



Universidad Nacional Autónoma de México
Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geología

La retrogresión metamórfica del
Complejo Oaxaqueño,
área Nochixtlán-Telixtlahuaca, estado de Oaxaca.

Tesis

Que para optar por el grado de
Maestra en Ciencias de la Tierra

Presenta

María del Mar Almazán López

Director de tesis:
Dr. Fernando Ortega Gutiérrez
Posgrado en Ciencias de la Tierra

Ciudad de México, Octubre, 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Todos los que estuvieron cerca de mí a lo largo de este proceso, seguramente sabrán lo difícil que fue en distintos momentos. La lista de personas a las que les tengo que agradecer por su tiempo, consejos, empatía, paciencia y apoyo durante este par de años es verdaderamente larga. Intenté acordarme de todos, pero aún así seguramente habré omitido a alguno; si fue así, prometo que fue por descuido y no por descortesía. Siendo así, antes de empezar con los agradecimientos personales, quiero dar las gracias a todos los que me acompañaron durante este camino en cualquier aspecto personal, académico y profesional. Muchísimas gracias a los que estuvieron, están y estarán aquí conmigo; ustedes saben quiénes son... Simplemente, les debo demasiado. A quienes estuvieron conmigo en momentos verdaderamente importantes y ya no están, gracias, gracias por su tiempo y gracias por lo que me enseñaron. Aunque las lecciones que me dieron fueron realmente duras, admito que me han hecho crecer como persona. Por último, gracias a los que regresaron, aunque sea por un momento o para un buen rato, gracias por estar de nuevo aquí.

De manera particular, quisiera agradecer a las siguientes personas e instituciones:

A los doctores Mariano Elías, Luigi Solari, Carlos Ortega, Vanessa Colás y Fernando Ortega, por sus comentarios sobre la versión original de esta tesis. Sus observaciones y correcciones han sido auténticamente enriquecedoras y me han permitido entregar una última versión que me hace sentir casi completamente satisfecha. Muchas gracias por todo su tiempo.

Al CONACYT, por la beca de maestría otorgada, y a los proyectos de CONACYT 164454 Sistemas tectónicos de México, origen y evolución y PAPIME PE101615 Leyendo la historia de la Tierra: el poder de la observación en el estudio de las rocas a macro y microescala.

Al Doc. Fernando Ortega, muchas gracias por todo su tiempo, sus enseñanzas y consejos. Muchas gracias por su confianza y por permitirme seguir trabajando con usted y aprendiendo de usted. Muchísimas gracias por su apoyo siempre. Simplemente, muchísimas gracias por todo, Doctor.

Un agradecimiento especial a Vanessa Colás. Aunque tus comentarios sobre esta tesis fueron severos y numerosos, admito que aprendí aún más durante el proceso de corrección de este documento gracias a ellos, y de verdad lo aprecio, sobre todo porque el producto final es un trabajo del cual me siento sumamente orgullosa. De igual modo, agradezco todo el tiempo que has invertido en escuchar mis inquietudes sobre este trabajo y lo que está por venir. Platicar con alguien como tú me despierta un sentimiento de emoción sobre lo que puedo lograr y me alienta a trabajar aún más duro. De verdad, muchas gracias por eso.

A Laura Culí, por todo el tiempo que has compartido conmigo para discutir métodos y resultados y por escuchar todas mis inquietudes. Muchas gracias por todo lo que me has enseñado y ayudado y por tu disposición de siempre, pero, sobre todo, muchas gracias por hacerme sentir que tengo la capacidad de entablar conversaciones científicas con alguien que tiene muchísima más experiencia que yo, como tú. Eso es algo aprecio demasiado pues me ha hecho ganar confianza en mí misma y estar mucho más segura de lo que sé y de lo que he logrado. De verdad, muchísimas gracias por eso, Laura.

Al Doctor Dante Morán, por sus consejos y sugerencias a lo largo de todo el proceso de elaboración de esta tesis y por todas las facilidades provistas para que yo pudiera desarrollar parte del trabajo, como el acceso a su laboratorio de microscopios. Muchas gracias.

A Guillermo Espejo, por acompañarnos durante las dos salidas a campo. Muchas gracias, Memo.

A Margarita Reyes y Sonia Ángeles, por su guía durante las sesiones en el SEM del Instituto de Geología.

A Edmundo Pineda y Consuelo Macías, por su ayuda durante parte del proceso de pulido de las primeras láminas delgadas.

A los doctores Noemí Salazar y Giovanni Sosa, por su orientación, paciencia, disposición y ayuda durante las sesiones de microsonda electrónica.

A Gaby y a Mario, por recibirme y apoyarme durante mis visitas a Morelia. Muchísimas gracias.

A mis amigos, familia y compañeros, en especial:

A Fernanda Ruiz, por estar incondicionalmente siempre.

A Guillermo Ortiz, por todo lo que me has enseñado, por tus sugerencias y consejos, pero, sobre todo, gracias por tu valiosísima amistad y compañerismo.

A Anthony, por ser mi hermano académico mayor, aconsejarme como tal y estar ahí para escuchar sobre todas mis quejas y problemas.

A mis amigos y compañeros Marisa, Sam, Fabián, Octavio, Fer y Hermes.

A la Doctora Guadalupe Cordero. Muchas gracias por siempre tener tiempo para escucharme, sobre todo en mis momentos más difíciles, preocuparse por mí y ayudarme a ver con mayor claridad la cosas para ayudarme a resolver mis problemas. De verdad, muchas gracias.

A Sonia Cornejo, por estar siempre, aunque sea a un mensaje de distancia, para ofrecerme siempre tu mirada y opinión tan crítica y objetiva.

A Itzel, Jess A., Paola, Alesha, Marco, Angélica, Beto, Zayra, Ana y Jess C., por estar desde hace diez años y seguir aquí. Ustedes siempre tendrán lugar privilegiado en cualquier lista de agradecimientos. Los amo.

A Monse, por tantos momentos de diversión juntas. Te quiero muchísimo.

A Silvia. Eres la mejor roomie que puedo tener.

A Doña Mary, Don Quiquis, Viviana y Jorge Zavala, por hacerme sentir parte de su familia.

A mi tío Helí y a mi tía Claudia.

Y aunque por último en la lista, pero no por eso en un lugar menos importante y siempre en primer lugar en mi mente y mi corazón, a mi mamá. Ésto es por ti y para ti. Te amo.

Contenido

1. Resumen.....	7
2. Introducción.....	8
3. Marco teórico.....	9
3.1. Terrenos granulíticos.....	9
3.1.1. Características y condiciones P-T de la facies de granulita	9
3.1.2. Contextos tectónicos de formación de complejos granulíticos	10
3.1.3. Sobre la geometría de las trayectorias P-T típicas de metamorfismo regional	10
3.1.4. Trayectorias P-T de terrenos granulíticos	11
3.1.4.1. CONTEXTOS TECTÓNICOS ASOCIADOS AL ORIGEN DE GRANULITAS QUE TIENEN TRAYECTORIAS ITD	11
3.1.4.2. CONTEXTOS TECTÓNICOS ASOCIADOS AL ORIGEN DE GRANULITAS QUE TIENEN TRAYECTORIAS IBC	12
3.2. Retrogresión metamórfica.....	12
3.2.1. Evidencias de retrogresión metamórfica	13
3.2.2. Tipos de reacciones químicas que ocurren durante la retrogresión metamórfica... ..	13
3.2.3. El papel fundamental de los fluidos en las reacciones de retrogresión.....	14
3.2.4. Texturas de retrogresión.....	15
3.2.5. Sobre los cambios de composición total efectiva debidos al enfriamiento y el zoneamiento mineral	17
3.2.6. Reemplazamiento mineral inducido por retrogresión metamórfica	18
3.3. Retrogresión metamórfica de granulitas	19
4. Marco geológico.....	24
4.1. El Complejo Oaxaqueño	24
4.1.1. Unidad estructural Huitzo:	25
4.1.2. Unidad Migmatita El Catrín:	25

4.1.3.	Unidad El Marquez:	25
4.2.	Evolución tectónica del Complejo Oaxaqueño y afloramientos relacionados	26
5.	Hipótesis	28
6.	Objetivos	28
7.	Metodología	28
7.1.	Recolección de muestras en campo	28
7.2.	Técnicas analíticas	32
7.2.1.	Microscopía de luz transmitida	32
7.2.2.	Microscopio electrónico de barrido	33
7.2.3.	Microsonda electrónica	37
8.	Resultados	38
8.1.	Análisis petrográfico	38
8.1.1.	Texturas de retrogresión observadas en muestras pelíticas	41
8.1.2.	Texturas de retrogresión observadas en muestras máficas	43
8.1.2.1.	Agregados de anfíbol inmersos en la charnockita	43
8.1.2.2.	Agregados de anfíbol inmersos en la migmatita	43
8.1.3.	Texturas de retrogresión observadas en muestras cuarzofeldespáticas	44
8.1.3.1.	Charnockita sin granate	44
8.1.3.2.	Migmatita El Catrín	50
8.1.3.3.	Anortosita	57
8.1.3.4.	Contacto Migmatita-Anortosita	58
8.1.4.	Texturas de retrogresión observadas en muestras calcisilicatadas	62
8.2.	Microanálisis químico	67
8.2.1.	Granates	67
8.2.2.	Piroxenos	69
8.2.3.	Feldespatos	72

8.2.4.	Anfíboles.....	76
8.2.5.	Cloritas.....	81
8.2.6.	Micas oscuras	83
8.2.7.	Óxidos de Fe y Ti.....	88
8.2.8.	Datos semicuantitativos de otras fases minerales.....	91
8.3.	Geotermometría	92
8.3.1.	Termometría de piroxenos.....	93
8.3.2.	Termometría de hornblendas	94
8.3.3.	Termometría de óxidos de Fe y Ti.....	96
8.3.4.	Termometría de biotitas	96
8.3.5.	Termometría de cloritas.....	97
9.	Discusión y conclusiones.....	100
9.1.	Cuantificación del grado de retrogresión	100
9.2.	Distribución geológica de los diferentes estadios de retrogresión identificados en la porción estudiada del Complejo Oaxaqueño	105
9.3.	Curva de enfriamiento del Complejo Oaxaqueño.....	109
9.4.	Temporalidad de la retrogresión del Complejo Oaxaqueño.....	113
9.5.	Conclusiones.....	114
	Bibliografía.....	116

1. Resumen

Cuando las rocas metamórficas que se formaron en partes profundas de la corteza son exhumadas y llevadas a ambientes más someros por procesos tectónicos, éstas sufren cambios mineralógicos debidos al cambio de las condiciones iniciales de presión y temperatura. Dicho proceso es conocido como retrogresión metamórfica. Particularmente, las rocas granulíticas que caracterizan al Complejo Oaxaqueño (CO) muestran diferentes niveles de retrogresión, desde la facies de granulita hasta, probablemente, la facies de esquisto verde y, además, conservan un registro detallado de los procesos de hidratación que afectaron la secuencia después de su pico metamórfico, ocurrido aproximadamente hace 970 Ma (Keppie et al., 2004; Ortega-Gutiérrez et al., 2010).

Esta tesis de maestría se centra en el estudio petrológico detallado de las texturas de retrogresión de las granulitas expuestas en la parte norte del CO, en el área comprendida entre Nochixtlán y Telixtlahuaca. Se realizaron estudios petrográficos y químicos puntuales con el fin de caracterizar la alteración que sufrieron las asociaciones minerales del pico metamórfico durante la porción retrógrada de la trayectoria metamórfica del Complejo. Asimismo, se aplicaron diferentes geotermómetros con el objetivo de determinar las condiciones de temperatura bajo las cuales ocurrieron los procesos de retrogresión estudiados.

Las observaciones y análisis realizados permitieron concluir que las rocas metamórficas estudiadas registraron diferentes estadios de retrogresión, desde la facies de granulita hasta la facies de esquisto verde, que el grado de retrogresión metamórfica observado parece estar asociado a la posición de las muestras recolectadas a lo largo de la columna estructural del CO y al carácter composicional de las mismas, siendo las rocas máficas ricas en piroxenas las que presentan las texturas de retrogresión más avanzadas.

Por otro lado, relacionando los datos termométricos obtenidos en esta tesis con los datos termocronológicos de Keppie et al. (2004), fue posible distinguir por lo menos dos etapas de exhumación del CO. La primera de ellas pudo haber ocurrido entre los 978 y 945 Ma y estaría caracterizada por la formación de texturas como lamelas de exsolución en piroxenos e ilmenitas, perfitas en feldespatos y la formación de minerales como hornblenda y titanita. La segunda etapa pudo haber ocurrido después de los ~866 Ma, y podría ser constreñida a partir de la formación de coronas y pseudomorfo de minerales hidratados como anfíboles de distintas composiciones, biotita y clorita, y de otras fases como sulfuros. En particular, en esta tesis se considera que la última etapa de retrogresión de las granulitas del CO está representada por la formación de cristales de clorita que rellenan fracturas perpendiculares a la foliación de las rocas, que forman las coronas externas de juegos de coronas múltiples que rodean a orto- y clinopiroxenos, o que forman agregados monominerales. Las temperaturas obtenidas para este tipo de texturas se encuentran entre los 204.92 y 380.10°C.

2. Introducción

Los procesos de exhumación de rocas metamórficas de alto grado pueden ocurrir en diferentes contextos tectónicos bajo regímenes extensivos o transtesionales, como en zonas de *rifting* continental, o bajo regímenes compresivos, como en zonas de colisión continental (Ring et al., 1999).

Cuando las rocas metamórficas que se formaron en partes profundas de la corteza son exhumadas y llevadas a ambientes más someros por procesos tectónicos, éstas sufren cambios mineralógicos debidos principalmente al cambio de las condiciones iniciales de presión y temperatura. Dicho proceso es conocido como retrogresión metamórfica.

El grado de retrogresión puede variar ampliamente dentro de un mismo complejo metamórfico, además de que está fuertemente influido por la manera en que fluidos como el agua y el CO₂ interactúan con la corteza. Asimismo, la introducción e interacción con otros componentes como sílice, algunos elementos alcalinos y elementos como boro, azufre y cloro también es importante en los procesos de retrogresión metamórfica (Ortega-Gutiérrez et al., 2010).

Particularmente, las rocas granulíticas que caracterizan al Complejo Oaxaqueño (CO) muestran diferentes niveles de retrogresión, desde la facies de granulita hasta, probablemente, la facies de esquisto verde y, además, conservan un registro detallado del o los procesos de hidratación que afectaron la secuencia después de su pico metamórfico, ocurrido aproximadamente hace 970 Ma (Keppie et al., 2004; Ortega-Gutiérrez et al., 2010).

El problema principal es que, aunque existen antecedentes sobre la exhumación del CO, no existen trabajos que se hayan enfocado específicamente en entender cómo y cuándo ocurrió su retrogresión metamórfica.

Por lo anterior, esta tesis de maestría se centra en el estudio petrológico detallado de las texturas de retrogresión de las granulitas expuestas en la parte norte del CO, en el área comprendida entre Nochixtlán y Telixtlahuaca. Se realizaron estudios petrográficos y químicos puntuales con el fin de caracterizar la alteración que sufrieron las asociaciones minerales del pico metamórfico durante la porción retrógrada de la trayectoria metamórfica del Complejo. Asimismo, se aplicaron diferentes geotermómetros con el objetivo de determinar las condiciones de temperatura bajo las cuales ocurrieron los procesos de retrogresión estudiados.

Por último, se llevó a cabo la comparación de los datos termométricos obtenidos en esta tesis de maestría con los datos termocronológicos que fueron utilizados por Keppie et al. (2004) y Ortega-Gutiérrez et al. (2018) para construir las curvas de enfriamiento del CO que han sido propuestas hasta el momento. Lo anterior con el fin de asignar una probable temporalidad a las diferentes etapas de retrogresión que están registradas en las granulitas del CO.

3. Marco teórico

3.1. Terrenos granulíticos

3.1.1. Características y condiciones P-T de la facies de granulita

La facies de granulita comprende a todas las rocas de alto grado que se pueden formar bajo las mayores temperaturas que se alcanzan durante el metamorfismo orogénico (Bucher y Frey, 2011). Según Harley (1989), existe un número importante de terrenos granulíticos que se equilibraron a temperaturas (T) de entre 700 y 850°C, aunque también se ha identificado una población importante de terrenos granulíticos que se metamorfosearon a temperaturas mayores a los 850°C y hasta los 1000°C. Por otro lado, el rango de presiones (P) que delimita el campo de las facies de granulita es variable, pues se han encontrado granulitas que se formaron a presiones menores a los 6 kbar y hasta presiones cercanas a los 12 kbar.

En las condiciones de presión y temperatura características de la facies de granulita, una roca máfica como un basalto tipo MOR desarrolla la asociación mineral formada por clinopiroxeno + plagioclasa ± cuarzo ± ortopiroxeno. En un principio, dicha asociación mineral es considerada como índice de la facies de granulita, no obstante, los minerales índice de esta facies metamórfica varían dependiendo de la composición del protolito (Bucher y Frey, 2011).

Una característica importante de las rocas en facies de granulita es que éstas son extremadamente anhidras. La formación de las asociaciones minerales características de la facies dentro del rango usual P-T (6 - 12 kbar y 700 - ~850°C), requiere valores bajos de actividad del agua, los cuales pueden ser producidos por la disolución de cualquier fase fluida durante el metamorfismo con otras especies como CO₂, CH₄ y N₂, o por condiciones totalmente anhidras, es decir, donde el fluido está completamente ausente (Bucher y Frey, 2011; Harley, 1989).

Los valores bajos de la actividad del H₂O son necesarios principalmente para:

- Generar asociaciones minerales anhidras (como ortopiroxeno – feldespato potásico, ortopiroxeno – clinopiroxeno – plagioclasa) en vez de asociaciones hidratadas (con biotita u hornblenda) a temperaturas de entre 700 y 900°C.
- Inhibir la posibilidad de fusión tanto en rocas pelíticas como básicas a dichas temperaturas.

Las condiciones en las que se pueden tener valores bajos de actividad del agua en granulitas pueden ser logradas si el fluido presente está dominado por otras especies además del agua, como el CO₂, el cual es el candidato ideal como diluyente (aunque el N₂ y CH₄ también son posibles) (Harley, 1989).

A su vez, los mecanismos más comunes para reducir la actividad del agua (H₂O) en una fase fluida penetrante son la remoción de un fundido hidratado de las granulitas, la reacción y/o interacción de las granulitas con fundidos efímeros sub-saturados en agua, o la infiltración e interacción con fluidos ricos en CO₂ derivados de fuentes externas (Harley, 1989).

3.1.2. Contextos tectónicos de formación de complejos granulíticos

Según Harley (1989), los principales contextos tectónicos en los que se han encontrado rocas metamórficas en facies de granulita son:

- a. En cinturones regionales precámbricos que tienen extensiones de miles de kilómetros cuadrados y que se encuentran expuestos en los escudos continentales. Estos complejos de basamento generalmente muestran un grado metamórfico uniforme, aunque también pueden mostrar algunas variaciones que tienden hacia las condiciones propias de la facies de anfibolita.
- b. Como “rebanadas”, *slabs*, o fragmentos expuestos en cinturones montañosos jóvenes. En estos casos, las granulitas pueden representar relictos o remanentes de episodios tectónicos más tempranos que posteriormente son afectados por estructuras y ensamblajes asociados a eventos más jóvenes no relacionados, o bien, pueden ser rocas formadas por un solo ciclo durante el evento metamórfico más joven.
- c. Como xenolitos que fueron traídos a la superficie por magmas basálticos y kimberlíticos. En este caso, las granulitas tienden a ser predominantemente máficas y podrían reflejar procesos de delaminación magmática (a su vez, el mismo proceso de delaminación es el que origina el magmatismo que transporta dichos xenolitos a la superficie), o bien podrían ser rocas más viejas que no están relacionadas con el proceso que produce el magmatismo responsable de su transporte hacia la superficie.

Así, el estudio de las rocas en facies de granulita es importante pues nos permite hacer deducciones sobre la composición de la corteza inferior y sobre los procesos tectónicos y químicos que ocurren durante la formación de nueva corteza.

3.1.3. Sobre la geometría de las trayectorias P-T típicas de metamorfismo regional

Considerando un modelo ideal como el construido por England y Thompson (1984) en el que una corteza de espesor normal (en la cual existe un equilibrio entre el calor que es producido internamente y el calor que es aportado a la base de la corteza por medio de conducción) sufre un proceso de super-engrosamiento para después ser erosionada y eventualmente regresada a su grosor original, las trayectorias P-T que caracterizarían a las rocas de los niveles inferiores a los expuestos en superficie se desarrollarían en el sentido de las manecillas del reloj en un diagrama P-T. La forma de la trayectoria dependerá de la variación de parámetros como tasas de flujo de calor y de erosión y/o exhumación. De manera particular, el carácter del segmento prógrado de las trayectorias P-T se encuentra principalmente gobernado por la cantidad de relajación termal y calentamiento radioactivo, mientras que la parte retrógrada de las trayectorias se encuentra fuertemente influida por las tasas de denudación tectónica y/o exhumación, la cual es ocasionada por fallamiento tectónico extensional, por adelgazamiento cortical, o por procesos erosivos (England y Thompson, 1984; Harley, 1989).

