs, East Antarctica – metamorphism, melting and exhumation of the mid crust. *Journal of Petrology*, 37: 395-414.

Garcia, M. & Campos Neto, M. (2003). Contrasting metamorphic conditions in the Neoproterozoic collision – Related nappes south of São Francisco Craton, SE Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 15: 853-870.

- Greenfield, J.E., Clarke, G.L. & White, R.W. (1998). A sequence of partial melting reactions at Mt Stafford, central Australia. *Journal of metamorphic Geology*, 16: 363-378.
- Henkes, L. & Johannes, W. (1981). The petrology of a migmatite (Arkiva, Värmland, western Sweden). *Neues Jb. Miner. Abh*, 141: 113-133.
- Holland, T.J.B & Powell, R. (2011). An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology*, 29: 333-383.
- Kirschner, D. & Teyssier, C. (1991). Quartz c-axis fabric differences between porphyroclasts and recrystallized grains. *Journal of structural Geology*. 13(1): 105-109.
- Kriegsman, L.M. (2001). Partial melting, partial melting extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*. 56: 75 - 96.
- Kriegsman, L.M. & Hensen, B.J. (1998). Back reaction between restite and melt: implications for geothermobarometry and pressure-temperature paths. *Geology*, 26: 1111-1114.
- Law, R.D. (2014). Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: a review. *J. Struct. Geol.* 66, 129–161.
- Miyashiro, A. (1978). *Metamorphism and metamorphic belts*. George allen & unwin, Londres. 3ra ed. 492 pp.
- Mehnert, K.R. (1968). *Migmatites and the origin of granitic rocks. Developments in Petrology* 1. Elsevier, Amsterdam. 393 pp.
- Moraes, R. (2013). Estudo sobre a geração e evolução de granulitos e migmatitos, usando como exemplos as rochas da Faixa Araçuaí, BA, e do Complexo Anápolis-Itaçu, GO. Tese de

Livre Docência. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Moraes, R., Nicollet, C., Barbosa, J.S.F., Fuck, R.A., Sampario, A.R. (2015). Applications and limitations of thermobarometry in migmatites and granulites using as an example rocks of the Araçuaí Orogen in Southern Bahia, Including discussion on the tectonic meaning of the current results. *Brazilian Journal of Geosciences*, 45(4): 517-539.

Olsen, S. Marsh, B. & Baumgartner, L. (2004). Modelling mid-crustal migmatite terrains as feeder zones for granite plutons: the competing dynamics of melt transfer by bulk versus porous flow. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 95: 49-58

Pavan, M. (2017). Modelagem termodinâmica de fusão parcial e metamorfismo em condições de fácies granulito: exemplo do Complexo Itatins, SP. Tese de doutoramento. Universidade de São Paulo.

Pawley, M., Reid, A., Dutch, R. & Preiss, W. (2013). A user's guide to migmatites. Geological Survey of South Australia, Resources and Energy Group, DMITRE. 52 Pp.

Powell, R. & Downes, R. (1990). Garnet porphyroblast-bearing leucosomes in metapelites: mechanisms, phase diagrams, and an example from Broken Hill, Australia. In: Ashworth, J.R., Brown, M. (Ed.), *High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. Mineral. Soc. Ser., 2: 105-123.

Read, H. (1957). *The Granite Controversy*. London, Thomas Murby & Co. 430 pp.

Rocha, B. (2014). Origem e evolução da fusão nos migmatitos e granulitos da Nappe Socorro-Guaxupé, na região de Alfenas (MG). Exame de qualificação, Universidade de São Paulo.

Rocha, B., Moraes, R., Möller, A., Cioffi, C. & Jercinovic, M. (2017). Timing of anatexis and melt crystallization in the Socorro-Guaxupé Nappe, SE Brazil: Insights from trace

element composition of zircon, monazite and garnet coupled to U—Pb geochronology.

Lithos. 277, 337-355.

Sawyer, E.W. (1999). Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth*, 24: 269-279.

Sawyer, E.W. (2008). *The Atlas of Migmatites*. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, ON. 371pp.

Sawyer, E.W. (2014). The inception and growth of leucosomes: microstructure at the start of melt segregation in migmatites. *Journal of Metamorphic Geology*, 32: 695–712.

Sederholm, J.J. (1907). Om granit och gneiss, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget I Fennoskandia. *Bull. Commission géologique de Finlande*, 23: 110p.