3.1.4. Trayectorias P-T de terrenos granulíticos

Para el caso de los terrenos granulíticos se han distinguido dos tipos generales de trayectorias P-T que, presumiblemente, corresponden a regímenes tectonotérmicos con evoluciones contrastantes (Harley, 1989):

1. Trayectorias ITD (*near-isothermal decompression trajectories*)
2. Trayectorias IBC (*near-isobaric cooling trajectories*)

Existen terrenos granulíticos en los que se preservan los dos tipos de trayectorias a modo de secuencia y asociadas a un solo evento, por ejemplo, por descompresión seguida de enfriamiento, y también existen terrenos granulíticos en los que se han encontrado evidencias que han sido interpretadas como el registro de la ocurrencia de los dos tipos de trayectorias como resultado de dos eventos diferentes, por ejemplo, *overprinting* en gneisses de basamento por eventos metamórficos subsecuentes no relacionados con el evento metamórfico original (Harley, 1989).

La explicación más simple para las trayectorias ITD es que son segmentos retrógrados de trayectorias P-T que evolucionaron en el sentido de las manecillas del reloj y que son características de orógenos engrosados. Es común que este tipo de orógenos hayan experimentado extensión tardía en su evolución, lo cual es consistente con la fábrica subhorizontal planar de muchos terrenos granulíticos. Por otro lado, la falta de descompresión pronunciada en las trayectorias retrógradas IBC implica que el pico del metamorfismo ocurrió en corteza continental de un grosor más o menos normal, o al menos, en una corteza en donde el equilibrio casi isostático pudo haber prevalecido durante un tiempo suficiente como para que ocurriera algo de levantamiento y de denudación (Best, 2008; Harley, 1989).

A continuación, se describen de manera más detallada los contextos tectónicos que producen trayectorias metamórficas tipo ITD y tipo IBC:

3.1.4.1. CONTEXTOS TECTÓNICOS ASOCIADOS AL ORIGEN DE GRANULITAS QUE TIENEN TRAYECTORIAS ITD

Las trayectorias ITD registradas en granulitas han sido convencionalmente asociadas con etapas más tardías de la evolución térmica de corteza continental super-engrosada, con o sin los efectos de magmas derivados del manto. No obstante, este tipo de trayectorias también pueden originarse en contextos de extensión, ya sea dentro del bloque de piso, o en una zona de despegue de bajo ángulo en donde los magmas pueden acrecionarse simultáneamente en la base de la corteza extendida. De manera particular, este contexto tectónico podría producir trayectorias ITD de temperaturas demasiado elevadas, pero de niveles someros (5-2 kbar), como aquéllas encontradas en los núcleos metamórficos cordilleranos (Harley, 1989).

En el caso de modelos simples en los que se considera el super-engrosamiento de una corteza de espesor promedio, las trayectorias ITD documentadas podrían representar un tiempo de exhumación de entre 20 y 60 Ma (England y Thompson, 1984; Harley, 1989). Por el contrario, en el caso de un régimen tectónico que produce adelgazamiento cortical a una tasa de entre 1 y 2 mm/año, las trayectorias podrían corresponder a una historia de entre sólo 1 a 12 Ma (Harley, 1989).

Por último, algunas de las trayectorias ITD ocurren a presiones muy bajas (menos de 5 kbar) en terrenos que se encuentran dominados por metasedimentos y en donde la uniformidad regional en

condiciones P-T es aparente. En este caso, las granulitas alcanzaron su T máxima muy cerca de la P máxima, por lo que una descompresión de entre 1 y 2 kbar es comúnmente observada. Los modelos posibles para la generación de estos terrenos granulíticos de baja P y con trayectorias ITD incluyen introducción magmática debajo de o en corteza de grosor normal, o bien, variaciones en el engrosamiento tectónico (Harley, 1989).

3.1.4.2. CONTEXTOS TECTÓNICOS ASOCIADOS AL ORIGEN DE GRANULITAS QUE TIENEN TRAYECTORIAS IBC

El enfriamiento isobárico a partir de altas T en granulitas de corteza media e inferior generalmente implica que el pico metamórfico registrado ocurrió en una corteza de grosor casi normal o, por lo menos, en una corteza con un grosor tal que permitiera que ésta se encontrara en equilibrio isostático con la litósfera circundante. Por lo tanto, las trayectorias IBC pueden ser resultado de varios procesos tectónicos que conllevaron a la producción o retención de anomalías termales significativas en una corteza con un grosor de entre 25 y 40 kilómetros, incluyendo:

- a. Acreción magmática en y debajo de corteza continental previamente existente, por ejemplo, en áreas magmáticas continentales.
- b. Extensión de corteza de grosor normal con acreción magmática asociada. Ésto también podría ser visualizado como el “engrosamiento magmático” de corteza extendida, lo cual pudiera ocurrir en un arco continental o en un contexto de trasarco, rifts intraplaca, o a lo largo de márgenes continentales extendidos.
- c. Extensión de corteza de grosor normal sin aportaciones magmáticas adicionales como fuente externa principal de calor.
- d. Engrosamiento tectónico de corteza extendida que está siendo regresada a su grosor original.
- e. Extensión de corteza previamente super-engrosada en un contexto de arco colisional o continental.
- f. Relajación termal, mediante erosión, de material continental infra-placa (o de la parte más inferior) en una sección cortical que duplicó su grosor por colisión. Aunque esto es similar a el inciso e, este modelo no invoca un mecanismo tectónico especial para denudación o exhumación post-engrosamiento (Harley, 1989).

3.2. Retrogresión metamórfica

Cuando las rocas metamórficas que se formaron a temperaturas o presiones elevadas son expuestas en la superficie o entran en contacto con agua u otros fluidos que se encuentran a menores temperaturas, éstas usualmente reaccionan y forman minerales que tienen una mayor proporción de componentes volátiles en comparación con los minerales que se formaron durante las condiciones del pico del metamorfismo. Dicho proceso es conocido como retrogresión metamórfica o metamorfismo retrógrado.

En el caso de rocas metamórficas de alto grado como las granulitas, formadas por una gran proporción de minerales anhidros, es necesario que ocurra uno o varios procesos tectónicos que

permitan la entrada de fluidos al sistema debido a que, al contrario del metamorfismo prógrado que produce fluidos a una tasa que está principalmente controlada por el transporte de calor, el metamorfismo retrógrado “consume” fluidos mientras ocurre (Best, 2008; Jamtveit, 2010; Jamtveit y Austrheim, 2010).

De manera más detallada, durante el metamorfismo prógrado se producen fluidos mediante reacciones de desvolatilización; cuando estos fluidos son liberados, tienden a moverse a través de la porosidad preexistente hacia “arriba” en la columna estructural debido a la diferencia de densidad que tienen con las rocas circundantes o encajonantes. Una vez que esto ocurre, se considera que los fluidos producidos durante el metamorfismo escaparon del sistema y ya no se encuentran disponibles para seguir participando en las reacciones prógradas (Jamtveit y Austrheim, 2010), por lo tanto, aunque en un principio la retrogresión metamórfica pudiera ser entendida como el proceso inverso al metamorfismo prógrado, es necesario tener presente que cuando las rocas metamórficas se enfrían éstas generalmente no reaccionan con los fluidos producidos durante el metamorfismo prógrado para formar asociaciones minerales de menor temperatura, sino que más bien reaccionan con fluidos diferentes que son aportados al sistema por fuentes externas (Jamtveit y Austrheim, 2010). Así, el “grado” de retrogresión estará controlado por la cantidad de fluido que es aportado al sistema y por la naturaleza del fluido que entra al sistema. Entre mayor sea el desequilibrio existente entre el fluido y la roca a la que infiltra, se producirán texturas de reacción mucho más complejas (Jamtveit, 2010; Jamtveit y Austrheim, 2010).

3.2.1. Evidencias de retrogresión metamórfica

De manera general, la retrogresión metamórfica es un proceso que produce evidencias de desequilibrio observables a diferentes escalas (desde nanométrica hasta centimétrica), y que resulta en diferentes texturas y patrones de reacción como frentes metasomáticos, estructuras complejas de reemplazamiento, y patrones de fracturamiento producidos por la ocurrencia de reacciones químicas (Austrheim y Robins, 1980; Jamtveit, 2010; Jamtveit y Austrheim, 2010; Putnis y John, 2010), o también como zoneamiento composicional en granos minerales (Brown, 2002).

3.2.2. Tipos de reacciones químicas que ocurren durante la retrogresión metamórfica

Durante el metamorfismo retrógrado pueden ocurrir dos tipos principales de reacciones químicas (Kohn y Spear, 2000):

- a. De intercambio
- b. De transferencia neta

Las primeras implican el intercambio de elementos entre dos minerales que se encuentran en contacto. La característica primordial de este tipo de reacciones es que éstas no cambian las asociaciones minerales, sino que sólo causan una variación en las composiciones químicas. Por ejemplo, en una roca que es rica en biotita y granate, la biotita se volverá más rica en Mg mientras que el granate se volverá más rico en Fe durante el enfriamiento. Se ha observado que, si durante la retrogresión sólo ocurren reacciones químicas de este tipo, las temperaturas calculadas resultarán por debajo de las temperaturas reales del pico del metamorfismo.

Por el contrario, las reacciones de transferencia neta sí involucran la producción y el consumo de minerales. Es posible que, por cinética, este tipo de reacciones terminen comportándose como

reacciones de intercambio durante el enfriamiento, sin embargo, en el caso de las reacciones de transferencia neta, las composiciones minerales cambian en la misma dirección; por ejemplo, en el mismo caso de una roca que contiene biotita y granate, si sólo ocurren reacciones químicas de transferencia neta, la biotita y el granate se volverán más ricos en Fe durante el enfriamiento.

Según Kohn y Spear (2000), aunque la mayoría de los termómetros están basados en reacciones químicas de intercambio, es importante estudiar la posibilidad de la ocurrencia de reacciones de transferencia neta durante la retrogresión ya que las temperaturas calculadas a partir de este tipo de reacciones podrían resultar mayores que las del pico del metamorfismo.

3.2.3. El papel fundamental de los fluidos en las reacciones de retrogresión

La evolución retrógrada de una roca puede ser compuesta, es decir, puede estar determinada por varios procesos, y además puede estar conformada tanto por segmentos de descompresión como por segmentos de enfriamiento. De manera particular, trayectorias retrógradas que tienen una pendiente muy pronunciada son proclives a superponer reacciones que consumen fluidos en segmentos de enfriamiento casi isobárico (ITD), y a “cruzar” reacciones productoras de fluidos en segmentos de descompresión casi isoterma (IBC) (Brown, 2002).

De manera general, según Brown (2002), los factores principales que influyen en las reacciones que ocurren después del pico metamórfico de temperatura son:

1. La pendiente dP/dT de los segmentos de la trayectoria P-T y la cantidad de descompresión en relación con otras variables que se consideran en el sistema.
2. La tasa de enfriamiento.
3. La disponibilidad de fluido (fase volátil rica en agua o fundido) para reacciones que consumen fluidos.

Como ya se mencionó, a lo largo de trayectorias P-T casi isobáricas (IBC), las reacciones que fueron “cruzadas” durante la evolución prógrada vuelven a ser cruzadas durante la evolución retrógrada. Asumiendo que no hay migración del fluido dentro del sistema, las reacciones prógradas que produjeron fluido pueden ser revertidas durante la evolución retrógrada. Sin embargo, en un ambiente dinámico de un cinturón montañoso activo, donde la trayectoria P-T va probablemente en el sentido de las manecillas del reloj con un segmento de descompresión cercano al pico de temperatura, resulta incorrecto asumir que el fluido es estático o que la escala de la migración del fluido es menor que el radio de la “equilibración” de volumen. A su vez, el volumen de fluido que se equilibra también está controlado por factores que afectan la difusión, como la dependencia del binomio temperatura-tiempo, el tamaño de grano, la presencia de un fluido y la estructura del borde de grano (por ejemplo, es probable que la difusión sea más rápida a lo largo de intersecciones de grano triples que a lo largo de bordes de grano dobles) (Brown, 2002).

Para trayectorias P-T que evolucionan en el sentido de las manecillas del reloj, entre más grande sea el segmento de descompresión en la evolución P-T es más probable que reacciones diferentes a aquéllas que se cruzaron a lo largo del camino prógrado sean encontradas a lo largo de la trayectoria retrógrada (Brown, 2002).

Por otro lado, la composición y los coeficientes modales de las reacciones cambian a lo largo del equilibrio en el espacio P-T. Así, aun dentro de un solo régimen, el revés perfecto o ideal de la

reacción requiere que el equilibrio sea “recruzado” a la misma presión y temperatura en las que ocurrió durante la trayectoria prógrada (Brown, 2002).

Por lo anterior, Kriegsman (2001) distinguió entre una reacción retrógrada *ss* (*back reaction sensu stricto*) y una reacción retrógrada *sl* (*back reaction sensu lato*). La primera está definida como una reacción retrógrada que ocurre con un fundido que recrystaliza in situ y que equivale a la versión exactamente “inversa” o reversa de las reacciones prógradas que produjeron la misma fase fundida. Por el contrario, *una back reaction sensu lato* está definida como cualquier reacción retrógrada con un fundido que cristaliza in situ. En este último tipo de *back reaction*, la trayectoria retrógrada pasa a través de diferentes partes del espacio P-T en comparación con la trayectoria prógrada y, comúnmente, un segmento de descompresión conecta a estos dos segmentos de la trayectoria completa. Así, por ejemplo, si el segmento retrógrado de una trayectoria P-T ocurre a una presión más baja que en el segmento prógrado, la topología del equilibrio de la reacción podría permitir el consumo del fluido mediante el revés de una reacción de mayor temperatura antes de que la trayectoria P-T intersecte a una reacción de menor temperatura. Esta explicación es la preferida de algunos autores para, por ejemplo, explicar la falta de desarrollo de muscovita retrógrada durante la evolución retrógrada de las metapelitas migmatíticas de alta P (Brown, 2002).

Si la reacción retrógrada es efectiva, la evidencia observable puede ser principalmente microestructural y sutil, por lo que es fácil que un frente de reacción relacionado con la rehidratación del sistema pueda ser confundido con una isógrada de reacción prógrada generadora de fluido. Así, si la mayoría del fluido se pierde del volumen que se equilibra durante el metamorfismo prógrado y el ingreso de fluidos externos no ocurre, la reacción retrógrada no tendría por qué ocurrir. Sólo la segregación de fundido a una escala menor que la del volumen que se está equilibrando permitirá que ocurra la reacción entre el fundido y el residuo durante la retrogresión y, solamente si el fundido no escapa de este volumen, entonces la reacción tendrá potencial para llevarse a cabo de manera completa (Brown, 2002).

Generalmente, los métodos de modelación que se utilizan para construir pseudosecciones han resultado útiles para predecir, bajo ciertas consideraciones termodinámicas, asociaciones minerales y composiciones particulares para ciertas condiciones P-T y composiciones de roca total. Con estas herramientas se ha podido predecir de manera exitosa, por ejemplo, la profundidad a la que las reacciones de deshidratación ocurren para cierto tipo de roca que es sometida a una T y P dadas. No obstante, existe un número notablemente pequeño de estudios que se han dedicado a modelizar reacciones, como las de deshidratación, que ocurren durante el metamorfismo retrógrado. Probablemente, la limitante principal para modelizar reacciones retrógradas es que, mientras que las reacciones de deshidratación asociadas al metamorfismo prógrado ocurren bajo condiciones relativamente homogéneas en un estado de equilibrio, las reacciones retrógradas de rehidratación comúnmente ocurren de manera heterogénea en un estado de completo desequilibrio (Kuwatani y Toriumi, 2017). Las evidencias texturales resultantes de las reacciones de rehidratación son descritas con detalle en la siguiente sección.

3.2.4. Texturas de retrogresión

Las asociaciones minerales de alteración formadas por retrogresión son indicativas de la ocurrencia de menores temperaturas y presiones después de que una roca alcanzó el pico metamórfico. Por lo expuesto en el apartado anterior, es evidente que la característica más distintiva de este tipo de

asociaciones minerales es que invariablemente implican la (re)hidratación del sistema (Schwartz y Todd, 1941; Yardley et al., 2014).

De manera general, se ha observado que las reacciones de alteración por retrogresión se expresan de dos maneras principales en las rocas: 1) reemplazamiento de minerales relictos por minerales que son más estables en las nuevas condiciones P-T, y 2) zoneamiento composicional de algunos granos minerales (Brown, 2002; Harley, 1989; Stüwe, 1997). El reemplazamiento de minerales genera texturas que pueden ser visibles en lámina delgada o incluso en muestra de mano, pero el zoneamiento composicional de los granos minerales es una característica que, aunque algunas veces es visible también en lámina delgada, suele ser mejor detectada con estudios de carácter químico.

Según Winter (2014), las principales texturas generales de desequilibrio observables tanto en rocas ígneas como metamórficas son pseudomorfos y bordes de reacción. Los primeros se forman cuando los minerales producto de las reacciones de reemplazamiento cristalizan en agregados que retienen la forma del mineral original. Dichas micro-estructuras pueden ser monominerales o simplectíticas. Por el contrario, los bordes de reacción se forman por la ocurrencia de reacciones de desequilibrio en los bordes de dos minerales adyacentes. En este caso, el desequilibrio puede resultar en el reemplazamiento de sólo una de las fases involucradas, o bien, de los dos cristales. Si los productos de la reacción de reemplazamiento forman un borde completo alrededor de uno de los minerales la textura resultante se llamará corona.

A su vez, las coronas también pueden ser monominerales o poliminerales. En particular, si la corona está conformada por el intercrecimiento de microcristales elongados de diferentes fases, la textura recibirá el nombre de corona simplectítica.

El estudio de las texturas coroníticas es importante ya que éstas se forman cuando las reacciones de alteración no lograron ser completadas, así que éstas micro-estructuras representan una evidencia directa de las reacciones causadas por cambios en las condiciones metamórficas.

Sobre la cinética de las reacciones evidenciadas por dichas texturas se ha interpretado que, si uno de los dos reactantes se encuentra en exceso, entonces los productos de la reacción de alteración de las dos fases involucradas formarán una corona continua alrededor del reactivo limitante. Una vez que se ha formado un borde completamente continuo entre los reactantes, éstos quedan separados y la reacción que los consume a ambos sólo puede continuar por difusión a través de la corona. Así, conforme la corona se vuelve más gruesa, el alcance de la difusión tendría que ser progresivamente mayor, lo cual eventualmente conllevará al cese de la reacción.

Asimismo, las coronas pueden ser simples, o complejas formando múltiples capas concéntricas. Dichos patrones múltiples pueden ser formados como consecuencia de un cambio continuo en las condiciones que provoca que los dos minerales que quedaron separados por la primera corona sean inestables junto con las fases coroníticas y sigan reaccionando y formando nuevas coronas entre ellos; o bien, como consecuencia de la existencia de gradientes de difusión de algunos componentes que puedan propiciar la formación de diferentes coronas al mismo tiempo.

3.2.5. Sobre los cambios de composición total efectiva debidos al enfriamiento y el zoneamiento mineral

Durante el enfriamiento de las rocas, los granos minerales podrían desarrollar perfiles de zoneamiento conforme partes sucesivamente más grandes del cristal se cierran y dejan de tener intercambio difusivo con la roca que lo rodea. Una de las consecuencias de este proceso es que, durante el enfriamiento, partes sucesivamente más grandes de los minerales zoneados (dependiendo del tamaño de grano) son removidas de manera efectiva de la parte reactante del volumen de roca. Así, la composición total efectiva (*effective bulk composition*) de las rocas metamórficas puede cambiar durante el enfriamiento. La tasa a la cual ocurre dicho cambio se encuentra en función del tamaño de grano (Stüwe, 1997).

La composición total relevante (*relevant bulk composition*) de una roca se refiere a la composición total del volumen que está intentando equilibrarse. El volumen que se está equilibrando (*equilibrating volume*) es el volumen de roca que, a una presión y temperatura dadas, reacciona para estar en equilibrio químico. Así, la composición total efectiva es la composición total del volumen de roca que se va a equilibrar.

Debido a que la secuencia de reacciones metamórficas observadas en cierto tipo de roca se encuentra en función de su composición total, los procesos de retrogresión pueden tener como consecuencia que dos rocas que tienen una composición total (*overall bulk composition*) idéntica pero diferente tamaño de grano pudieran experimentar diferentes secuencias de reacciones, es decir, paragénesis minerales generadas en el pico metamórfico que son idénticas podrían reaccionar para formar texturas de reacción retrógradas cualitativamente diferentes (Stüwe, 1997).