Stüwe, K. & Powell, R. (1989). Metamorphic segregations associated with garnet and orthopyroxene porphyroblast growth: two examples from the Larsemann Hills, East Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103: 523-530.

Tullis, J., Christie, J., & Griggs, D. (1973). Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84: 297–314.

White, R.W. & Powell, R. 2002. Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology* 20, 621-632.

White, R.W. & Powell, R. 2010. Retrograde melt–residue interaction and the formation of near-anhydrous leucosomes in migmatites, *Journal of Metamorphic Geology* 28: 579–597.

Whitney, D.L. & Evans, B.W., (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.

Yardley, B.W.D. (1978). Genesis of the Skagit Gneiss migmatites, Washington, and the distinction between possible mechanisms of migmatization. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 941-951.

## **Apéndices**

**Apéndice A.** Composición mineralógica de los leucosomas en las láminas analizadas petrográficamente. Leucosoma con fenocristales de feldespato potásico (Lf(Kfs)), leucosoma con biotita (Lbt), leucosoma con granate (LGr), leucosoma con ortopiroxeno (Lopx), leucosoma con granate y ortopiroxeno (L(Grt+Opx)).

#	LAMINA	Lf(Kfs)	Lbt	LGr	Lopx	L(Grt+Opx)	LEUCOSOMA														
							Félsicos			Máficos				Accesorios			Retrógrados			Alteración	
							Qtz	Pl	Kfs	Bt	Hbl	Grt	Opx	Ap	Mnz	Zrn	Opq	Ms	Ca	Hbl	Bt
1	DE3-1A1	x					x	x	x	x			x							x	
2	DE3-1B2		x				x	x	x	x			x							x	
3	DE3-1B3-1		x				x	x	x	x			x							x	
4	DE3-1B3-2		x				x	x	x	x			x							x	
5	DE3-2C1																				
6	DE3-3B1		x				x	x	x	x			x	x	x		x			x	
7	DE3-3B2-1		x				x	x	x	x			x							x	
8	DE3-3B2-2		x				x	x	x	x			x	x						x	
9	DE3-3B3			x			x	x	x	x	x		x	x	x	x	x		x	x	x
10	DE3-4A1			x			x	x	x	x			x	x		x				x	x
11	DE3-4A2			x			x	x	x	x	x		x	x	x	x		x		x	x
12	DE3-4B					x	x	x	x	x	x	x	x				x	x	x	x	x
13	DE3-4C																				
14	DE3-5A1-1	x					x	x	x	x			x							x	
15	DE3-5A1-2	x					x	x	x											x	
16	DE3-5A2	x					x	x	x	x			x							x	
17	DE3-7A	x					x	x	x	x			x	x						x	x
18	DE3-8B			x			x	x	x	x	x				x	x		x		x	
19	DE3-9A3-1		x				x	x	x	x			x	x	x						
20	DE3-9A3-2		x				x	x	x	x			x	x	x	x				x	
21	DE3-9A3-4	x					x	x	x	x			x	x	x	x				x	







Apéndice C. Conteo modal realizado en secciones delgadas. Leucosoma fino (LF), leucosoma grueso (LG).

#	LAMINA	Tipo	LEUCOSOMA											TOTAL	% Félsicos			CLASIFICACIÓN
			Félsicos				Méficos			Accesorios					Qtz	Pl	Kfs	
			Qtz	Pl	kfs	Bt	Hbl	Grt	Opx	Ap	Mnz	Zrn	Opq					
1	DE3-3B1-A	LF	98	154	44	4								300	33	52	15	Granodiorita
	DE3-3B1-B	LF	103	87	17	5								212	50	42	8	Granodiorita
	DE3-3B1-C	LF	43	111	39	7								200	22	58	20	Granodiorita
	DE3-3B1-D	LF	63	27	50	2				x		x		142	45	19	36	Sienogranito
2	DE3-4A1	LG	105	38	143	x		7		7	x			300	37	13	50	Sienogranito
3	DE3-5A1-1	LG	249	271	59	4				7				590	43	47	10	Granodiorita
4	DE3-7A	LG	261	89	431	19				x		x		800	33	11	55	Sienogranito
5	DE3-8B	LF	226	168	29	5		70		2				500	53	40	7	Granodiorita
6	DE3-9A4-2	LG	206	180	72	100				85	x	x		653	45	39	16	Granodiorita
7	DE3-11A	LG	221	137	43	50		126		2	x	x	4	583	55	34	11	Granodiorita
8	DE3-11B1	LF	122	69	226	6								423	29	17	54	Sienogranito
9	DE3-11B2-2	LG	151	83	271	23		101		x	x	x	x	629	30	16	54	Sienogranito
10	ALFE-71C	LG	453	214	587	45		93		3	1	x	4	1400	36	17	47	Sienogranito
	ALFE-71D1_A	LF	48	16	73									137	35	12	53	Sienogranito
	ALFE-71D1_B	LF	97	58	83	7								245	41	24	35	Monzogranito
11	ALFE-71D1_C	LF	114	72	18	16				x	x			220	56	35	9	Granodiorita
	ALFE-71E1	LF	123	105	26	4				x				257	48	41	10	Granodiorita
12	ALFE-71F2	LF	154	234	77	12	12		8	1		1	2	501	33	50	17	Granodiorita
13	ALFE-71G2	LG	184	475	195	25	2	42	16	x	x	x	x	952	22	56	23	Granodiorita
14	MGR-12B	LG	150	146	128	1	x	70		5	x	x		500	35	34	30	Monzogranito
15	MGR-12E	LF	175	130	61	2		102		X	X	X	X	470	48	36	17	Granodiorita
16	MGR-12F	LF	159	132	26	15				x				332	50	42	8	Granodiorita