Así, de la misma manera en que los procesos de difusión controlan el “cierre” de los granos minerales, la tasa de cambio de la composición total de toda la roca con el enfriamiento dependerá de:

1. El tamaño de grano
2. La forma de los granos minerales
3. Las redes entre los bordes de los granos.
4. La tasa de enfriamiento.

Como consecuencia, dos partes de una roca o de una sección delgada con la misma composición de roca total pero con diferentes tamaños de grano y forma, podrían registrar diferentes asociaciones minerales retrógradas.

Estos procesos pueden explicar las observaciones comunes que se han hecho en rocas metamórficas en las que las texturas de reacción retrógradas pueden o no desarrollarse entre las mismas paragénesis pico o que diferentes paragénesis retrógradas ocurran entre la misma asociación mineral pico. Por ejemplo, en el trabajo de Stüwe (1997) se muestra que, durante el enfriamiento de rocas pelíticas que se encuentran en facies de anfibolita, las paragénesis aluminosas típicas del pico metamórfico consistentes en granate - muscovita - cianita ± biotita pueden reaccionar para formar estauroлита, clorita o muscovita (o diferentes combinaciones), dependiendo del tamaño de grano.

3.2.6. Reemplazamiento mineral inducido por retrogresión metamórfica

En rocas metamórficas que han sufrido retrogresión es posible observar diversas texturas de desequilibrio (como texturas coroníticas o pseudomórficas) que están asociadas con la ocurrencia incompleta de reacciones de hidratación. La interpretación general de este tipo de texturas es que las reacciones de rehidratación ocurren bajo condiciones de desequilibrio mediante la descomposición o el reemplazamiento de los componentes que no se encuentran en equilibrio dentro del sistema a unas condiciones dadas. Generalmente, los componentes que no se encuentran en equilibrio pueden ser minerales completos, o sólo porciones de ellos, como sus bordes (Austrheim y Robins, 1980; Kuwatani y Toriumi, 2017).

El mecanismo de reemplazamiento de este tipo de reacciones generalmente involucra la disolución y precipitación en las interfases de los minerales que no se encuentran en equilibrio (Kuwatani y Toriumi, 2017).

Entre los ejemplos más conocidos de reacciones de retrogresión por hidratación se encuentran el reemplazamiento de hornblenda por clorita y/o actinolita, de granate y biotita por clorita, los polimorfos de feldespato por sericita, plagioclasa por sericita o epidota, olivino por serpentina, enstatita por talco, onfacita por anfíbol y albita en eclogitas, y, de manera más general, en rocas basálticas por clorita, actinolita y epidota (Yardley et al., 2014).

En su trabajo del 2002, Michael Brown describe diferentes tipos de microtexturas producidas por reacciones de retrogresión en migmatitas y granulitas (Figura 1), las cuales agrupa en:

- Microestructuras coroníticas y microestructuras relacionadas:

Las microestructuras de corona involucran la presencia de más de una fase y, por lo general, estas fases se encuentran intercrecidas de manera simplectítica (Figura 1a).

Las reacciones responsables del desarrollo de este tipo de texturas generalmente tienen una dP/dT más “somera”, además de que comúnmente ocurren a lo largo de un segmento de descompresión de la trayectoria P-T. No obstante, es necesario tener presente que estas microtexturas no son por sí solas diagnósticas de descompresión.

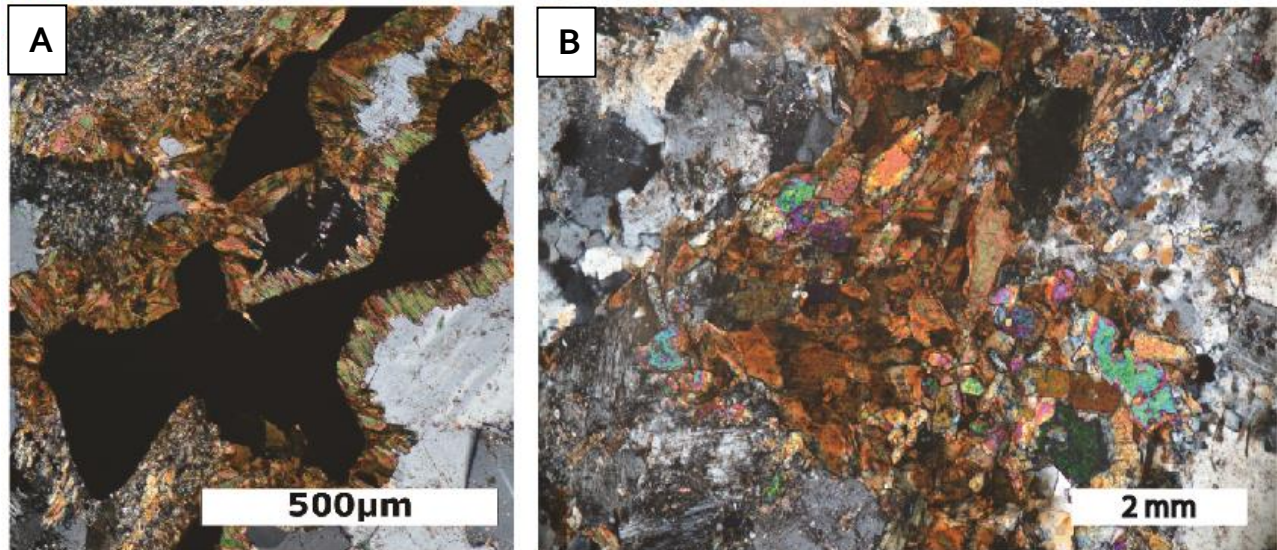
Existe un tipo particular de textura coronítica que se conoce como *corona-type moat structure* en la cual motas de una nueva fase mineral separan la corona simplectítica del mineral relicto. Se ha interpretado que, en algunos casos, esta textura es resultado de nucleación preferencial y de proporcionales molares, y que también puede ocurrir en condiciones de descompresión.

- Microestructuras de agregados de cristales desordenados (*selvage*)

Este es el nombre con el que Brown (2002) identifica a los agregados de microcristales desordenados que se forman en lo que algún momento fue el contacto entre un cristal grande y la “matriz” en la que se encuentra inmerso. El ejemplo que Brown utiliza como referencia es el de los agregados de biotita que se forman a expensas de la cordierita o el granate durante el enfriamiento de las granulitas (Figura 1B).

Algunos de los modelos que se han considerado para explicar este tipo de texturas son:

- Acumulación en agregados de las fases residuales de un fundido
- Acumulación de fases que cristalizaron durante el mismo proceso metamórfico
- Reacción entre un fundido que está cristalizando y el residuo



Ejemplo de microestructuras coroníticas.
Corona de cristales de Biotita en Ilmenita.

Ejemplo de microestructuras de cristales desordenados (selvage).
Agregado de cristales de Biotita, epidota y clinozoisita.

Figura 1. Ejemplos de las microestructuras producidas por retrogresión en migmatitas y granulitas según Brown (2002).
Microfotografía A) Ejemplo de microestructuras coroníticas. Microfotografía B) Ejemplo de microestructuras de cristales desordenados (*selvage*).

3.3. Retrogresión metamórfica de granulitas

En el caso de las granulitas, ciertos tipos de texturas de reacción junto con las relaciones de asociaciones minerales observadas en rocas de composiciones particulares se han interpretado como diagnósticas de trayectorias retrógradas tipo IBC o tipo ITD (Harley, 1989).

A continuación, se presenta un resumen de las texturas de retrogresión que se pueden observar en granulitas de diferentes composiciones (Tablas 1 y 2). De aquí en adelante, los nombres de las fases minerales mencionadas en todas las tablas se encuentran abreviados según la nomenclatura propuesta por Whitney y Evans (2010).

Tabla 1. Texturas de retrogresión que se pueden observar en granulitas que tienen trayectorias P-T tipo IBC junto con las reacciones químicas que las originan.

Composición de la roca	Características observables	Reacciones involucradas
Máfica	Texturas de exsolución en Cpx coexistentes	
Máfica con cuarzo	Desarrollo de texturas coroníticas.	
	Producción de Grt secundario en forma de bordes, lamellas, o gránulos en contactos de Opx-Pl.	$Opx + Pl = Grt + Qz$
	Producción de Grt secundario en forma de sobrecrecimientos en Grt formado previamente.	$Opx + Pl = Grt + Cpx + Qz$
Máfica sin cuarzo	Sobrecrecimientos de Cpx en Opx.	
	En asociaciones minerales que contienen Ol, se produce Grt a través de reacciones multivariantes complejas.	$Ol + Pl = Cpx + Opx + Spl$ $Ol + Pl = Grt$
	Grt puede producirse a partir de piroxenos aluminosos. Las texturas resultantes son:	
	Lamellas de Grt o granos de éste dentro de Px.	$Px \text{ rico en Al} = Px \text{ pobre en Al} + Grt$
	Grt nucleado a lo largo de <i>kink-bands</i> o como lamellas de exsolución en Px.	
	Grt como granos o bordes en los bordes de grano entre Px (generalmente junto con neoblastos de Px recristalizado).	$Cpx \text{ aluminoso} + IBC = Grt + Spl + Pl + \text{Óxidos}$
Pelítica - Félsica (p.e., Charnockitas)	Grt secundario como sobrecrecimientos en Grt formado previamente.	Estas texturas se producen a través de un equilibrio continuo que implica una disminución en el contenido de Al en el Px, o bien, reacción con otras fases aluminosas, como Pl.
	Grt como granos y lamellas en los bordes de Opx.	

	Texturas coroníticas y de intercrecimiento que involucran la presencia de Spr, Spl, Crd, Sil, Grt y Opx.	
Metapelítica	<p>Coronas de Opx-Sil secundarios en Grt; Sa+Qz parcialmente reemplazados por bordes de Crd-Grt.</p> <p>Se espera que el Grt muestre una composición diferente a la que tenía en la asociación mineral del pico metamórfico.</p> <p>Coronas de Crd-Grt en Spr o en Opx-Sil.</p> <p>Coronas entre Sa y Qz.</p> <p>“Sucesión” de Spl a Sa a Crd-Grt.</p> <p>Ilmenita como inclusiones dentro de Grt, junto con Sil y Qz, o como granos fuera del Grt, pero manteados por Rt.</p>	Reacciones continuas que involucran Opx-Sil producirán Grt adicional mientras el Opx evoluciona a composiciones menos aluminosas.
Calcsilicatada	Grossularia en los contactos entre Wo y An, que después evoluciona en simplectitas de An-Cal-Qz y pseudomorfos después de Scp.	

Abreviaciones de los nombres de los minerales según Whitney y Evans (2010): Cpx = clinopiroxeno, Grt = granate, Opx = ortopiroxeno, Pl = plagioclasa, Qz = cuarzo, Ol = olivino, Spl = espinela, Px = piroxenos, Spr = Zafirino, Crd = cordierita, Sil = sillimanita, Sa = sanidino, Wo = wollastonita, An = anortita, Scp = escapolita, Cal = calcita.

Tabla 2. Texturas de retrogresión que se pueden observar en granulitas que tienen trayectorias P-T tipo ITD junto con las reacciones químicas que las originan.

Composición de la roca	Características observables	Reacciones involucradas
Máfica	Desaparición del Grt de asociaciones minerales de mayor P mientras la descompresión prosigue. Simplectitas de Opx-Pl, o <i>fringes</i> a expensas del granate se producen en granulitas que contienen o no Qz.	Estas trayectorias “cruzan” las reacciones clave FAGS junto con reacciones relacionadas en sentido opuesto a las trayectorias IBC.
Máfica con cuarzo	Simplectitas de Opx-Pl. “Manteo” de Cpx por Opx.	$Grt + Qz = Opx + Pl$ $Grt + Cpx + Qz = Opx + Pl$
Máfica sin cuarzo	Si son rocas que inicialmente contienen Grt, puede haber Spl como fase adicional en las simplectitas de Opx-Pl. Las simplectitas de Opx-Pl podrían formarse en estas condiciones (<i>ITD</i>) como consecuencia de un equilibrio que involucre al Grt y a algún Amp. Es común que las simplectitas resultantes de estas reacciones, que involucran a los anfíboles, contengan fases de óxidos de Fe y Ti además del Opx y la Pl.	En este caso, las simplectitas de Opx-Pl podrían formarse por un incremento en la α_{SiO_2} mediante la reacción con gneisses, o con una fase fluida o fundida adyacente. $Grt + Amp (\pm Cpx) = Opx + Pl + V$
Una observación interesante es que las texturas características de <i>ITD</i> comienzan a formarse antes en las granulitas que contienen Qz y, por lo tanto, tienden a llevarse a cabo de manera más “completa” en este tipo de rocas, en comparación con las granulitas que no contienen Qz. Así, si estas texturas pudieran ser fechadas proveerían un excelente control de las escalas de tiempo a las que se llevó a cabo la descompresión.		
Pelítica - Félsica	En granulitas félsicas o charnockíticas que contienen la asociación mineral Grt - Opx - Pl - Qtz, las reacciones continuas que ocurran entre dichas fases producirán Pl en forma de “motas” y bordes en Grt y entre Grt-Opx.	
	<i>Overprinting</i> de asociaciones minerales que contienen Grt o Spr por asociaciones que contienen Crd-Sp-Opx. En este caso, la Spl forma bordes entre Grt y Sil, o reemplaza inclusiones de Sil que se encuentran dentro del Grt. Simplectitas de Crd-Spl y/o Crd-Spl-Opx que reemplazan al Grt. Simplectitas de Opx-Crd y pseudomorfos que reemplazan Grt reabsorbido.	$Grt + Sil = Spl + Qz$ $Grt + Spr + Qz = Crd + Spl$ $Grt = Crd + Spl + Opx$

	<p>Una asociación mineral con Sil y poco Grt-Opx-Sil-Qz desarrollará Spr como bordes entre Opx-Sil. Posteriormente se desarrollarán simplectitas de Opx-Spr ($\pm Qz$).</p> <p>Bordes o coronas de Crd en Opx-Spr-Qz y Spr-Qz, con o sin Grt adicional.</p>	$\text{Grt} + \text{Sil} + \text{Qz} = \text{Crd}$ $\text{Grt} + \text{Qz} = \text{Opx} + \text{Crd}$ $\text{Grt} = \text{Spr} + \text{Opx} + \text{Qz}$
<p>Calcisilicatada</p>	<p>Trayectorias <i>ITD</i> son difíciles de demostrar en granulitas calcisilicatadas a menos que algo de enfriamiento esté involucrado.</p> <p>Una asociación mineral inicial que contiene Grt-Scp-An desarrollará Wo como bordes en Grt-Qz.</p> <p>Posteriormente, la Scp se romperá en simplectitas de An-Cc ($\pm Qz$).</p>	
<p>Otra característica fundamental de las granulitas máficas y pelíticas que siguen trayectorias <i>ITD</i> es la aparición de fundidos discordantes sin-metamórficos tardíos.</p> <p>En metamorfismo que se lleva a cabo en condiciones totalmente anhidras, se producirán fundidos sub-saturados en agua mediante reacciones de fusión en las que el vapor está ausente y que involucran fases hidratadas como Bt en pelitas o Amph en granulitas máficas.</p>		$\text{Bt} + \text{Sil} + \text{Pl} + \text{Qz} = \text{Kfs} + \text{Grt} \text{ ó } \text{Crd} + \text{L}$ $\text{Hbl} + \text{Pl} = \text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qz} + \text{L}$

Rt = rutilo, Ilm = Ilmenita, Bt = biotita. V = vapor, L = líquido.

4. Marco geológico

4.1. El Complejo Oaxaqueño

Una gran parte del centro y sur de México y, probablemente, del bloque de Chortís se encuentra subyacida por rocas que tienen edades de entre 1300 y 900 Ma. Estas rocas afloran en localidades aisladas, y se ha inferido que el área total del basamento que todas ellas conforman es cercana a 1,000,000 km². En México, dichas rocas afloran en cuatro localidades principales: Novillo, Huiznopala, Oaxaqueño, y Guichicovi. El Complejo Oaxaqueño (CO) constituye la porción expuesta más grande de dichas rocas precámbricas puesto que abarca un área total de casi 10,000 km² (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010) (Figura 2).

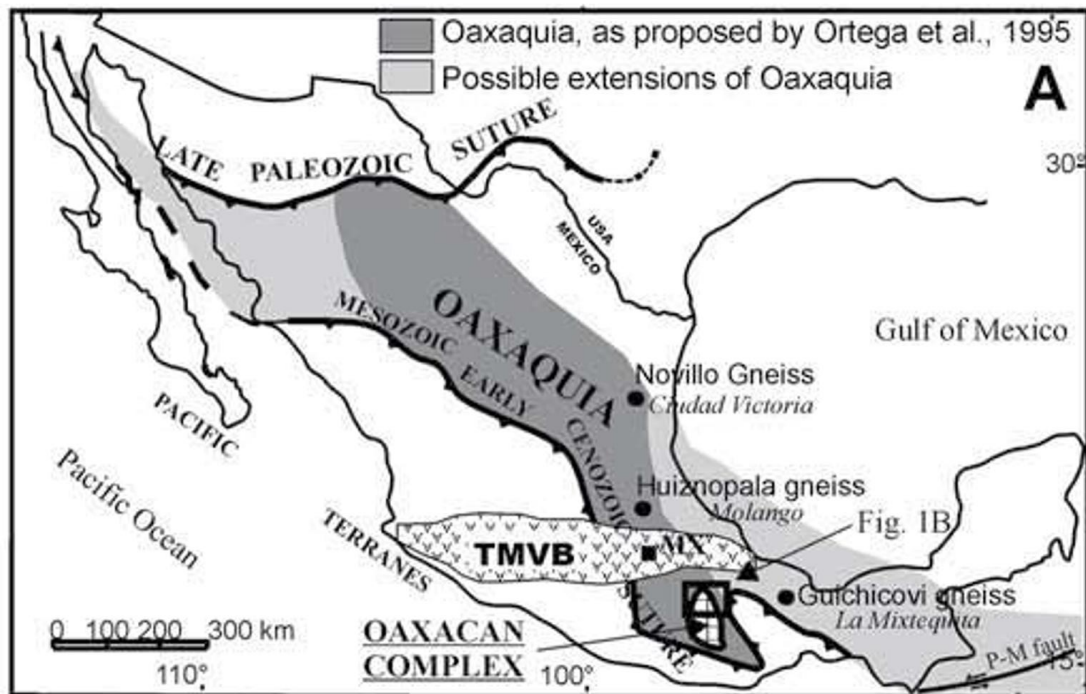


Figura 2. Localización del Complejo Oaxaqueño (Oaxacan Complex) y de las otras localidades en donde afloran rocas precámbricas en México (Novillo, Huiznopala y Guichicovi). Modificada de Keppie *et al.* (2004).

Solari *et al.* (2003) señalan que el CO se encuentra constituido por tres unidades estructurales que son, de base a techo: la unidad Huitzo, la unidad de la Migmatita El Catrín, y la unidad de El Marquez. Las características estructurales principales de cada una de ellas se explican a continuación. Las asociaciones minerales identificadas hasta ahora dentro de cada una de las tres unidades, indicativas de metamorfismo bajo condiciones de facies de granulita, se resumen en la Tabla 4.

4.1.1. Unidad estructural Huitzo:

Está formada por la suite Anortosita-Mangerita-Charnockita-Granito (AMCG por sus siglas en inglés) que tiene aproximadamente tres kilómetros de espesor y que consiste en meta-anortosita e intercalaciones de metadiorita férrica, metagabro, acumulados máficos, y charnockitas con granate. El protolito de éstas últimas tiene una edad de 1012 ± 12 Ma (Keppie et al., 2003; Solari et al., 2003).

La sucesión de anortosita-gabro-metadiorita férrica se encuentra sobreyacida por un gneiss máfico, y una charnockita que contiene granate. El contacto entre estos dos grupos de litologías es tectónico y se encuentra caracterizado por una zona de cizalla de unos 15 metros de grosor que se encuentra en facies de esquisto verde – anfibolita inferior.

Las charnockitas se observan como una “rebanada” de unos 200 metros de espesor que se encuentra intercalada con los gneises máficos. Los contactos entre estas dos litologías no tienen señales de cizallamiento.

4.1.2. Unidad Migmatita El Catrín:

Está comprendida por una secuencia de gneises migmatíticos que tiene aproximadamente dos kilómetros de espesor y que se encuentra emplazada estructuralmente por encima de las charnocquitas y de los gneisses máficos. Estas migmatitas se encuentran intruidas por gneises máficos y anortositas pertenecientes a la unidad Huitzo.