**Apéndice D.** Conteo modal en residuos. Residuo con biotita (R(Bt)), residuo con granate (R(Grt)), residuo con ortopiroxeno (R(Opx)), residuo con horblenda y ortopiroxeno (R(Hbl+Opx)).

#	LAMINA	TIPO	RESIDUO											Total	% Félsicos QAP			CLASIFICACIÓN	
			Félsicos				Máficos			Accesorios					Qtz	PI	Kfs		
			Qtz	PI	Kfs	Bt	Hbl	Grt	Opx	Ap	Mnz	Zrn	Opq		Qtz	PI	Kfs		
	DE3-3B1_B	R(Bt)	70	65	25	40									200	44	41	16	Granodiorita
1	DE3-3B1_A	R(Bt)	96	96	20	81					3				300	45	45	9	Granodiorita
	DE3-3B1_C	R(Grt)	38	36	8	83		35		x					200	46	44	10	Granodiorita
2	DE3-8B_A	R(Grt)	70	80	23	91		36		x	x		x		300	40	46	13	Granodiorita
	DE3-8B_B	R(Opx)	25	136	34	58					44			3	300	13	70	17	Cuarzomonzodiorita
3	DE3-11B1	R(Grt)	34	87	14	100		65							300	25	64	10	Granodiorita
	ALFE-71D1_A	R(Grt)	33	36	8	83		40		x					200	43	47	10	Granodiorita
4	ALFE-71D1_B	R(Grt)	45	53	20	52		30		x					200	38	45	17	Granodiorita
	ALFE-71D1_C	R(Grt)	62	50	14	52		22		x					200	49	40	11	Granodiorita
	ALFE-71D1_D	R(Grt)	63	40	6	61		28		x	1	1			200	58	37	6	Granodiorita
5	ALFE-71E1	R(Grt)	211	125	29	98		36		x	1	x	x		500	58	34	8	Granodiorita
6	ALFE-71F2	R(Hbl+Opx)	96	288	72	155	195			48	6	X	X	X	860	21	63	16	Granodiorita
7	MGR-12E	R(Bt)	358	191	128	141				5	x	x		2	825	53	28	19	Monzogranito
8	MGR-12F	R(Bt)	203	149	34	114				x	x	x	x		500	53	39	9	Granodiorita

**Apéndice E.** Conteo modal realizado en campo del leucosoma muy grueso.

#	LEUCOSOMA													TOTAL	% Félsicos			CLASIFICACIÓN	
	Félsicos			Máficos			Accesorios				Qtz	Pl	Kfs						
	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Hbl	Grt	Opx	Ap	Mnz	Zrn	Opq	Qtz	Pl		Kfs				
1	14	5	26	13		2									60	31	11	58	Sienogranito
2	16	13	26	5		5					1				66	29	24	47	Sienogranito
3	18	12	7	13											50	49	32	19	Monzogranito
4	22	10	22	10											64	41	19	41	Sienogranito
5	6	8	16	9											39	20	27	53	Sienogranito
6	33	16	14	2											65	52	25	22	Monzogranito
7	33	13	34	9		1					1				91	41	16	43	Sienogranito
8	27	13	45	5											90	32	15	53	Sienogranito
9	37	11	69	15											132	32	9	59	Sienogranito
10	28	19	13	7											67	47	32	22	Monzogranito
11	38	14	49	7											108	38	14	49	Sienogranito