En la localidad tipo, la migmatita está compuesta por un leucosoma de color gris claro que se encuentra inmerso en un mesosoma de color gris oscuro un poco azulado debido a la presencia de cuarzo rutilado visible solo en lámina delgada.

La petrografía sugiere, además, que el protolito de la migmatita tenía una composición gabrítica-diorítica.

4.1.3. Unidad El Marquez:

Esta unidad se encuentra constituida principalmente por una intercalación de paragneises y ortogneises. Estos gneises sobreyacen a la migmatita y el contacto entre estos dos grupos de litologías está caracterizado por un paragneis de unos 150 metros de espesor que contiene biotita y muscovita y que se encuentra milonitizado bajo la facies de esquisto verde.

Los paragneises están representados por una asociación de litologías que varían desde gneises de cuarzo-feldespato-granate (piropo-almándino), gneises de dos piroxenos-cuarzo-feldespato, gneises de mica-grafito-sillimanita-rutilo, a mármoles y rocas calcisilicatadas. En todas ellas, las texturas son predominantemente granoblásticas. Todas estas litologías se encuentran intruidas por cuerpos ígneos menores como anfibolitas y pegmatitas, así como por bandas charnoquíticas, meta-sieníticas, y meta-gabríticas que tienen hasta 500 metros de espesor.

Los eventos tectónicos que se han distinguido dentro de las unidades antes descritas son los siguientes (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010):

1. La secuencia de paragneises, que incluye a los gneisses cuarzo-feldespáticos, las cuarcitas, los calcisilicatos, las metapelitas, y los mármoles, y de gneises máficos, tiene edades de entre 1200 y 1300 Ma. En particular, se ha inferido que la secuencia metasedimentaria debió de depositarse hace unos 1300 Ma después de los eventos globales de oxigenación.

2. El emplazamiento de las metasenitas, charnockitas y anortositas en la parte norte del CO, junto con un granitoide del cual no se ha podido determinar su afinidad tectónica, ocurrió hace 1140 Ma. Se ha inferido que las dos suites están asociadas a un contexto tectónico de tras-arco.
3. Un evento de migmatización que ocurrió hace 1106 ± 6 Ma y que es casi sincrónico a la intrusión de un granito intra-placa (fecha en 1117 ± 4 Ma).
4. Emplazamiento intraplaca de la suite AMCG a los 1012 ± 12 Ma. Esta suite ha sido asociada a un contexto de rift.
5. Deformación múltiple y metamorfismo bajo condiciones de facies de granulita entre 1004 ± 3 y 979 ± 3 Ma. Según Mora et al. (1986), las condiciones del pico del metamorfismo están restringidas entre 700 y 825 °C y 7.2 y 8.2 kbar. En un estudio más reciente, Ramírez-Salazar (2015) determinó temperaturas más altas para las condiciones pico (835 ± 25 °C y 7.6 ± 1.6 kbar). En particular, algunos de los datos obtenidos en dicho trabajo sugieren que el CO pudo haber llegado al campo de la ultra-alta temperatura durante el metamorfismo en facies de granulita.
6. Primera etapa de enfriamiento del CO ocurrida entre 979 y 945 Ma. La tasa de enfriamiento calculada para este periodo es de aproximadamente 8°C/Ma. Durante esta primera etapa de exhumación, el CO pudo haber sido elevado hasta una profundidad de 10 kilómetros (Keppie et al., 2004).
7. Durante el Neoproterozoico el CO registra una segunda etapa de enfriamiento. La tasa de enfriamiento calculada es de 2°C/Ma. Haciendo una extrapolación lineal, se asume que las rocas del CO fueron expuestas en superficie hace 730 Ma (Keppie et al., 2004).

4.2. Evolución tectónica del Complejo Oaxaqueño y afloramientos relacionados

El CO representa la porción expuesta más grande de rocas granulíticas de edades grenvilianas en México. Sin embargo, tanto en el sur, como en el centro y noreste del país, existen otras localidades, como el Gneiss Novillo (Ciudad Victoria, Tamaulipas), el Gneiss Huiznopala (Molango, Hidalgo), o el Complejo Guichicovi (al oriente de Oaxaca), donde afloran rocas que tienen ciertas características geológicas similares a las de las rocas del CO. Esto permite suponer que todas estas porciones expuestas pudieron compartir alguna vez una misma historia de evolución tectónica, ya que constituyen un microcontinente bautizado como Oaxaquia, y que actualmente es el basamento de los terrenos Zapoteco, Juárez, y Sierra Madre, así como de gran parte de los terrenos Maya y de Coahuila (Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

Las principales características que comparten estos afloramientos son: 1) una foliación/lineación con una tendencia general hacia el noroeste, 2) la presencia de complejos AMCG, 3) protolitos ricos en rocas sedimentarias depositadas en ambientes marinos someros o de rift intracontinental, 4) metamorfismo ocurrido bajo condiciones de facies de granulita, 5) edades U-Pb en circones de aproximadamente 1.0 Ga, y 6) una historia común aparente de exhumación y enfriamiento (Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

La posición del microcontinente Oaxaquia en las reconstrucciones del supercontinente Rodinia no ha podido ser inferida de manera definitiva, si bien existen dos escuelas principales:

1. Karlstrom et al. (1999) y Burrett y Berry (2000) proponen que Oaxaquia es una porción de la extensión sur del orógeno Grenviliano laurenciano, que representa un segmento de conexión hacia orógenos del este de Australia que tienen edades de aproximadamente 1.0 Ga.
2. Keppie (1977), Keppie y Ortega-Gutiérrez (1995, 199), Ortega-Gutiérrez et al. (1999), y Solari et al. (2003), han propuesto que Oaxaquia es un terreno exótico de proveniencia Amazoniana, o bien, del nororiente de Laurencia. De manera particular, la presencia de fauna ordovícica y silúrica de afinidad gondwánica en rocas que sobreyacen de manera disconforme a las rocas del CO es consistente con una posición más cerca de Amazonia durante el Paleozoico temprano. Asimismo, Solari et al. (2003) interpretan los rasgos estructurales y metamórficos observados en las rocas de la porción norte del CO como evidencias de dos eventos tectonotérmicos de alto grado que ocurrieron hace aproximadamente 1100 y 990 Ma (orogénias Olmeca y Zapoteca, respectivamente) a lo largo del margen de Amazonia. Específicamente, el primer evento habría ocurrido en un contexto tectónico extensional, y el segundo podría haber ocurrido en un contexto tectónico de colisión tipo Andes, arco-continente, o tipo Alpino-Himalaya (i.e., continente-continente).

5. Hipótesis

- El CO fue exhumado en condiciones heterogéneas de interacción fluido-roca.
- La exhumación-retrogresión metamórfica del CO pudo haber ocurrido en el Neoproterozoico, en el Paleozoico tardío o durante el Cretácico-Cenozoico, o bien, en más de una época.

6. Objetivos

- Caracterización petrográfica y química detalladas del fenómeno de retrogresión metamórfica que sufrieron las granulitas del CO.
- Determinación de las condiciones de temperatura y presencia de fluidos bajo las cuales ocurrió la retrogresión del CO.
- Reconstrucción de la trayectoria P-T-t de enfriamiento del CO.
- Propuesta de un modelo tectónico.

7. Metodología

7.1. Recolección de muestras en campo

Se realizaron dos salidas a campo, una en octubre del 2016 y otra en marzo del 2017, y se recorrieron dos secciones geológicas diferentes. Durante la primera salida se recolectaron muestras en la sección que se encuentra expuesta sobre el trazo de la carretera de cuota 190 Ciudad de México-Ciudad de Oaxaca, en el tramo comprendido entre Nochixtlán y Telixtlahuaca; durante la segunda visita a campo se recolectaron muestras en la sección que se encuentra expuesta sobre el trazo de la carretera libre Nochixtlán - Ciudad de Oaxaca, también en el tramo comprendido entre Nochixtlán y Telixtlahuaca. Los puntos de recolección de muestras se encuentran ilustrados en la Figura 3.

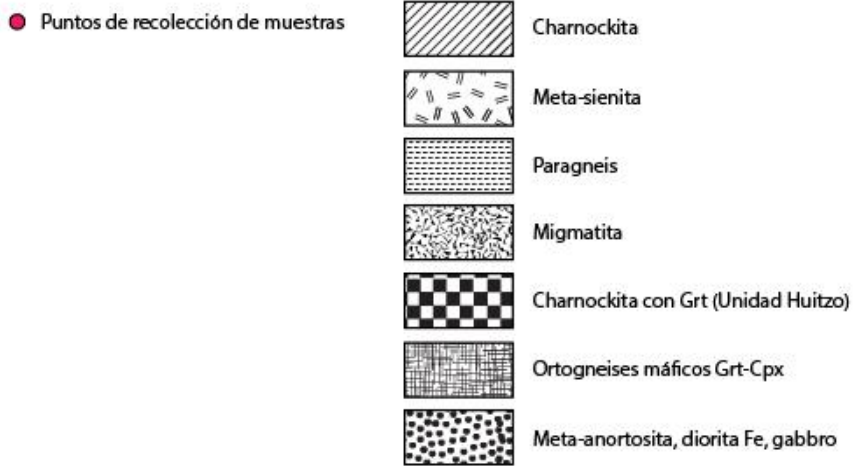
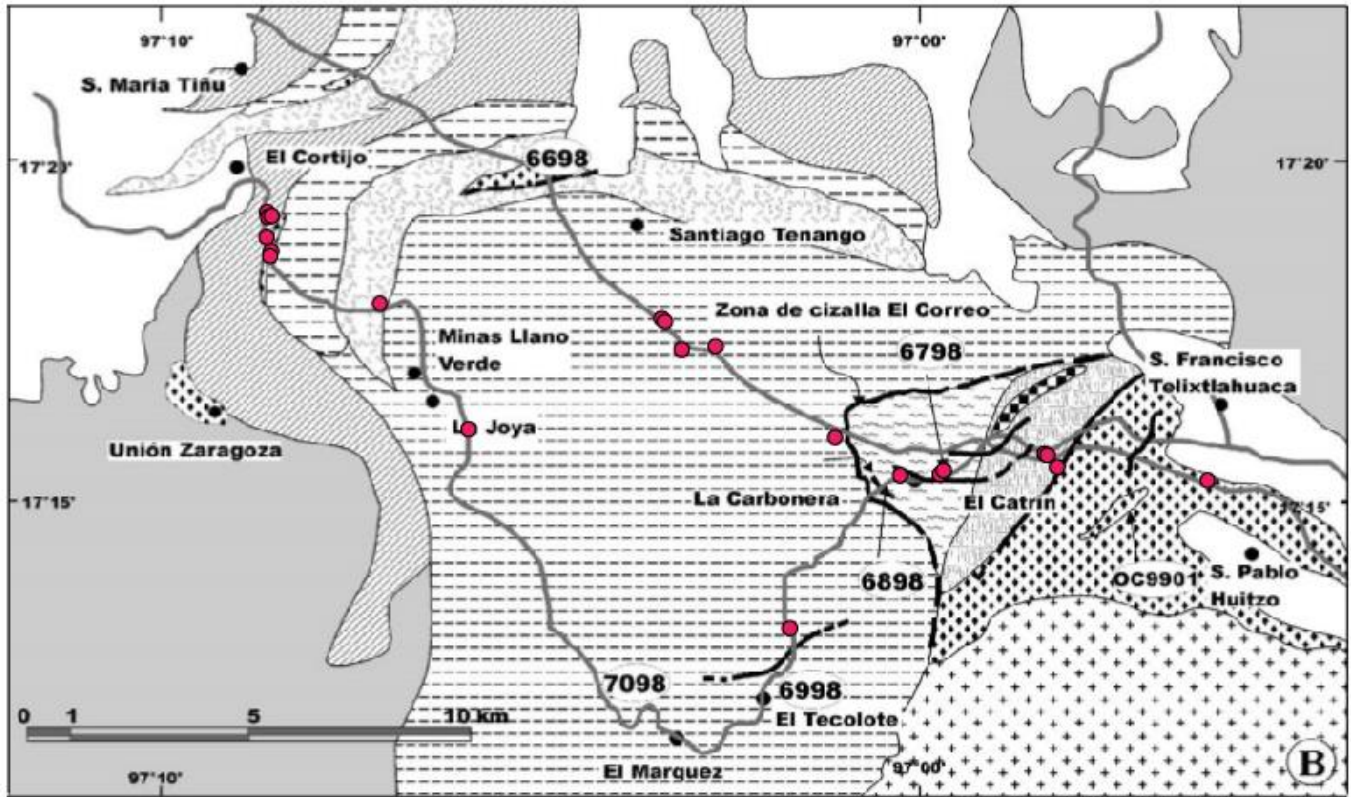


Figura 3. Mapa geológico de la porción norte del Complejo Oaxaqueño en donde se muestran en rojo los puntos en los que fueron recolectadas las muestras analizadas en esta tesis. Modificado de Solari et al. (2003).

Las dos secciones geológicas recorridas cortan a las mismas litologías: charnockita sin granate, meta sienita, *paragneises*, migmatita, charnockita con granate, *ortogneis* máfico, meta anortosita, meta diorita férrica, meta gabbro, y granito de Etlá. El muestreo se enfocó en recolectar muestras de cada una de las litologías expuestas en las dos secciones poniendo especial atención en aquellas partes en donde la retrogresión metamórfica pudiera ser aún más evidente, por ejemplo, en los contactos entre diferentes unidades, como es el caso del contacto entre la anortosita y la migmatita.

En total se recolectaron muestras en 26 puntos diferentes (Figura 3). En varios casos, se recolectaron diferentes muestras, desde dos hasta cinco rocas, en un mismo punto, siempre considerando que cada fragmento de roca recolectado podría tener registro de etapas diferentes de la retrogresión metamórfica del Complejo Oaxaqueño. Es por esto que el total de muestras recolectadas asciende a 53. Posteriormente, se hizo la selección de rocas para cortar y hacer secciones delgadas pulidas de 30 micras de espesor para analizar en el microscopio petrográfico. En total se obtuvieron 51 láminas delgadas, 13 de muestras recolectadas a lo largo de la sección de la carretera 190, y 38 de muestras recolectadas a lo largo de la sección expuesta sobre la carretera libre Nochixtlán - Ciudad de Oaxaca (Tabla 3).

Tabla 3. Lista de las muestras recolectadas en las dos secciones geológicas recorridas, junto con su clave, breve descripción macroscópica y carácter químico asumido.

Lugar de recolección	Clave de muestra	Descripción macroscópica	Carácter químico asumido
Sección carretera de cuota	R2016-1a	Charnockita	Cuarzofeldespático
	R2016-1b	Charnockita	Cuarzofeldespático
	R2016-1c	Charnockita	Cuarzofeldespático
	R2016-2a	Mármol	Calcisilicato
	R2016-2b	"Xenolito" inmerso en el mármol con probable composición anfibolítica (kaersutita+escapolita)	Máfico
	R2016-2c	Anfibolita	Máfico
	R2016-3a	Gneiss con minerales opacos + flogopita	Cuarzofeldespático
	R2016-3b	Gneiss verdoso (probable retrogresión a facies de anfibolita)	Cuarzofeldespático
	R2016-4	Gneiss cloritizado	Cuarzofeldespático
	R2016-5	Migmatita El Catrín	Cuarzofeldespático
	R2016-6a	Anortosita	Cuarzofeldespático
	R2016-6b	"Contacto" anortosita y parte máfica	Cuarzofeldespático
	R2016-6c	Parte máfica de la anortosita	Máfico
		R2016-7	Migmatita cerca de la anortosita

Sección carretera libre	R2016-8	Contacto justo entre la migmatita y la anortosita	Cuarzofeldespático
	R2016-9	Gneisses con minerales opacos (sulfuros) y en donde probablemente se encuentran texturas pertíticas	Cuarzofeldespático
	R2016-10	Mármol con grafito	Calcisilicato
	R2016-11	Metasienita	
	R2017-1a	Charnockita	Cuarzofeldespático
	R2017-1b	Charnockita	Cuarzofeldespático
	R2017-2a	Restitas de anfíbol inmersas en la charnockita	Máfico
	R2017-2b	Restitas de anfíbol inmersas en la charnockita	Máfico
	R2017-3a	Muestras de granulita con bastante alteración con anfíbol y plagioclasa	Cuarzofeldespático
	R2017-3b	Muestras de granulita con bastante alteración con anfíbol y plagioclasa	Cuarzofeldespático
	R2017-4a	Gneiss fresco	Cuarzofeldespático
	R2017-4b	Gneiss fresco	Cuarzofeldespático
	R2017-6a	Contacto paragneis-charnockita	
	R2017-6b	Contacto paragneis-charnockita	
	R2017-7a	Charnockita con mayor retrogresión	Cuarzofeldespático
	R2017-7b	Charnockita con mayor retrogresión	Cuarzofeldespático
	R2017-8a	Horizonte completamente anhidro	Cuarzofeldespático
	R2017-8b	Horizonte completamente anhidro	Cuarzofeldespático
	R2017-10a	Muestra más fresca de paragneis	Pelítica
	R2017-10b	Muestra más fresca de paragneis	Pelítica
	R2017-10c	Muestra más fresca de paragneis	Pelítica
	R2017-10d	Muestra más fresca de paragneis	Pelítica
	R2017-10e	Muestra más fresca de paragneis	Pelítica

R2017-10f	Muestra más fresca de paragneis	Pelítica
R2017-11a	Bandas de feldespato probablemente peritítico	Cuarzofeldespático
R2017-11b	Bandas de feldespato probablemente peritítico	Cuarzofeldespático
R2017-12a	Carbonatos con olivino	Calcsilicato
R2017-12b	Carbonatos con olivino	Calcsilicato
R2017-12c	Carbonatos con olivino	Calcsilicato
R2017-13a	Pegmatita de cuarzo azul	Cuarzofeldespático
R2017-13b	Pegmatita de cuarzo azul	Cuarzofeldespático
R2017-14a	Gneiss con abundante biotita	Cuarzofeldespático-Pelítico
R2017-14b	Gneiss con abundante biotita	Cuarzofeldespático-Pelítico
R2107-15a	Migmatita	Cuarzofeldespático
R2107-15b	Migmatita	Cuarzofeldespático
R2107-15c	Restitas de anfíbol inmersas en la migmatita	Máfico
R2107-15d	Restitas de anfíbol inmersas en la migmatita	Máfico

7.2. Técnicas analíticas

7.2.1. Microscopía de luz transmitida

Se estudiaron 58 láminas delgadas en un microscopio petrográfico Leitz modelo Laborlux 12 Pol, el cual tiene aumentos de 2.5X, 10X, 40X y 100X.

En una primera etapa breve, el análisis petrográfico estuvo enfocado en el reconocimiento y la familiarización con las fases y texturas que distinguen a cada una de las litologías expuestas en la parte norte del CO. Asimismo, se llevó a cabo la clasificación de las láminas delgadas de acuerdo con el carácter químico del protolito de las muestras en cuatro grupos: pelíticas, máficas, cuarzofeldespáticas y calcsilicatadas (Tabla ¿?).

Posteriormente, se llevó a cabo una segunda ronda de análisis petrográfico completamente enfocada a la observación y descripción detallada de texturas y minerales meramente indicativos del fenómeno de retrogresión metamórfica.

De las 51 láminas delgadas, siete son de rocas pelíticas, nueve son de litologías de composición predominantemente máfica, 31 son de rocas cuarzofeldespáticas y cuatro son de calcsilicatos (Tabla ¿?).

7.2.2. Microscopio electrónico de barrido

A partir del estudio petrográfico, se seleccionaron 11 muestras para llevar a cabo micro-análisis químicos y texturales con un microscopio electrónico de barrido marca Zeiss modelo EVA MA10 que se encuentra en el Laboratorio de Microscopia Electrónica y Microanálisis del Instituto de Geología de la UNAM. De las 11 láminas analizadas con esta técnica, seis son de muestras máficas, dos de muestras cuarzofeldespáticas, dos de rocas calcisilicatadas y una es pelítica.

El análisis de dichas muestras con esta técnica tuvo dos objetivos primordiales:

Caracterizar con mayor precisión las texturas de retrogresión mediante la obtención de imágenes de electrones retrodispersados.

Obtener análisis semi-cuantitativos de fases hidratadas y anhidras para lograr identificar minerales que no pudieron ser identificados con microscopio petrográfico debido a su tamaño tan pequeño.

En la Tabla ¿? se muestra una lista de las láminas delgadas seleccionadas para llevar a cabo microanálisis químicos mediante microscopio electrónico (Espectrografía EDS) junto con su litotipo químico: rocas máficas, cuarzofeldespáticas, pelíticas, o calcisilicatadas, y una descripción breve de las texturas de alteración observadas que sirvieron como parámetro de selección de las mismas muestras.

Tabla 4. Lista de láminas delgadas seleccionadas para microanálisis con SEM y WDS, junto con su litotipo químico y un resumen de los objetivos principales del análisis químico en cada una de ellas.