**Apéndice F.** Datos de eje-c de cuarzo dados en azimut de rumbo. Azimut (Az), Buzamiento (Bz).

#	DE3-7A		DE3-5A1-1		ALFE-71C		DE3-11B2-2		DE3-4A1	
	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz
1	6	17E	18	30E	77	7E	20	19E	37	18N
2	12	12E	21	34E	71	14E	17	12E	40	20N
3	7	17E	20	34E	82	7E	21	9E	35	25N
4	41	11E	17	32E	85	6E	18	5E	43	21N
5	45	11E	20	31E	85	11E	340	28E	31	19N
6	45	15E	22	29E	80	7E	342	27E	34	19N
7	40	15E	20	34E	82	6E	320	6E	31	19N
8	45	13E	21	29E	84	7E	333	5E	35	20N
9	80	12E	22	30E	80	7E	329	4E	38	25N
10	84	12E	22	31E	81	9E	326	5E	34	22N
11	86	15E	21	30E	85	9E	328	4E	33	21N
12	79	14E	23	30E	84	16E	335	2E	35	20N
13	84	10E	20	31E	85	7E	331	22E	36	19N
14	82	8E	23	33E	80	7E	336	22E	33	20N
15	77	11E	20	35E	90	10E	298	35E	38	23N
16	84	10E	22	28E	84	4E	326	25E	34	21N
17	84	11E	26	30E	81	5E	303	28E	38	26N
18	82	13E	19	30E	79	8E	304	30E	41	22N
19	78	12E	20	35E	79	6E	300	36E	34	25N
20	45	10E	19	34E	77	8E	309	26E	43	20N
21	46	11E	27	30E	78	6E	30	28W	46	25N
22	45	10E	24	32E	78	10E	31	33W	35	19N
23	46	17E	24	35E	71	6E	31	31W	40	22N
24	47	15E	25	30E	78	8E	28	28W	38	21N
25	43	18E	24	31E	70	11E	24	26W	41	21N
26	46	17E	23	32E	75	8E	24	21W	42	23N
27	42	18E	22	36E	85	26E	29	27W	44	22N
28	43	12E	22	31E	80	24E	26	26W	47	29N
29	348	28E	27	32E	80	28E	29	31W	40	24N
30	338	32E	25	34E	76	32E	30	33W	42	20N
31	337	30E	20	37E	78	30E	28	28W	39	21N
32	319	41E	25	33E	79	33E	30	29W	46	21N
33	315	28E	23	37E	77	33E	27	27W	35	17N
34	323	25E	27	31E	76	11E	34	29W	38	11N
35	319	29E	22	22E	75	7E	29	26W	40	22N
36	322	28E	22	25E	69	15E	25	29W	42	21N
37	322	27E	22	16E	74	11E	28	29W	52	21N
38	321	26E	22	25E	77	8E	25	29W	47	23N
39	322	23E	5	3E	74	13E	26	30W	43	19N
40	312	27E	5	3E	78	10E	24	37W	45	18N
41	318	21E	5	3E	76	10E	28	33W	42	22N
42	320	21E	19	24E	31	18E	30	35W	38	18N
43	322	20E	16	22E	27	24E	25	24W	44	19N

(Continuación apéndice F)