Litotipo químico	Muestra	Texturas observadas	Objetivos principales del análisis con microscopio electrónico
Pelítico	R2017-10	Presencia de porfidoblastos poiquilíticos de granate; biotita rojiza, a veces en intercrecimiento simplectítico con, posiblemente, piroxeno.	Determinar si los porfidoblastos de granate están químicamente zoneados. Confirmar que la fase que se encuentra en crecimiento simplectítico con la biotita es un piroxeno.
Cuarzofeldespático	R2016-5	Pseudomorfos formados por subgranos de cuarzo y una fase no identificada, coronados por una fase identificada como biotita con microscopio petrográfico. Minerales opacos con coronas anchas de “biotita”.	Obtención de imágenes de electrones retrodispersados de los pseudomorfos y de sus coronas de biotita. Caracterización química de los minerales opacos.
	R2017-14	Pseudomorfos de “biotita”. En algunos de ellos se observan cristales individuales de “mica blanca”.	Obtención de imágenes de electrones retrodispersados de los pseudomorfos de biotita. Caracterización química semicuantitativa de los cristales de biotita.
	R2016-10	Piroxenos identificados como clinopiroxenos que forman bandas bien definidas dentro de una matriz predominantemente cuarzofeldespática granoblástica, y que presentan <i>lamellas</i> de exsolución que tienen características ópticas de ortopiroxeno. Algunos piroxenos muestran crecimientos simplectíticos con biotita rojiza. Agregados de cristales granulares de epidota.	Obtención de imágenes de electrones retrodispersados de las <i>lamellas</i> de exsolución de los piroxenos. Caracterización química semicuantitativa de los piroxenos y sus <i>lamellas</i> , de la biotita, y de los cristales identificados como epidota.
	R2017-15b	Relictos de orto y clinopiroxeno rodeados por coronas de diferentes tipos (simples, simplectíticas, y múltiples). Las fases que constituyen a las coronas son tan pequeñas que no pueden ser identificadas con microscopio petrográfico.	Caracterización química de los relictos de orto y clinopiroxeno. Obtención de imágenes de electrones retrodispersados de las coronas que

		Fracturas que afectan a toda la muestra y que son perpendiculares a la foliación de la roca. Estas fracturas se encuentran rellenas por cristales de clorita. Los piroxenos relictos que se encuentran más cerca de dichas fracturas desarrollan una última corona de clorita.	rodean a los relictos de piroxeno, y caracterización química semicuantitativa de los cristales que forman dichas texturas.
	R2017-3	<p>Mesopertitas porfidoblásticas.</p> <p>Relictos de fases ópticamente identificadas como clinopiroxenos que además son poiquilíticos.</p> <p>Anfiboles pardos relictos que presentan texturas esqueléticas bastante desarrolladas y rodeadas por un borde de filosilicatos.</p> <p>Ilmenita con corona de titanita.</p>	Caracterización química cuantitativa de las bandas peritéticas y de los relictos identificados como clinopiroxenos.
	R2017-1	<p>Porfidoblastos de mesopertitas.</p> <p>Ortopiroxenos columnares con sobrecrecimientos de clinopiroxeno.</p> <p>Piroxenos con una corona delgada de tremolita.</p> <p>Anfiboles que presentan un color pardo intenso que sugiere un alto contenido de titanio.</p>	Caracterización química cuantitativa de las bandas peritéticas y de los dos piroxenos diferenciados ópticamente.
Máfico	R2016-11	<p>Pseudomorfo con núcleos de relictos de (probablemente) piroxenos.</p> <p>Pseudomorfos formados por microcristales fibrosos identificados petrográficamente como actinolita y/o talco. Algunos de ellos están zoneados y otros son uniformes.</p> <p>Pseudomorfos de biotita.</p>	<p>Caracterización química de pseudomorfos.</p> <p>Obtención de imágenes de electrones retrodispersados de los diferentes tipos de pseudomorfos.</p>

	R2016-8	<p>Ilmenitas con coronas de biotita. Además, las ilmenitas podrían estar zoneadas.</p> <p>Pseudomorfofos de biotita y/o antofilita.</p> <p>Relictos de anfíbol.</p> <p>Pseudomorfofos con formas parecidas a sigmas y deltas, y que están constituidos por subgranos de cuarzo y mesopertitas porfidoblásticas. Las mesopertitas tienen inclusiones de cuarzo.</p>	<p>Obtención de imágenes de electrones retrodispersados de las texturas coroníticas y de los pseudomorfofos.</p> <p>Comprobación del zoneamiento composicional de las ilmenitas.</p> <p>Caracterización química cuantitativa de las exsoluciones mesopertíticas.</p>
Calcisilicatadas	R2017-12	Pseudomorfofos policristalinos con apariencia de mosaico que están conformados por granos de, aparentemente, distintas fases.	Caracterización química de las diferentes fases que forman los mosaicos policristalinos.
	R2016-2	Piroxenos con inclusiones.	Caracterización química de los piroxenos y de sus inclusiones.

7.2.3. Microsonda electrónica

De las 11 láminas delgadas analizadas con el microscopio electrónico de barrido se seleccionaron nueve para realizar análisis *in situ* con la microsonda electrónica. Las muestras analizadas con esta técnica son de rocas máficas, pelíticas y cuarzofeldespáticas. Las láminas de muestras calcisilicatadas no fueron analizadas con microsonda electrónica.

Con esta técnica, se realizaron análisis del contenido de elementos mayores (Si, Al, Fe, Mg, Mn, K, Ca, Na, Ti) en fases como granate, micas, anfíboles, piroxenos, óxidos de Fe y Ti, rutilos, plagioclasas y feldespatos, todas ellas involucradas en texturas de retrogresión metamórfica.

El equipo utilizado es una microsonda electrónica JEOL modelo JXA-8900R, que se encuentra en el Laboratorio de Microanálisis del Instituto de Geofísica de la UNAM, unidad Morelia. Las mediciones se llevaron a cabo con un voltaje de aceleración de 15 kv, una corriente de sonda de 10 nA, y un haz enfocado con diámetro de 1 μm .

La estequiometría de los datos obtenidos se llevó a cabo de diferente forma entendiendo a la tipología del mineral en cuestión. Para el cálculo de la fórmula estructural de fases como granate, plagioclasa, feldespato, micas, clorita y óxidos de Fe y Ti el cálculo se realizó considerando solamente aquellos elementos que pueden formar parte de la estructura del mineral. Para ello se recalculó la suma de los elementos considerados a 100% atómico y de ahí se calculó la fórmula en átomos por fórmula unidad. En el caso de las fases minerales en donde el FeO analizado representa la suma de iones Fe^{2+} (FeO) y Fe^{3+} (Fe_2O_3), fue necesario calcular previamente el contenido de éstos iones. Para ello se siguió el método de cálculo elaborado por Droop (1987).

En el caso particular de los piroxenos, la normalización de los datos composicionales obtenidos con el microscopio electrónico y la microsonda electrónica se llevó a cabo con ayuda del programa PX-NOM (Sturm, 2002). Dicho programa permite determinar los nombres de los piroxenos a partir de los datos obtenidos utilizando el esquema de clasificación establecido por la Asociación Mineralógica Internacional (IMA, por sus siglas en inglés).

La estequiometría de los anfíboles se realizó con ayuda de una hoja de cálculo de Excel construida por Locock (2014). Dicha hoja de cálculo clasifica los análisis químicos de anfíboles ortorrómbicos y monoclínicos tomando en cuenta la nomenclatura más reciente recomendada por la Asociación Mineralógica Internacional, publicada en 2012; asimismo, estima las relaciones de $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$, de $\text{Mn}^{3+}/\Sigma\text{Mn}$, y el contenido de OH. La fórmula estructural presentada está calculada tomando como base 24 aniones.

8. Resultados

8.1. Análisis petrográfico

Las descripciones petrográficas contenidas en este capítulo se concentran exclusivamente en las texturas indicativas del proceso de retrogresión metamórfica de las granulitas máficas, pelíticas, cuarzofeldespáticas y calcisilicatadas del CO, y no en las texturas que pudieran estar asociadas al segmento prógrado de la trayectoria metamórfica.

Con fines de que el lector tenga una referencia, en la Tabla ¿? Se presenta un resumen de las fases minerales que ya han sido previamente identificadas en las diferentes unidades litológicas del CO, y que son diagnósticas del metamorfismo en facies de granulita, así como las texturas de retrogresión que han sido reportadas hasta ahora para algunas de ellas.

Tabla 5. Resumen de las fases hasta ahora identificadas en cada una de las diferentes unidades litológicas que conforman al CO y de las texturas de retrogresión hasta ahora reportadas.

Unidad estructural	Litologías		Características generales de las rocas	Fases minerales reportadas		Texturas de retrogresión previamente reportadas
El Marquez	Ortogneises	Metagabbros	Fábrica magmática original que fue afectada por metamorfismo en condiciones de facies de granulita.	Aug, Pl, Hbl, Mag.	Abundantes minerales accesorios como Zrn, Óxidos de Fe, Óxidos de Ti, y Ap.	
		Metasienita		Afs mesopertítico, Qz, Hbl, Bt, Cpx, Opx.		
		Charnockita		Qz, Fsp pertítico, Pl (An 35%), Opx, Aug, Hbl.		
	Calcisilicatos	Calcisilicatos	Algunos de ellos presentan una textura foliada y concordante con la lineación regional, pero algunos otros, que tienden a cortar a través de las estructuras, presentan un carácter más bien masivo.	Scp, Mc, Di, Ttn, Gr, Phl, Cal accesoria.		
		Mármoles impuros		Cal + Di, Ol, Fas morada, Gr, Qz, Wol, Phl.		
	Paragneises		Texturas predominantemente granoblásticas	Qz-Fsp-Grt (piropo-almandino) Dos Px-Qz-Fsp Mica-Gr-Sil-Rt Crd pinnitizada y Spr (en paragneises que se encuentran en la parte norte del Complejo).		
Migmatita El catrín	Gneisses migmatíticos	Leucosoma	De un color gris claro.	Qz, AFs, Pl (An 20-45%), Ep, Cal, Bt cloritizada.		Ep, Cal, Chl son producto de

		Mesosoma	De color gris oscuro con tintes azulados.	Fases del Leucosoma + Aug, Hyp, Hbl, Scp.	metamorfismo retrógrado.
Huitzo	Charnockita con granate		Presentan un color gris pálido.	AFs pertítico, Qz, Aug, Opx, Grt, Pl (An 30%), Ap, Zrn.	
	Gneiss máfico		Débilmente foliado y de color verde oscuro.	Pl (An 25%), Opx, Aug, Hbl, Mag, Grt, Zrn, Afs, Qz. Pgt con exsoluciones de Hyp (Solari et al., 2003).	
	Metadioritas férricas		Tienen un color gris oscuro, y su textura varía desde un aspecto completamente masivo, a uno fuertemente lineal. En el caso particular de las rocas que presentan la asociación mineral indicativa de metamorfismo en facies de granulita, la textura es completamente granoblástica, en donde se observan los contactos triples a 120°.	Pl (An 30-45%), Opx, Aug, Hbl parda, Ti-Bt, Mag, Ilm, Ap.	Reemplazamiento del Cpx por anfíboles como Tr-Act y Ath en pseudomorfos. Coronas de Grt en Mag e Ilm (Solari et al., 2003). Coronas de Act, Bt, Ep.
	Metagabbros		Presentan un color que va del verde oscuro al negro.	Aug, Pl, Hbl parda y verdosa, Bt, Opx relictas.	
	Anortosita		En la parte central del plutón, presenta un color blanco y un aspecto masivo, pero hacia los bordes del cuerpo intrusivo adquiere una textura notablemente más foliada.	Pl (An 20-30%), Mag, Ilm, AFs, Qz, Cal, Ep.	
	Nelsonitas			Ap, Ilm, Rt, Mag.	

Aug = augita, Mag = magnetite, Afs = feldespato alcalino, Fsp = feldspar, Zrn = circón, Ap = apatito, Mc = microclina, Di = diopsida, Ttn = titanita, Gr = grafito, Phl = flogopita, Cal = calcita, Fas = fasaíta, Ep = epidota, Hyp = hiperstena, Ti-Bt = titanobiotita, Pgt = pigeonita, Tr = tremolita, Act = actinolite, Ath = antofilita

8.1.1. Texturas de retrogresión observadas en muestras pelíticas

Se analizaron siete láminas delgadas de litologías pelíticas, todas pertenecientes a la unidad Huitzo.

La asociación mineral general observada consiste en porfidoblastos de granate, feldespatos, microclina, cuarzo, biotita, rutilo, grafito, circones y mica blanca. La fase predominante en todas estas muestras es el feldespato, representando cerca del 50% de la composición global. Las siguientes fases más abundantes son granates y biotitas; estas dos fases representan porcentajes casi iguales y cercanos al 20%. El 10% restante está constituido por las demás fases mencionadas.

Las muestras presentan una textura general foliada. Se distinguen algunas bandas anchas conformadas en su mayoría por feldespatos que tienen formas irregulares pero alargadas, bastante estiradas en algunos casos, y aparentemente con orientación preferencial. Estas bandas anchas de cristales de feldespato están intercaladas con otras bandas conformadas por micas oscuras (biotitas) que definen una textura lepidoblástica.

Los porfidoblastos de granate son incoloros, subidioblásticos y/o xenoblásticos, poiquiloblásticos y, en general, se observan fuertemente fracturados (Figura 4). Las inclusiones que se observan dentro de ellos son de cuarzo, feldespato (Figura 4A), mica oscura, y rutilo (Figura 4B). Las inclusiones de cuarzo conservaron formas bastante redondeadas y las inclusiones de biotita conservaron formas tabulares (Figura 4B). Los feldespatos, aunque se encontraron también en inclusiones, rellenan las bahías de los granates definiendo texturas bastante esqueletales. Asimismo, algunas de las fracturas que afectan a los granates se encuentran rellenas por biotita o por otro material que tiene una textura arcillosa.

La biotita presente en estas muestras tiene un color pardo rojizo intenso. Estos cristales se presentan también con texturas subidioblásticas y xenoblásticas con hábitos notablemente esqueletales en general. Los cristales de biotita se observan como agregados alargados con sus cristales tabulares bien alineados, como cristales pequeños individuales, o como inclusiones dentro de los granates.

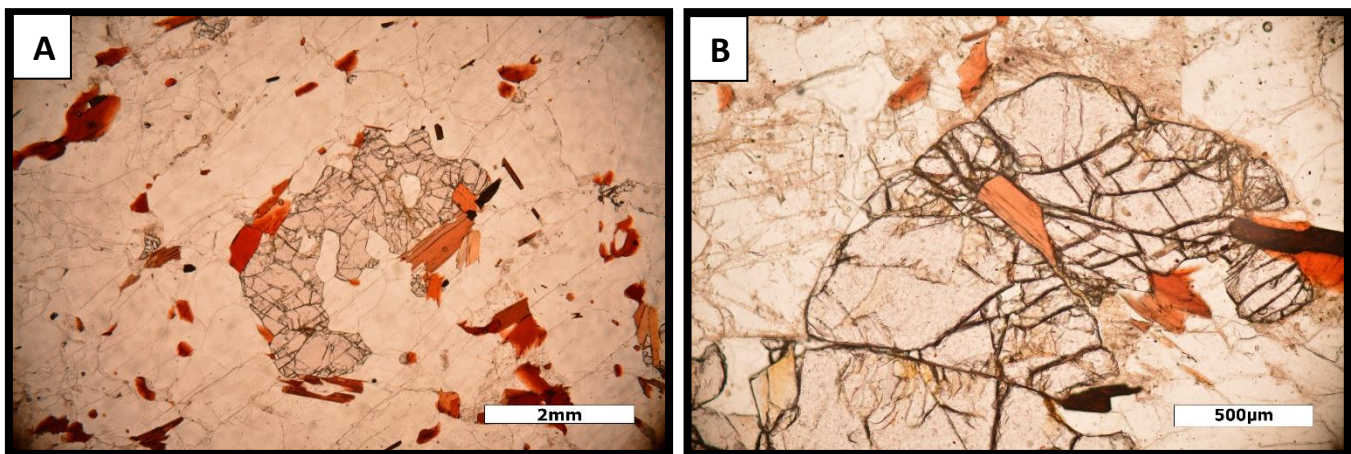


Figura 4. Conjunto de microfotografías de paragneisses del Complejo Oaxaqueño en luz paralela. A. Porfidoblasto xenoblástico de Grt, rodeado por cristales tabulares de Bt rojiza y con inclusiones granulares de fases incoloras, 2.5X. B. Granate xenoblástico con inclusiones de Bt rojiza, rodeado por Fsp medianamente pardo, 20X.

Los cristales de rutilo tienen formas subhedrales y euhedrales y la mayoría presenta un color pardo grisáceo, pero en algunas secciones es posible observar una coloración con tintes morados. En algunas muestras, estos cristales presentan un maclado polisintético y, adicionalmente, se presentan como cristales individuales o como bordes de crecimiento en cristales de biotita.

Asimismo, en algunas secciones delgadas los feldespatos son completamente incoloros, limpios y sin exsoluciones de ningún tipo, pero en algunas otras los feldespatos se observan notablemente más pardos.

Se distinguieron dos formas de alteración de los feldespatos: en el primer caso, los cristales de feldespato fueron afectados por microfracturas rellenas por un material fino de color pardo rojizo intenso; estas fracturas cortan a los cristales de manera casi perpendicular respecto a su lado largo, o también siguiendo el borde de los granos. En el segundo caso, la alteración no penetra por el borde de los cristales de feldespato, sino que se encuentra distribuida de manera irregular por todo el cristal.

En el caso de las muestras pelíticas, el mineral opaco que se observa tiene características ópticas de grafito y no se encontraron cristales de otros minerales opacos como la ilmenita, que, como se describe más adelante, es el mineral opaco predominante en litologías de otras composiciones.

En todas las muestras pelíticas, la biotita llega a formar diferentes texturas de reacción con otras fases minerales como:

- Simplecticas con una fase incolora no identificada
- Sobrecrecimientos de rutilo en los bordes de cristales más o menos tabulares.
- Texturas de reemplazamiento por un material de granulometría muy fina que asemeja una especie de oxidación.

Si las rocas pelíticas del Complejo Oaxaqueño sufrieron retrogresión siguiendo una trayectoria IBC o una trayectoria ITD se esperaría observar texturas indicativas de desequilibrio, como bordes y/o coronas, en las que estarían involucradas fases como el ortopiroxeno o el granate, sin embargo, no se observaron texturas de este tipo en todas las láminas delgadas de las rocas pelíticas estudiadas. Sólo en una muestra (lámina R2016-9) se observaron texturas que podrían indicar retrogresión metamórfica, ya que se encontraron algunos cristales relictos que conservan características ópticas de ortopiroxeno. Asimismo, se encontraron algunos pseudomorfos constituidos por microcristales de filosilicatos con características ópticas similares a las de anfíboles como la antofilita o la tremolita.

Las texturas poiquiloblásticas de los granates junto con los intercrecimientos de titano-biotita con otras fases podrían indicar de reacciones asociadas a la parte prógrada de la trayectoria metamórfica.

8.1.2. Texturas de retrogresión observadas en muestras máficas

Dentro de este grupo composicional sólo se consideraron a los agregados de anfíbol pardo que se encuentran inmersos en la charnockita y en la migmatita.

8.1.2.1. Agregados de anfíbol inmersos en la charnockita

Los agregados de anfíbol que se encuentran inmersos en la charnockita están constituidos por ortopiroxeno, anfíbol pardo, biotita, feldespato y cuarzo, y prácticamente todos los cristales son xenoblásticos. Los cristales de anfíbol pardo constituyen cerca del 50% de la composición total de la muestra, los de feldespato un 30%, y los de piroxeno el 20% restante.

Además de feldespatos potásicos se observaron microclinas esporádicas y cristales de plagioclasa.

Los ortopiroxenos se observan de dos maneras diferentes: como cristales de color ligeramente verde, no pleocroicos y subidioblásticos o xenoblásticos, o como cristales relictos bordeados por sobrecrecimientos de anfíbol. En algunos casos fue posible observar cómo anfíbol comienza a penetrar en el piroxeno aprovechando fracturas que están definidas por el mismo crucero de éste y, en algunos otros, se observa el desarrollo incipiente de coronas de talco en ortopiroxenos y anfíbol pardo.

Los anfíboles presentan un color pardo con tintes verdes y son bastante pleocroicos. La mayoría de estos cristales son subidioblásticos o xenoblásticos, y presentan hábitos notablemente esqueletales definidos por grandes bahías que están rellenas de feldespatos.

Los cristales de biotita son poco abundantes, subidioblásticos que aún conservan formas tabulares, o xenoblásticos, y presentan un color pardo rojizo.

8.1.2.2. Agregados de anfíbol inmersos en la migmatita

Las fases identificadas en las láminas delgadas de estas muestras son anfíbol pardo, feldespato, cuarzo, minerales opacos esporádicos y otros anfíboles que presentan propiedades ópticas de antofilita. El anfíbol pardo representa por lo menos el 50% de la composición total de la muestra, la antofilita y el feldespato representan un 15%, el cuarzo un 10% y los minerales opacos el 5% restante. Una característica importante es que, en comparación con los agregados de anfíbol que se encuentran inmersos en la charnockita, los que se encuentran inmersos en la migmatita no tienen piroxenos.

La muestra se encuentra foliada y presenta una textura nematoblástica definida por la orientación de cristales subidioblásticos alargados de anfíbol pardo.

El feldespato y cuarzo poseen formas subidioblásticas también ligeramente alargadas; el feldespato se observa moderadamente pardo en luz paralela.

La antofilita forma pseudomorfofos completos subidioblásticos que se observan zoneados ya que, en el centro, los cristales son casi incoloros con ligeros tintes verdes y, hacia los bordes, los cristales adquieren un color verde intenso con tintes azulados (Figura 5).

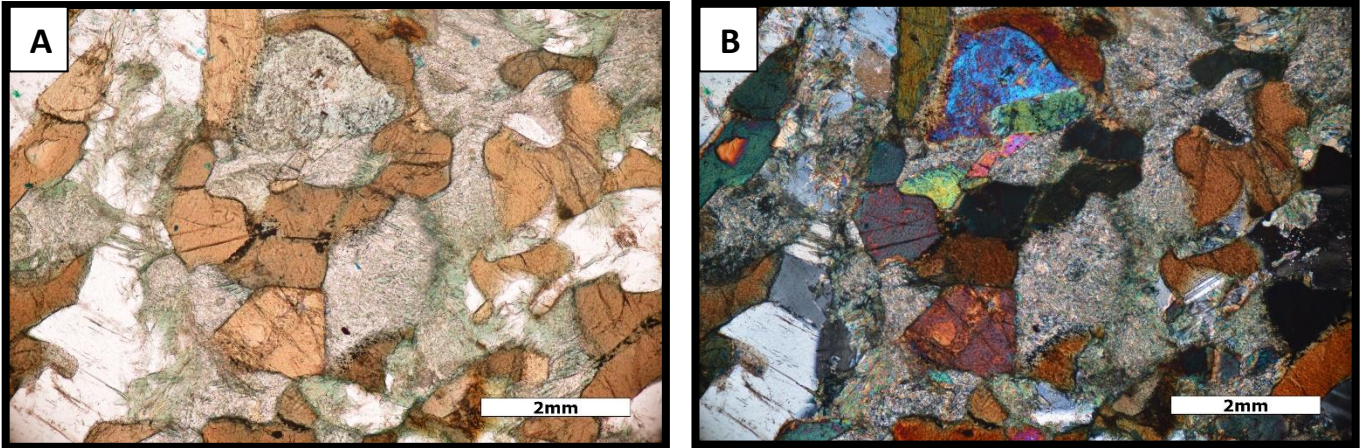


Figura 5. Conjunto de microfotografías de los agregados de anfíbol que se encuentran inmersos en la charnockita, 2.5X. A. Cristales xenoblásticos de anfíbol pardo que comienzan a desarrollar un pequeño borde de alteración junto con pseudomorfos que se encuentran completamente constituidos por otro amph verde (Pamph). Algunos de estos pseudomorfos se observan zoneados: la parte central está constituida por cristales casi incoloros, pero los bordes están conformados por cristales de color verde (Trem). B. Vista en nicoles cruzados de la microfotografía A.

8.1.3. Texturas de retrogresión observadas en muestras cuarzofeldespáticas

Dentro de este grupo composicional se consideraron a la charnockita sin granate y demás ortogneises de la unidad El Marquez, a todas las muestras de la migmatita El Catrín, a las muestras del contacto de la migmatita con la anortosita y a las muestras de la anortosita misma (perteneciente a la unidad Huitzo).

8.1.3.1. Charnockita sin granate

La asociación mineral que caracteriza a las charnockitas más frescas está conformada por feldespato, cuarzo, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol, mica oscura, epidota, ilmenita, apatito y circón. En el caso de estas muestras, la fase predominante es el feldespato, el cual representa un 45% de la composición total de la muestra; a éste le siguen el cuarzo y el ortopiroxeno, los dos presentes en porcentajes de casi un 20%, y el anfíbol, que representa aproximadamente el 8% de la composición total de la muestra. El porcentaje restante (7%) está conformado por fases como apatito, circón y minerales opacos.

Las muestras presentan una foliación bien definida y la textura general de las muestras es nematoblástica, pues los cuarzos se observan como cristales bastante alargados que llegan a adquirir hábitos listonados y están orientados respecto a una dirección preferencial.

En todas las láminas de charnockita observadas los feldespatos son moderadamente amarillentos o pardos en luz polarizada y los cristales de plagioclasa se encuentran afectados por pequeñas fracturas que cortan a los cristales de manera perpendicular respecto al maclado polisintético. Asimismo, se observaron porfidoblastos de feldespato y microclina.

Los anfíboles presentan un color pardo verdoso oscuro y, aunque sí hay algunos cristales idioblásticos, la gran mayoría tiene formas alargadas y notablemente esqueletales que están definidas por bahías que están rellenas por cristales de cuarzo, feldespato y/o plagioclasa.

Los ortopiroxenos muestran un pleocroísmo de color verde que cambia a tonos rosados; los clinopiroxenos tienen un color amarillento y no presentan un pleocroísmo tan evidente como el de los ortopiroxenos. Los cristales de estas dos fases son tanto subidioblásticos como xenoblásticos; los primeros tienen hábitos casi prismáticos columnares, y los segundos tienen un hábito más bien esquelético (Figura 6).

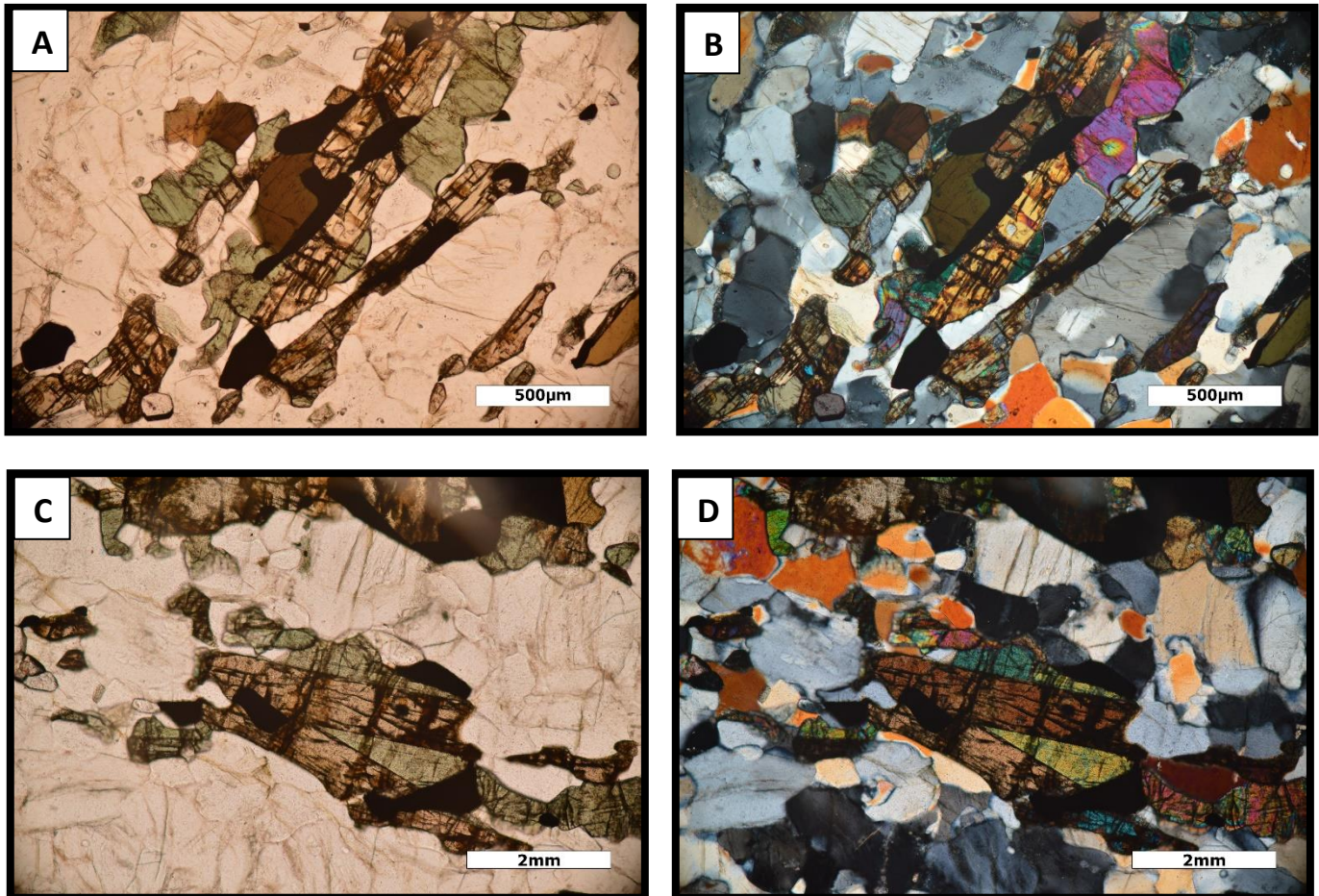


Figura 6. Conjunto de microfotografías de secciones delgadas de charnockita sin granate. A. Cristales de Opx con sobrecrecimientos de Cpx, Ilm y Amph, 20X. B. Vista de la microfotografía A en nícoles cruzados. C. Cristales de Opx de hábito columnar con sobrecrecimientos de Cpx, 2.5X. D. Vista de la microfotografía C en nícoles cruzados.

En comparación con las biotitas observadas en las muestras pelíticas, las biotitas de las muestras máficas son xenoblásticas y presentan un color pardo amarillento o pardo ligeramente verdoso.

Por otro lado, también se recolectaron otras muestras (como la de la lámina R2017-7) que representan una porción de la charnockita que en el afloramiento se aprecia bastante más alterada que las muestras anteriormente descritas. En este caso, las fases identificadas son cuarzo, feldespato, biotita, óxidos de hierro, anfíbol, y circones. Los feldespatos representan un 45% de la composición total de la muestra, el cuarzo un 35%, las hornblendas un 15%, y el 5% restante está comprendido por las demás fases.

Tanto macroscópica como microscópicamente se aprecia que los cristales que conforman a la roca se encuentran orientados respecto a una dirección preferencial. En particular, tanto los cristales de cuarzo como los de hornblenda tienen un hábito alargado que definen una foliación nematoblástica.

Los cuarzos forman estructuras listonadas largas y los feldespatos se encuentran en formas granulares e irregulares con tamaños mucho más pequeños, además de que en luz paralela tienen tintes mucho más amarillentos y pardos en comparación con los feldespatos observados en otras muestras descritas previamente. Tanto los cristales de cuarzo como los de feldespato se encuentran afectados por fracturas rellenas por un material de apariencia granular muy fina y que tiene coloraciones pardas y rojizas oscuras. Estas fracturas no parecen estar dispuestas en una orientación preferencial y aparentemente se observan de mayor “espesor” dentro de los listones de cuarzo y de menor “espesor” dentro de los cristales de feldespato.

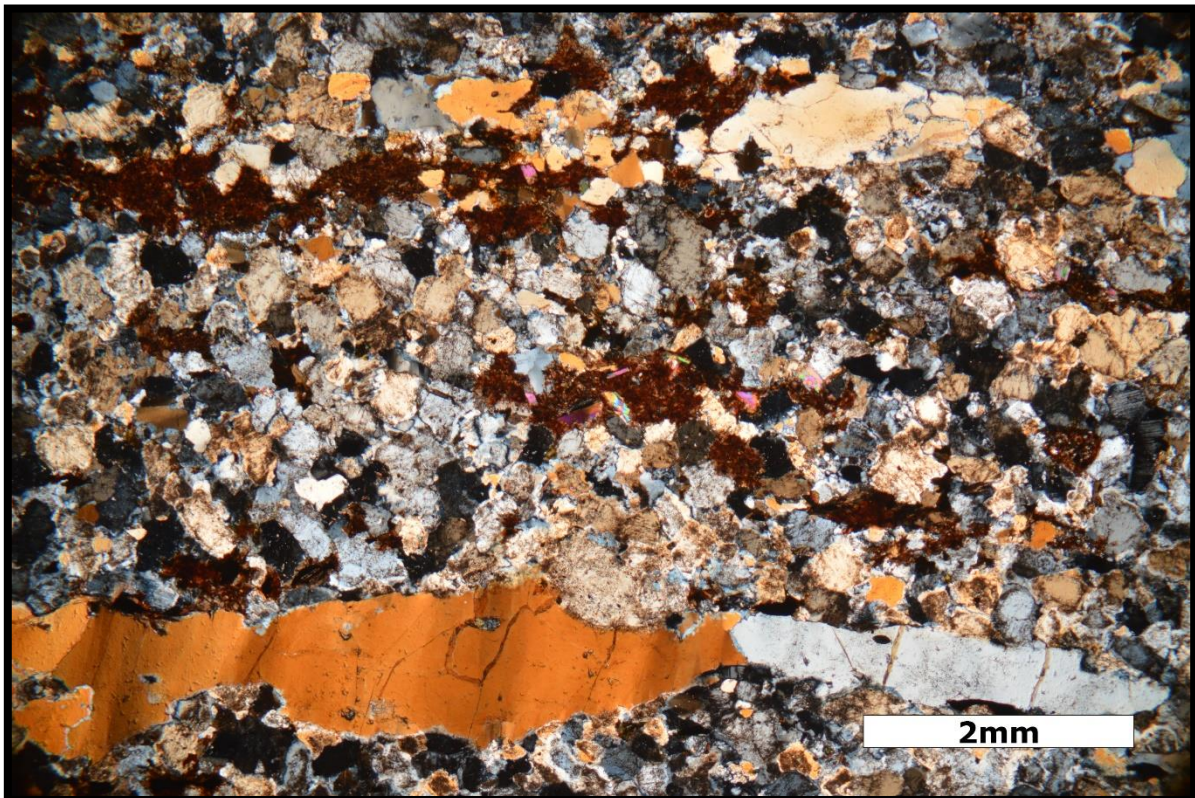


Figura 7. Microfotografía de una muestra de ortogneis en la que se desarrollaron pseudomorfos completamente conformados por Bt y en las que se observan grandes listones de Qz y Fsp notablemente “pardo”.

El anfíbol presente en esta muestra posee un color verde intenso y con tintes fuertemente azulados, formas subhedrales alargadas esqueléticas, en algunos casos con grandes bahías rellenas por cristales de feldespato. Asimismo, en algunos casos, los cristales de hornblenda tienen inclusiones de tamaño considerable de cuarzo y de apatito.

En esta muestra en particular, los óxidos de hierro ocurren de dos maneras: como cristales individuales dentro de la parte feldespática, o como cristales que comparten por lo menos un borde con un cristal de anfíbol.

El desarrollo de texturas de retrogresión es más evidente en las charnockitas recolectadas en la sección geológica de la carretera 190. En general, se identificaron las siguientes texturas indicativas de retrogresión metamórfica en las charnockitas del CO:

En las muestras más frescas de charnockita, como la lámina R2017-1, se observa el desarrollo de bordes de clinopiroxeno bien definidos alrededor de cristales columnares y alargados de ortopiroxeno. Como se indica en la Tabla 2, esta textura podría ser indicativa de una trayectoria de exhumación tipo IBC.

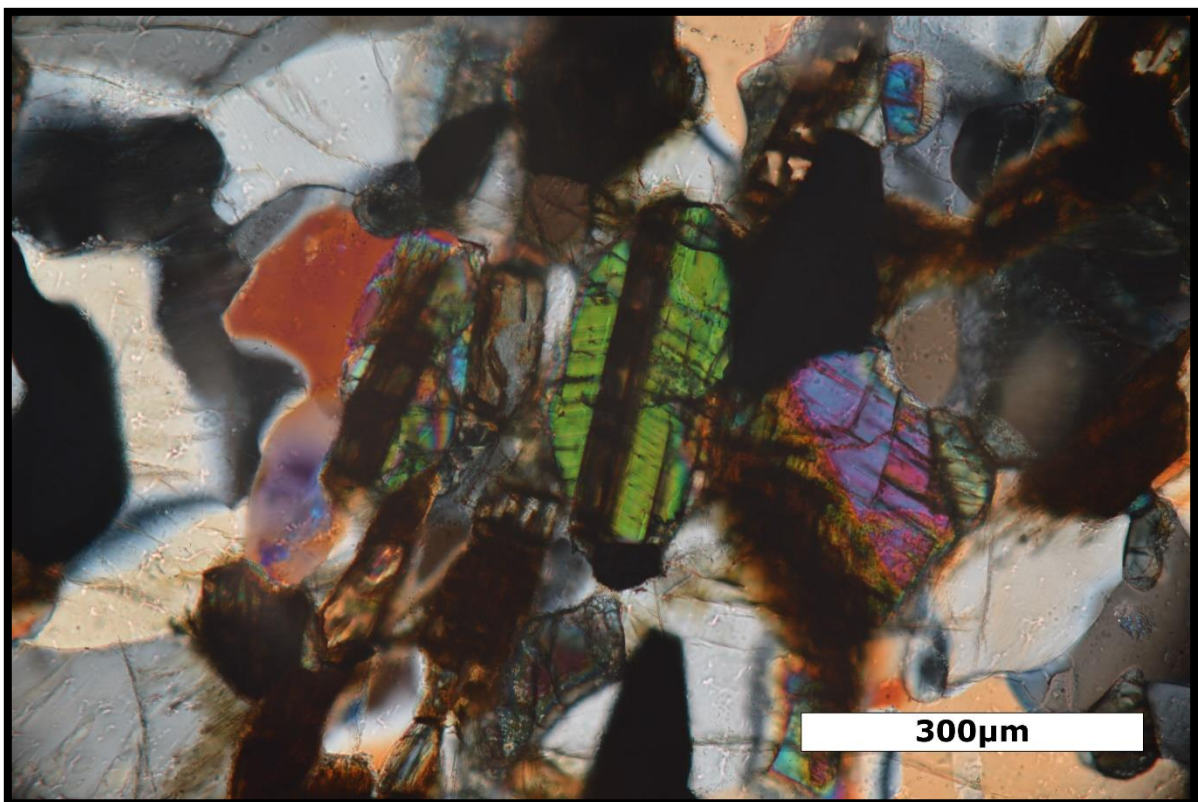


Figura 8. Microfotografía de charnockita sin granate en donde se observa un cristal columnar de Opx completamente rodeado por sobrecrecimientos de Cpx. Las líneas finas que se observan sobre el Cpx son lamellas de exsolución, 10X.

Por otro lado, imágenes de electrones retrodispersados obtenidas con el SEM mostraron que los clinopiroxenos que rodean a los ortopiroxenos columnares tienen lamelas exsueeltas en dos y en tres direcciones. Estas lamelas son bandas que tienen un grosor de entre dos y tres micras, por lo que la obtención de datos químicos aún con microsonda electrónica es difícil. Los datos obtenidos se encuentran resumidos en la tabla ¿? de la sección y están graficados en el diagrama ¿?. de la sección 7.2.2.