#	DE3-7A		DE3-5A1-1		ALFE-71C		DE3-11B2-2		DE3-4A1	
	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz
44	323	26E	17	25E	31	20E	27	34W	46	25N
45	322	19E	17	20E	23	25E	24	22W	42	21N
46	323	21E	13	20E	27	24E	30	27W	40	18N
47	341	31E	14	14W	28	22E	19	23W	43	20N
48	340	29E	8	15W	30	23E	14	22W	28	21N
49	349	24E	2	15W	26	25E	21	26W	37	21N
50	344	30E	7	14W	30	26E	19	26W	33	21N
51	13	12W	5	13W	313	18E	18	20W	37	22N
52	11	17W	3	12W	304	26E	13	24W	35	19N
53	6	12W	4	11W	308	22E	15	27W	40	22N
54	8	10W	4	15W	310	23E	16	20W	51	16N
55	11	11W	8	12W	307	26E	18	21W	61	15N
56	5	10W	8	17W	309	22E	23	21W	56	13N
57	84	16W	3	12W	311	22E	22	24W	53	14N
58	74	12W	12	16W	307	23E	291	24W	60	12N
59	76	13W	5	12W	306	22E	288	24W	50	13N
60	77	14W	3	10W	304	24E	290	23W	52	14N
61	79	15W	7	16W	307	25E	292	31W	59	12N
62	78	15W	5	14W	302	27E	287	20W	55	13N
63	12	20W	3	10W	310	20E	287	22W	53	13N
64	80	14W	8	15W	312	20E	290	29W	56	14N
65	80	15W	5	11W	313	18E	295	30W	61	13N
66	83	13W	9	13W	299	13E	291	32W	60	22N
67	80	14W	5	12W	295	16E	289	23W	55	11N
68	11	25W	6	12W	292	11E	337	43N	58	14N
69	4	20W	2	10W	41	13W	333	43N	56	12N
70	44	16W	7	13W	31	7W	338	43N	57	14N
71	53	18W	5	10W	38	11W	327	43N	59	15N
72	49	15W	2	10W	30	17W	334	43N	74	6N
73	50	20W	7	11W	33	12W	342	43N	41	30N
74	52	15W	4	10W	40	10W	344	43N	35	18N
75	55	18W	10	15W	34	8W	334	42N	36	17N
76	49	19W	3	11W	37	10W	79	29S	56	15N
77	53	23W	4	11W	40	12W	70	36S	331	25N
78	82	19W	9	16W	32	10W	85	35S	335	25N
79	12	24W	5	10W	26	11W	83	38S	341	22N
80	22	31W	4	9W	22	9W	295	30S	337	22N
81	10	20W	5	11W	28	10W	340	43S	341	23N
82	23	23W	5	9W	69	10W	348	42S	346	27N
83	85	14W	10	15W	330	10W	347	43S	339	22N
84	86	13W	8	13W	326	3W	331	42S	334	19N
85	89	12W	13	14W	323	6W	338	43S	342	24N
86	85	14W	10	16W	337	11W	341	43S	341	24N

(Continuación apéndice F)

#	DE3-7A		DE3-5A1-1		ALFE-71C		DE3-11B2-2		DE3-4A1	
	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz
87	17	29W	11	14W	336	8W	339	39S	334	41S
88	78	13W	8	10W	329	7W	300	15S	302	33S
89	77	24W	8	12W	331	5W	298	9S	318	42S
90	87	24W	11	12W	330	10W	299	15S	325	41S
91	80	15W	3	10W	344	32N	302	18S	321	41S
92	79	22W	10	13W	260	43N	301	13S	330	40S
93	78	23W	2	16W	255	40N	-	-	331	40S
94	84	30W	11	15W	340	30S	-	-	341	43S
95	87	28W	9	16W	325	35S	-	-	333	42S
96	80	24W	4	15W	331	31S	-	-	328	40S
97	81	25W	5	12W	336	29S	-	-	323	40S
98	81	31W	1	17W	339	32S	-	-	331	39S
99	83	26W	5	12W	330	30S	-	-	325	38S
100	78	21W	3	11W	332	33S	-	-	324	40S
101	81	24W	6	14W	339	29S	-	-	328	39S
102	87	26W	6	16W	335	31S	-	-	328	37S
103	79	23W	7	18W	347	43S	-	-	324	40S
104	87	26W	2	12W	351	43S	-	-	-	-
105	85	26W	8	16W	357	42S	-	-	-	-
106	81	23W	4	10W	-	-	-	-	-	-
107	82	24W	8	14W	-	-	-	-	-	-
108	87	29W	4	14W	-	-	-	-	-	-
109	77	27W	4	10W	-	-	-	-	-	-
110	85	26W	14	17W	-	-	-	-	-	-
111	81	28W	6	11W	-	-	-	-	-	-
112	77	24W	8	11W	-	-	-	-	-	-
113	81	28W	9	10W	-	-	-	-	-	-
114	79	25W	9	11W	-	-	-	-	-	-
115	81	26W	10	10W	-	-	-	-	-	-
116	82	26W	11	14W	-	-	-	-	-	-
117	87	27W	12	12W	-	-	-	-	-	-
118	78	20W	15	18W	-	-	-	-	-	-
119	85	28W	6	10W	-	-	-	-	-	-
120	80	26W	9	14W	-	-	-	-	-	-
121	78	28W	12	15W	-	-	-	-	-	-
122	357	11W	8	11W	-	-	-	-	-	-
123	358	18W	4	12W	-	-	-	-	-	-
124	359	19W	11	14W	-	-	-	-	-	-
125	356	15W	7	10W	-	-	-	-	-	-
126	354	12W	10	14W	-	-	-	-	-	-
127	91	15W	9	13W	-	-	-	-	-	-
128	91	26W	12	14W	-	-	-	-	-	-
129	23	34N	9	15W	-	-	-	-	-	-