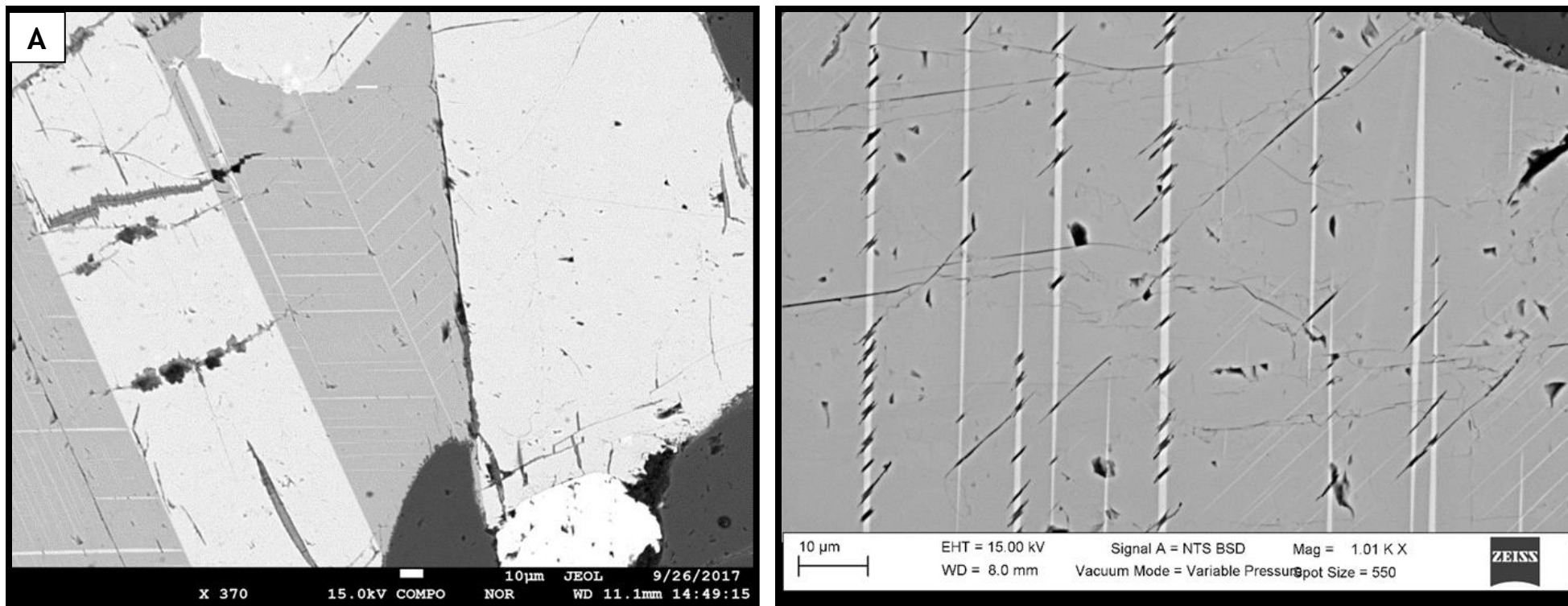


Figura 9. A. Imagen de electrones retrodispersados en la que se observa un Opx de hábito prismático columnar rodeado por Cpx que presentan lamelas de exsolución en, por lo menos, tres direcciones diferentes. B. Imagen de electrones retrodispersados en la que se observa un acercamiento a las lamelas de exsolución observadas en un cristal de Cpx; algunas de ellas están orientadas de manera prácticamente vertical y algunas otras se observan como líneas claras delgadas que cortan de manera oblicua a las primeras.

En este mismo tipo de muestras también se observa el comienzo del desarrollo de coronas de alteración en clino y ortopiroxenos. Dichas coronas están conformadas por filosilicatos con microhábitos aciculares que comenzaron a crecer con su eje largo orientado de manera perpendicular respecto al borde del cristal de piroxeno. En principio, estos microfilosilicatos muestran propiedades ópticas coincidentes con las del talco.

Uno de los patrones identificados es que las coronas de reacción en piroxenos comenzaron a desarrollarse en los contactos con prácticamente todas las fases, excepto en los contactos de un cristal de piroxeno con un mineral opaco.

Asimismo, en algunas secciones de las láminas de charnockita fresca se observaron cristales columnares de ortopiroxeno que comienzan a desarrollar también una especie de alteración por oxidación que tiene una textura fina.

Por último, en las láminas que representan una porción más alterada de la charnockita se observa el comienzo del desarrollo de coronas con espesores micrométricos alrededor de hornblendas y conformadas por microcristales que tienen colores verdes con tintes ligeramente azulados, o bien, por cristales de mica oscura. Las características ópticas de los cristales verdes son coincidentes con las de anfíboles como tremolita o actinolita. En el caso particular de la lámina R2017-7, los cristales de biotita sólo ocurren como coronas alrededor de la hornblenda y nunca como cristales individuales. Asimismo, imágenes de electrones retrodispersados obtenidas con el SEM (Figura 10) revelaron que una proporción importante (~40%) de los feldespatos de estas muestras son pertíticos. Los datos de composición de la matriz y las pertitas están contenidos en la sección 7.2.3.

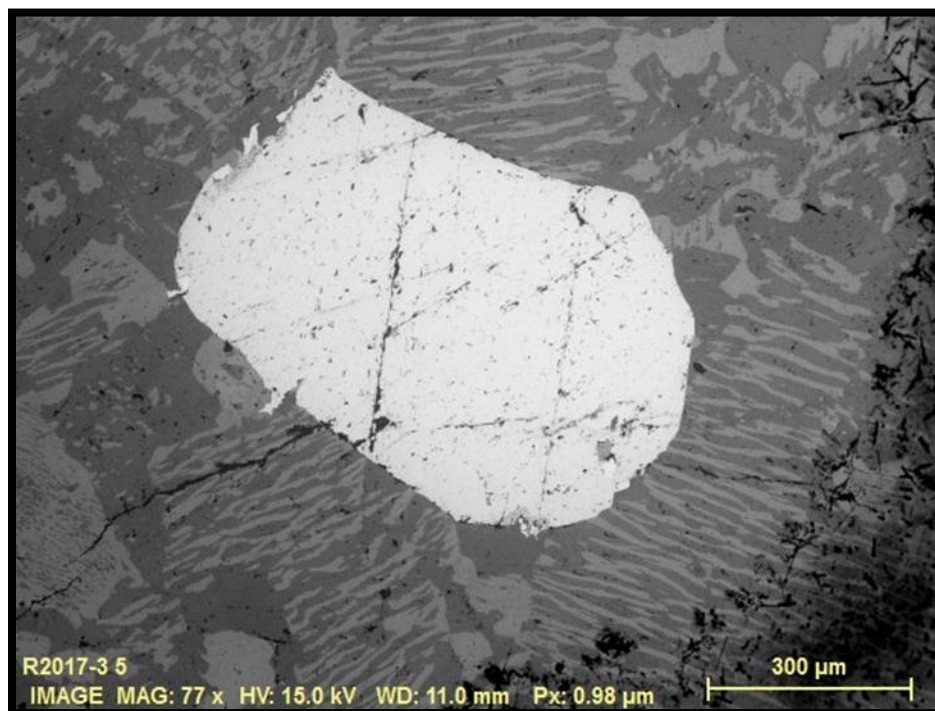


Figura 10. A. Imagen de electrones retrodispersados en la que se observa un cristal de un mineral opaco que se encuentra completamente rodeado por Fsp pertítico.

8.1.3.2. Migmatita El Catrín

Se recolectaron dos grupos diferentes de muestras de la Migmatita El Catrín: uno que representa la parte propia de la migmatita recolectadas en una parte media de la unidad, y otro que representa la retrogresión metamórfica que la migmatita pudo sufrir debido a fluidos que circularon junto a la intrusión anortosítica, es decir, son muestras que fueron recolectadas en diferentes puntos del contacto migmatita-anortosita. En este apartado se describen las características petrográficas de las muestras de la migmatita. En el apartado 7.1.3.4. se describen con detalle las características petrográficas de las muestras del contacto entre la migmatita y la anortosita.

A su vez, dentro de las muestras que son representativas de la migmatita misma, se encontraron diferencias importantes entre aquellas que se encuentran rodeando a los agregados de anfíbol pardo descritos en la sección 7.1.2.2. y las que no.

Muestras de la migmatita El Catrín

Las fases que conforman la asociación mineral observada en las muestras de la migmatita son ilmenita, plagioclasa, microclina, apatita, epidota, cuarzo, actinolita-tremolita y/o biotita, y clorita. Cabe destacar que la proporción de feldespato es mucho mayor que la de cuarzo.

Los feldespatos son bastante pardos en luz paralela y no presentan exsoluciones. Aun en los casos en los que se observan cristales de plagioclasa con maclado polisintético y microclina que se encuentran en contacto con los feldespatos, la alteración parda (sausurita) sólo afecta a los feldespatos; la plagioclasa y la microclina siempre se observan en luz paralela completamente incoloras y limpias.

El cuarzo se encuentra en dos maneras: como cristales xenoblásticos, aislados y dispersos en toda la muestra, pero presentes en muy poca cantidad, o como agregados que, en nícoles cruzados, tienen apariencia de mosaicos conformados casi en su totalidad por subgranos de cuarzo (Figura 11). En luz paralela es posible observar que los mosaicos también contienen microcristales de otra fase no determinada que se caracteriza por tener un relieve mucho más alto que el del cuarzo, su color es verde olivo y tiene forma anhedral y hábito microgranular alargado (Figura 11B).

La ilmenita y los mosaicos de cuarzo se encuentran rodeados por coronas que están principalmente constituidas por minerales de características ópticas coincidentes con las de la biotita o la clorita (Figura 11). La biotita es la fase dominante en estas texturas de reacción y las fibras de clorita se encuentran intercaladas de manera esporádica con los cristales tabulares de biotita. Dentro de las mismas coronas se observa una tercera fase mineral completamente incolora, con relieve alto, de hábito tabular y colores de interferencia de tercer orden. Estas características sugieren en principio que podría tratarse de otro tipo de mica diferente a la biotita y a la clorita, sin embargo, los cristales son tan pequeños que no es posible identificarlos completamente utilizando solamente el microscopio petrográfico.

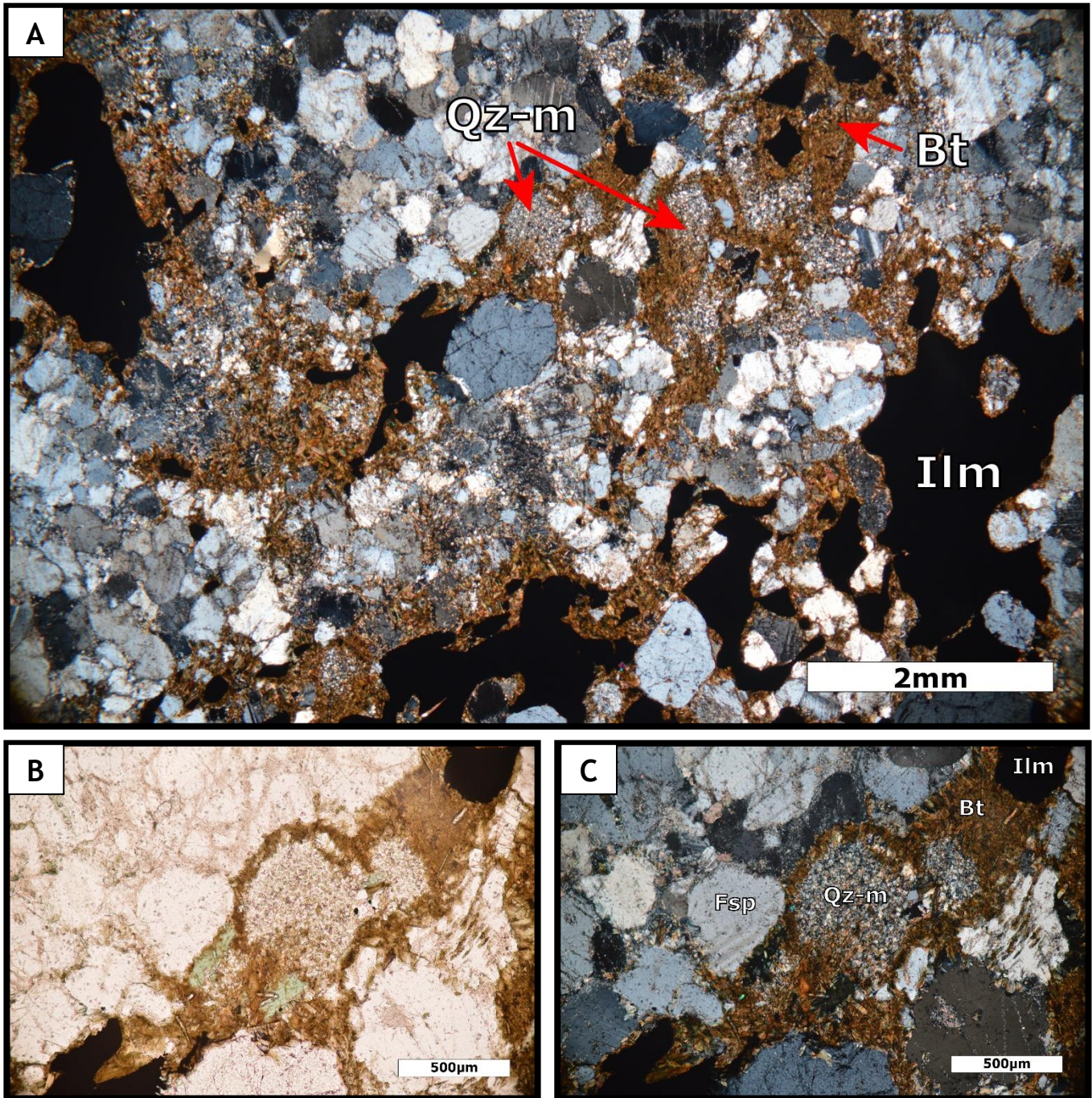


Figura 11. Conjunto de microfotografías de distintas texturas de retrogresión observadas en muestras de la migmatita El Catrín. A. Porfidoblastos xenoblásticos de Ilm que se encuentran rodeados por Bt y Chl y en donde se observan los pseudomorfos constituidos por subgranos de Qz que tienen apariencia de mosaico (Qz-m), nicoles cruzados, 2.5X. B. Microfotografía en luz paralela de un pseudomorfo conformado por subgranos de Qz y microcristales de una fase mineral de mayor relieve y color verde, y que se encuentra rodeado por una corona de Bt, luz paralela, 20X. C. Vista en nicoles cruzados de la microfotografía B.

Por último, cabe destacar que, aunque no se realizó un estudio petrográfico detallado con microscopio de luz reflejada de las fases opacas, fue posible observar con el microscopio petrográfico que algunos de los cristales de óxidos de Fe o Ti no son completamente homogéneos pues presentan bordes y exsoluciones de fases opacas diferentes. Dichas texturas fueron analizadas a detalle con el SEM con el fin de obtener imágenes de electrones retrodispersados (Figura 12) y datos composicionales químicos estequiométricos. La composición de las diferentes lamelas exsueeltas se encuentra descrita a detalle en la sección 7.2.7.

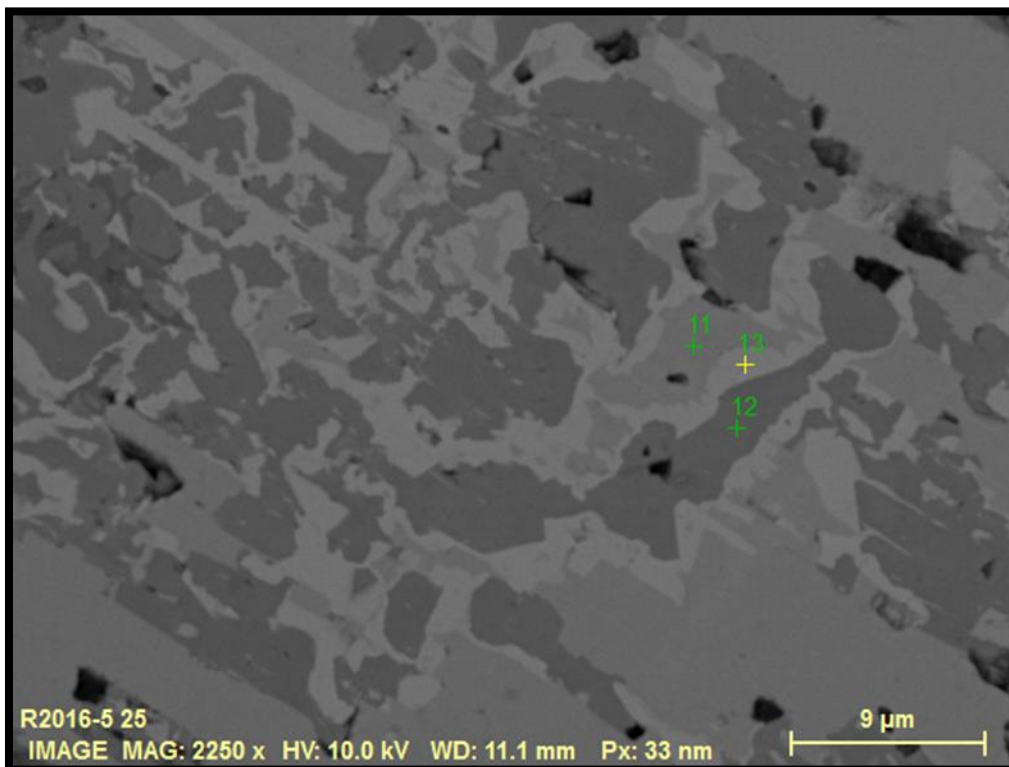


Figura 12. Fotografía de electrones retrodispersados de exsoluciones de dos fases diferentes observadas en un cristal de Ilm de una muestra cuarzofeldespática. En esta fotografía se observa cómo la fase de color gris medio (señalada con el número 11) exsolió una fase que se observa de color gris más claro (señalada con el número 13), la cual, a su vez, exsolió otra fase de color gris oscuro (señalada con el número 12).

Muestras de la migmatita que rodean a los agregados de anfíbol pardo

Estas muestras se encuentran conformadas por feldespato, plagioclasa, cuarzo, ortopiroxeno, clinopiroxeno, ilmenita, anfíboles, probable sericita y/o talco, biotita y clorita.

El feldespato potásico representa el 35% de la composición total de la muestra, el cuarzo un 20%, los piroxenos representan aproximadamente el 30%, la ilmenita un 5%, y el 10% restante está conformado por fases como los anfíboles, biotita y clorita. La textura general de la muestra es foliada y se encuentra definida por la orientación preferencial de cristales alargados de cuarzo y feldespato.

El cuarzo se encuentra en dos maneras: como cristales individuales subidioblásticos casi granulares, o como listones anchos y largos de tamaño centimétrico (~2.5 cm de largo).

Los feldspatos se encuentran como cristales individuales subidioblásticos de formas irregulares ligeramente alargados; en nícoles cruzados, algunos de ellos no presentan maclado, pero otros presentan maclado polisintético, maclado tartán, o maclado polisintético y textura pertítica. En luz paralela, los cristales de feldespato se observan moderadamente “sucios” o pardos.

Los cristales de ilmenita son subidioblásticos y tienen un hábito granular irregular alargado. Algunos de ellos se encuentran rodeados por una corona delgadísima (micrométrica) de una fase de color verde, que podría ser un anfíbol como tremolita o antofilita, u otro filosilicato como clorita.

Todos los piroxenos se encuentran como relictos subidioblásticos rodeados por coronas simples o múltiples. Los clinopiroxenos poseen un color amarillento tenue y los ortopiroxenos presentan un color verde con pleocroísmo a tonos rosados. Los juegos de coronas más complejos se observaron alrededor de los relictos de ortopiroxeno; con el microscopio petrográfico fue posible observar que los ortopiroxenos tienen una primera corona que está conformada por microcristales que tienen propiedades ópticas de biotita, una segunda constituida por cristales que tienen propiedades ópticas de talco o sericita, una tercera de cristales que tienen propiedades ópticas coincidentes con las de algunos anfíboles verdosos como antofilita o tremolita y, en algunos casos, se observa una corona externa de clorita. Las imágenes de electrones retrodispersados obtenidas con el SEM muestran que los ortopiroxenos llegan a estar rodeados hasta por seis coronas diferentes, incluyendo al menos una conformada por cristales de pirita y/o calcopirita. La descripción detallada de la composición de las fases que conforman estas coronas, que en su mayoría son anfíboles, se encuentra incluida en la sección 7.2.4.

Una característica importante de estas rocas es que se encuentran afectadas por fracturas largas de espesor micrométrico que son perpendiculares a la foliación de la muestra. Como se aprecia en la Figura 13A, las fracturas atraviesan la lámina delgada de lado a lado y afectan a todos los cristales, excepto a los listones de cuarzo (Figura 13B). Las fracturas se encuentran rellenas por cristales tabulares micrométricos de clorita. En general, todos los cristales que se encuentran más cerca de las fracturas presentan mayor alteración que los que se encuentran más lejos de ellas (Figura 13A). Así, por ejemplo, los piroxenos que se encuentran más cerca de estas fracturas han sido casi completamente sustituidos por pseudomorfos de microcristales fibrosos que tienen características ópticas de talco, y los que se encuentran más alejados de ellas son los que se encuentran rodeados por coronas múltiples (Figuras 14 y 15).