(Continuación apéndice F)

#	DE3-7A		DE3-5A1-1		ALFE-71C		DE3-11B2-2		DE3-4A1	
	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz
130	20	39N	8	8W	-	-	-	-	-	-
131	30	39N	7	10W	-	-	-	-	-	-
132	24	32N	7	12W	-	-	-	-	-	-
133	18	41N	6	6W	-	-	-	-	-	-
134	14	37N	3	10W	-	-	-	-	-	-
135	310	43N	10	10W	-	-	-	-	-	-
136	319	43N	7	11W	-	-	-	-	-	-
137	312	43N	321	24W	-	-	-	-	-	-
138	320	43N	319	20W	-	-	-	-	-	-
139	316	43N	319	18W	-	-	-	-	-	-
140	65	41S	320	19W	-	-	-	-	-	-
141	59	40S	278	27W	-	-	-	-	-	-
142	50	33S	279	25W	-	-	-	-	-	-
143	62	31S	280	29W	-	-	-	-	-	-
144	55	33S	278	25W	-	-	-	-	-	-
145	61	32S	280	27W	-	-	-	-	-	-
146	349	30S	279	19W	-	-	-	-	-	-
147	344	36S	282	25W	-	-	-	-	-	-
148	350	33S	276	20W	-	-	-	-	-	-
149	345	30S	283	23W	-	-	-	-	-	-
150	290	36S	283	32W	-	-	-	-	-	-
151	287	35S	285	32W	-	-	-	-	-	-
152	350	30S	282	31W	-	-	-	-	-	-
153	341	31S	276	23W	-	-	-	-	-	-
154	343	28S	283	32W	-	-	-	-	-	-
155	351	23S	280	32W	-	-	-	-	-	-
156	344	29S	279	25W	-	-	-	-	-	-
157	348	35S	286	36W	-	-	-	-	-	-
158	346	35S	282	29W	-	-	-	-	-	-
159	-	-	279	28W	-	-	-	-	-	-
160	-	-	280	31W	-	-	-	-	-	-
161	-	-	282	33W	-	-	-	-	-	-
162	-	-	314	18W	-	-	-	-	-	-
163	-	-	317	23W	-	-	-	-	-	-
164	-	-	315	15W	-	-	-	-	-	-
165	-	-	315	14W	-	-	-	-	-	-
166	-	-	310	12W	-	-	-	-	-	-
167	-	-	322	16W	-	-	-	-	-	-
168	-	-	324	21W	-	-	-	-	-	-
169	-	-	310	12W	-	-	-	-	-	-
170	-	-	309	14W	-	-	-	-	-	-
171	-	-	312	17W	-	-	-	-	-	-
172	-	-	310	18W	-	-	-	-	-	-

(Continuación apendiceF)

#	DE3-7A		DE3-5A1-1		ALFE-71C		DE3-11B2-2		DE3-4A1	
	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz	Az	Bz
173	-	-	311	19W	-	-	-	-	-	-
174	-	-	310	16W	-	-	-	-	-	-
175	-	-	12	24N	-	-	-	-	-	-
176	-	-	21	25N	-	-	-	-	-	-
177	-	-	19	26N	-	-	-	-	-	-
178	-	-	18	21N	-	-	-	-	-	-
179	-	-	21	24N	-	-	-	-	-	-
180	-	-	69	27N	-	-	-	-	-	-
181	-	-	67	28N	-	-	-	-	-	-
182	-	-	68	25N	-	-	-	-	-	-
183	-	-	70	29N	-	-	-	-	-	-
184	-	-	70	29N	-	-	-	-	-	-
185	-	-	73	26N	-	-	-	-	-	-
186	-	-	75	24N	-	-	-	-	-	-
187	-	-	67	28N	-	-	-	-	-	-
188	-	-	30	20N	-	-	-	-	-	-
189	-	-	349	23N	-	-	-	-	-	-
190	-	-	345	28S	-	-	-	-	-	-
191	-	-	344	30S	-	-	-	-	-	-
192	-	-	339	26S	-	-	-	-	-	-
193	-	-	347	22S	-	-	-	-	-	-