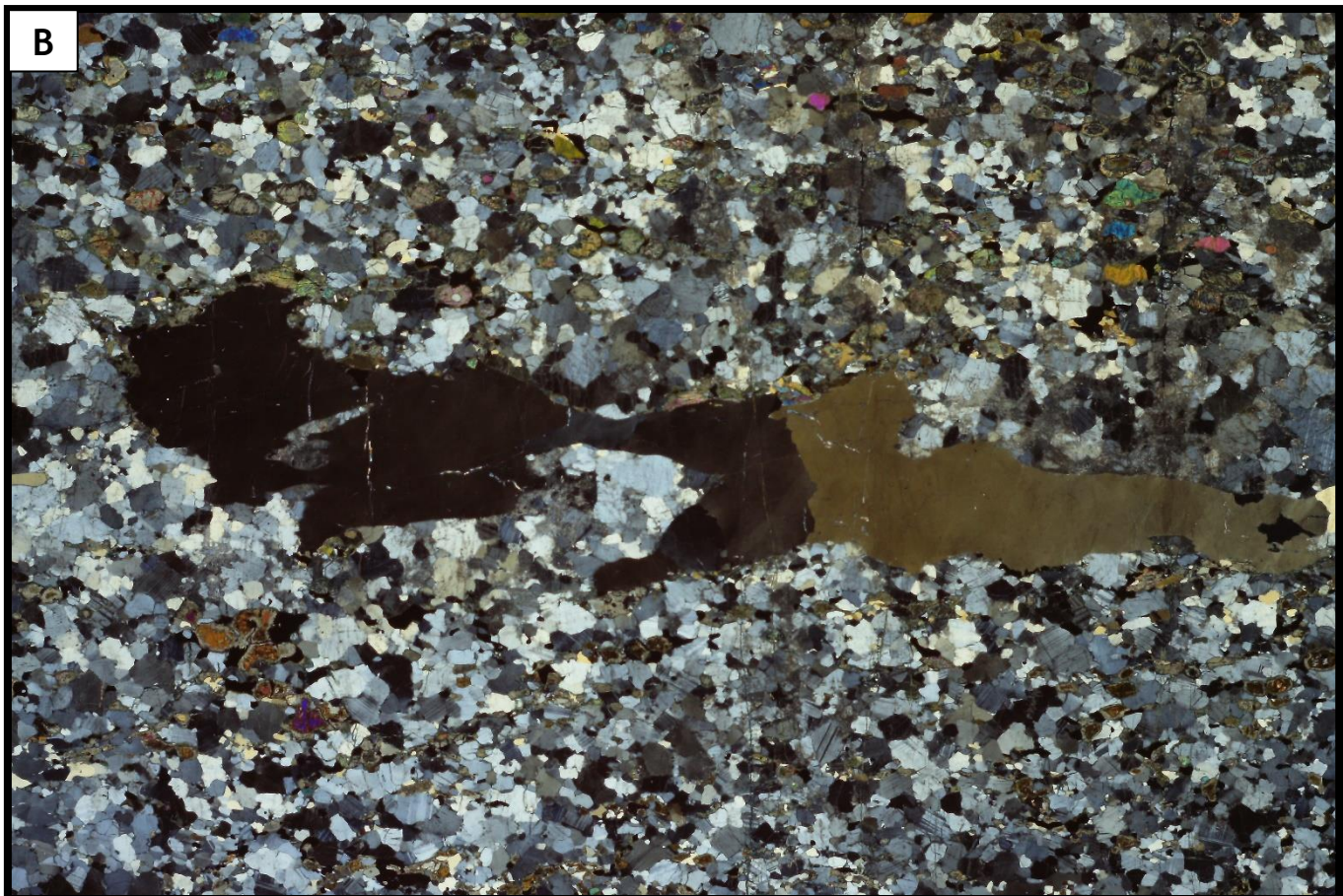
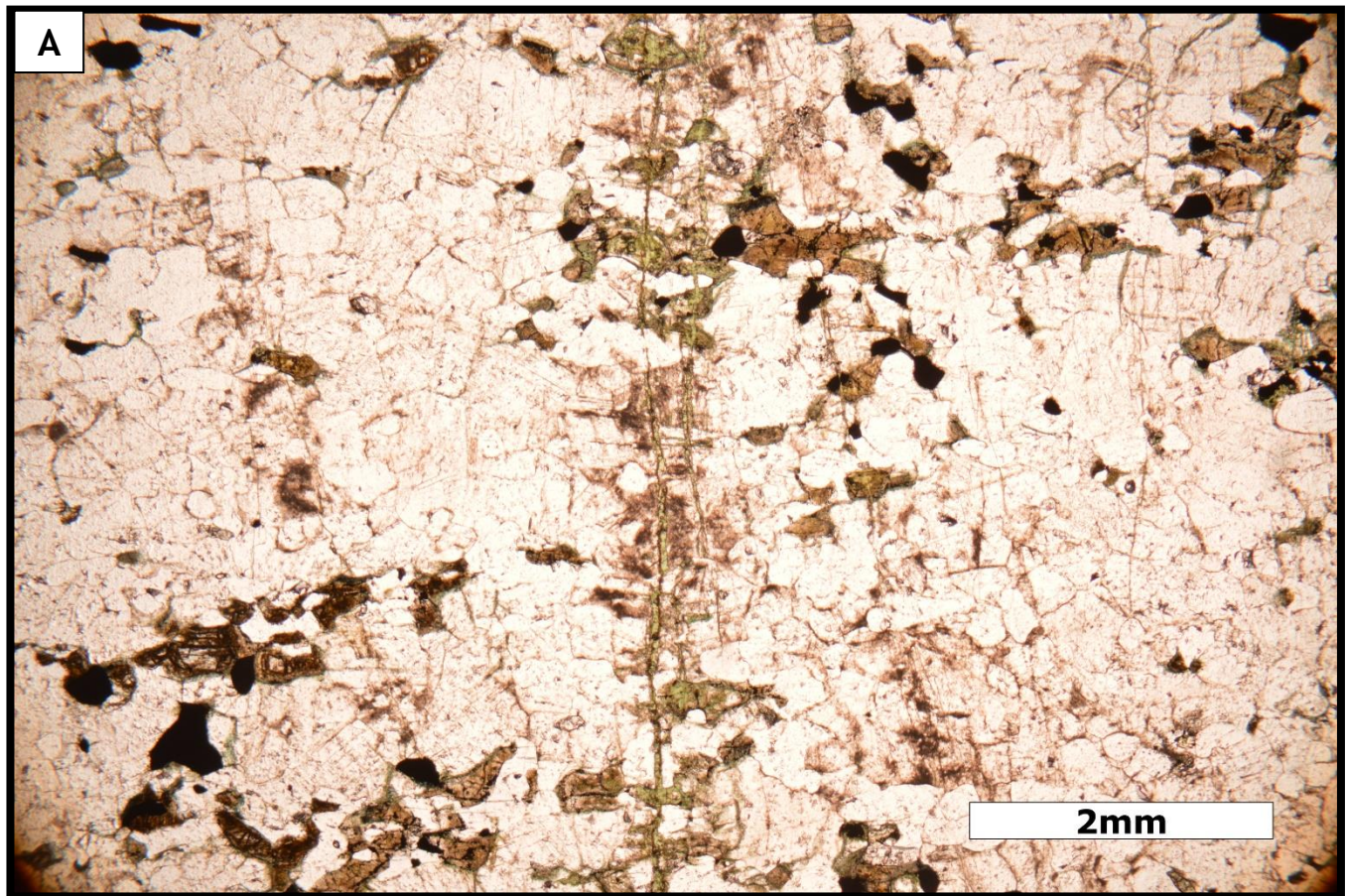


Figura 13. A. Microfotografía de una de las muestras cuarzofeldespáticas que rodean a los agregados de anfíbol inmersos en la charnockita en la que se observan las fracturas que atraviesan toda la lámina, y que se encuentran rellenas por clorita, así como los relictos de Px rodeados por coronas y los feldspatos "sucios". Luz paralela, 2.5X. B. Fotografía de la lámina de la muestra mostrada en A en nicols cruzados. En el centro se aprecia un listón centimétrico de Qz.

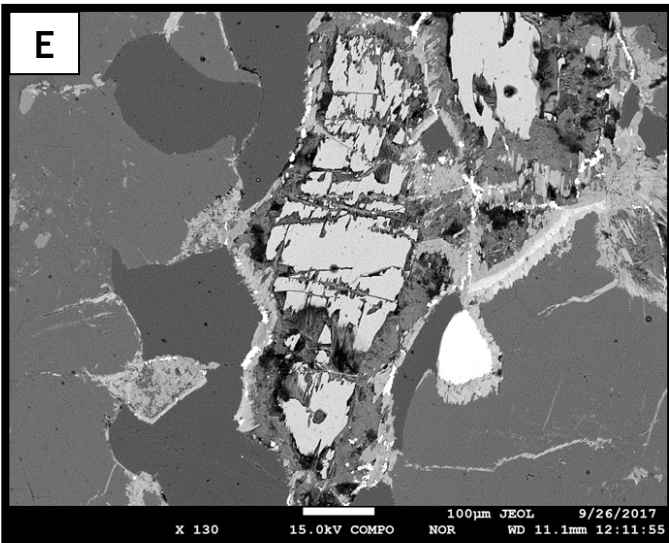
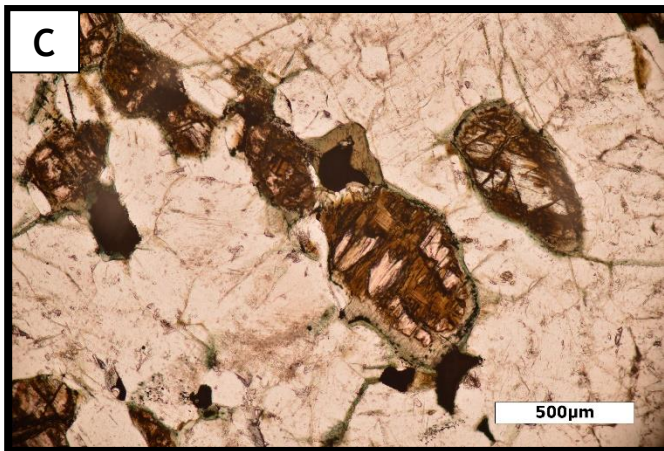
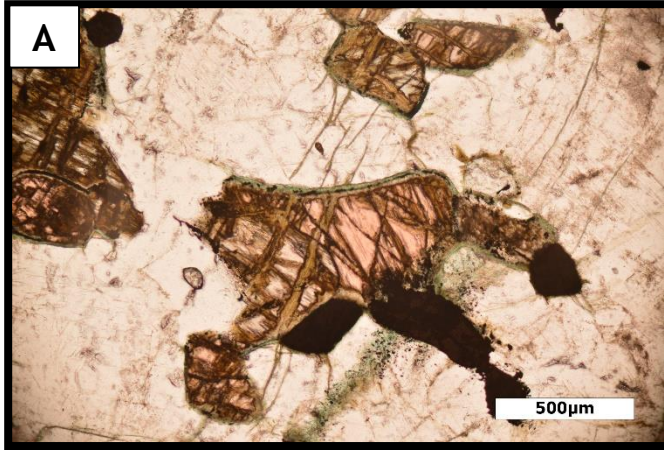


Figura 14. A-D. Conjunto de microfotografías de una muestra de migamita que rodea a los agregados de anfíbol pardo que se encuentran inmersos en la misma, 20X: A. Microfotografía en la que se observa, en el centro, un cristal relicto de Cpx que está fracturado y rodeado, por lo menos, por tres coronas; la primera constituida por una fase de color pardo (amph), la segunda conformada por microcristales de fases opacas, y la tercera conformada por cristales de Chl (fase de color verde). B. Vista en nículos cruzados de la microfotografía A. C. Microfotografía en la que se observa un estadio más avanzado del proceso de reemplazamiento del Px en comparación con las microfotografías A y B. En ella, se observan relictos de Opx que han sido casi completamente reemplazados por Hbl. A su vez, éstos se encuentran rodeados por una serie de coronas, la primera de ellas constituida por una fase amarillenta verdosa (Cum), la siguiente conformada por microcristales opacos, y la última conformada por cristales de Chl.. D. Vista en nículos cruzados de la microfotografía D. E. Imagen de electrones retrodispersados en la que se muestra un cristal de Px en el centro que está siendo reemplazado y alrededor del cual se han formado coronas concéntricas de diferentes fases.

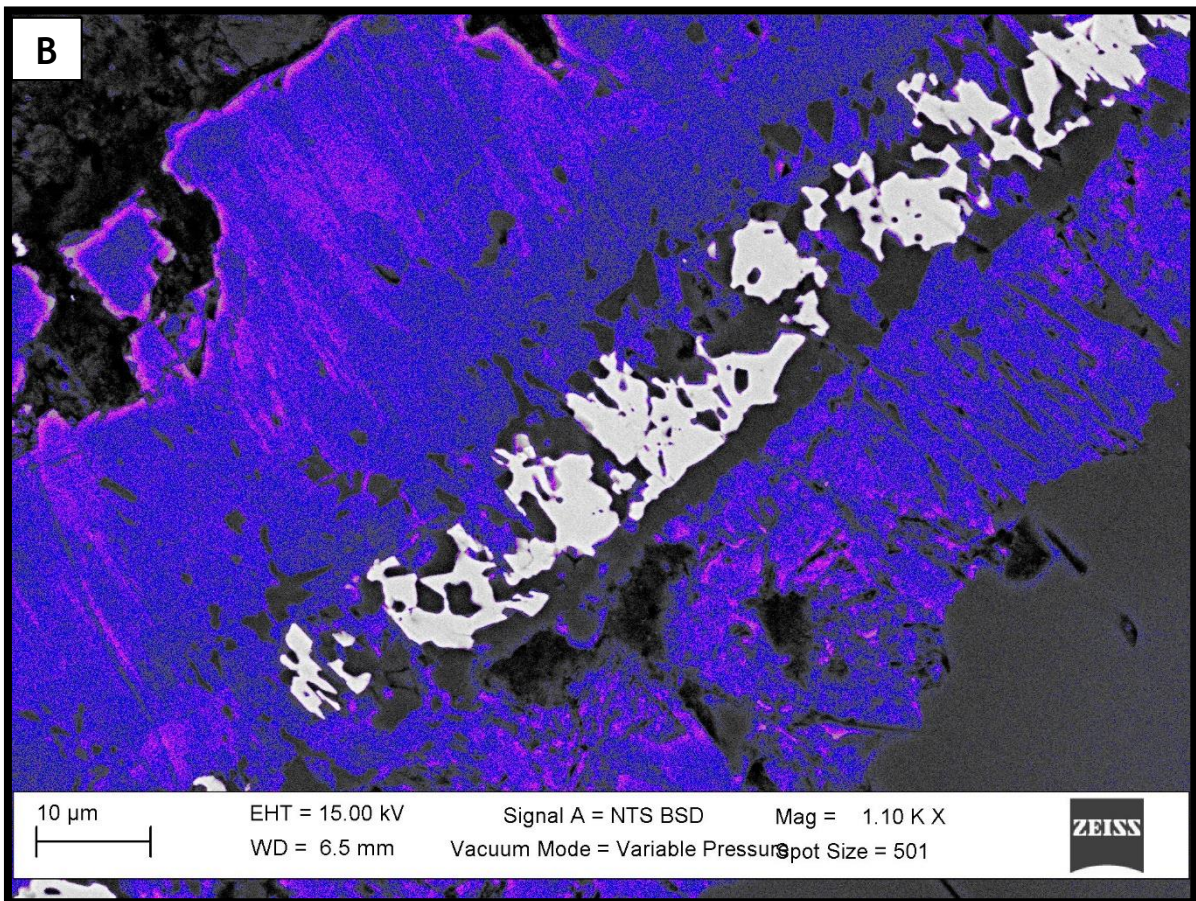
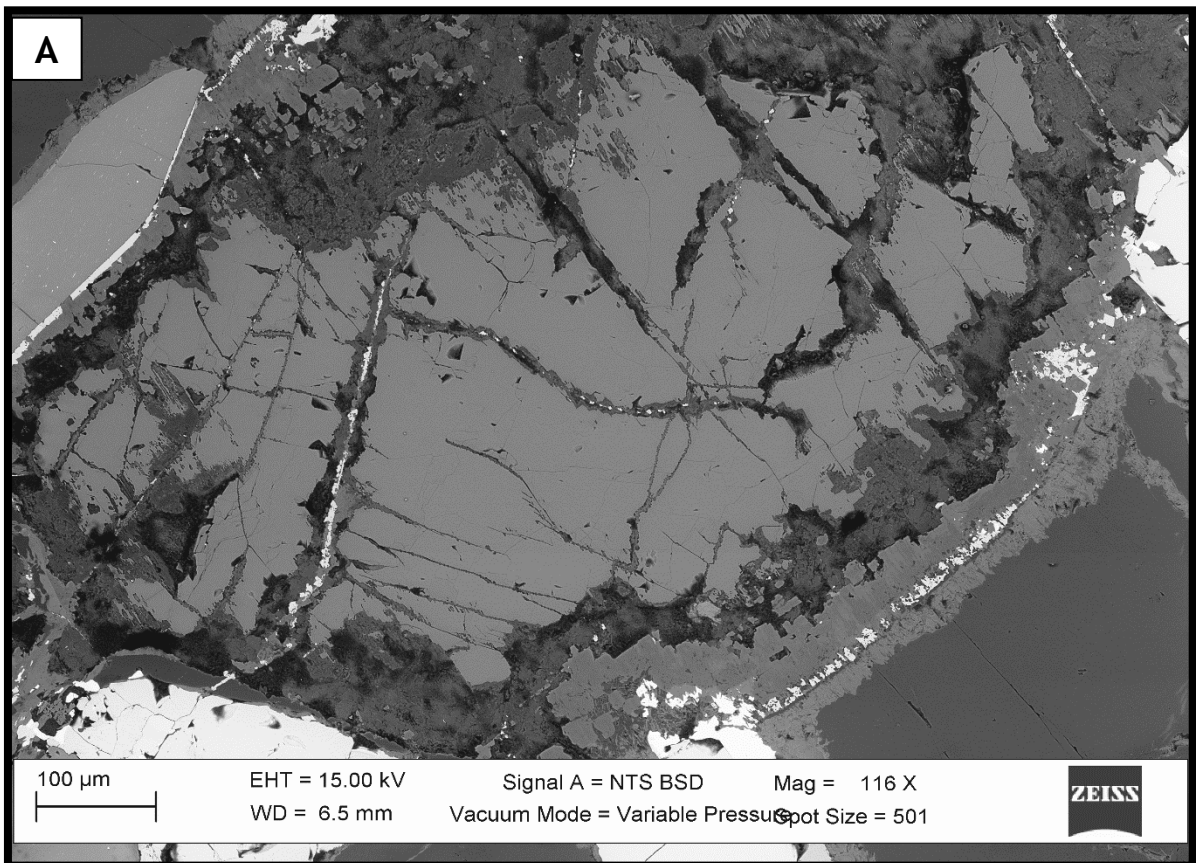


Figura 15 . A. Fotografía de electrones retrodispersados de un cristal de Px que está siendo alterado y que desarrolló múltiples coronas concéntricas constituidas por Amph de diferentes composiciones y por cristales opacos (bandas que se observan completamente blancas en la imagen). B. Acercamiento a las coronas que rodean al cristal de Px mostrado en la fotografía A; fotografía de electrones retrodispersados. En esta microfotografía se resaltó con colores azules y rosas la diferencia composicional entre los cristales que constituyen una sola corona. Los cristales opacos (que se observan blancos en esta imagen) son de calcopirita. La corona más externa, que es la que se observa en la parte derecha inferior de la fotografía, está conformada por cristales de clorita.

8.1.3.3. Anortosita

Se recolectaron dos grupos de muestras diferentes de la anortosita; el primero está conformado por muestras que pertenecen propiamente al cuerpo anortosítico y el segundo está conformado por muestras que se recolectaron a pocos metros de distancia del contacto con la migmatita El Catrín. En este apartado se describen a las muestras que pertenecen al cuerpo anortosítico. En el apartado 7.1.3.4. se describen a las muestras que representan la parte anortosítica del contacto anortosita-migmatita.

Las fases observadas en las secciones delgadas de la anortosita son cuarzo, feldespato, plagioclasa y microclina, biotita, clorita, epidota, clinozoisita y mica blanca. La textura general de la roca es granoblástica.

En luz paralela, los minerales félsicos como plagioclasa y feldespato son medianamente pardos (Figura 16A), y prácticamente todas estas fases tienen pequeñas inclusiones de mica blanca y epidota.

La biotita se observa tanto en agregados de microcristales tabulares como en bandas finas y alargadas. La epidota y la clinozoisita, con formas granulares y en cristales individuales o en agregados pequeños, se encuentran junto a los cristales de biotita (Figura 16A y 16B).

La mica blanca se encuentra principalmente a lo largo de microfracturas finas que afectan a la roca (Figura 16C). En este caso, el hábito de los cristales es fibroso. Sin embargo, también se observaron cristales individuales tabulares y de un tamaño ligeramente mayor dispersos en la matriz.

Asimismo, se observaron dos tipos de pseudomorfos: unos formados por cristales identificados ópticamente como anfíboles incluyendo a la tremolita y que, en algunos casos, conservan núcleos relictos probablemente de clinopiroxeno, y otros formados por un mosaico compuesto probablemente por cristales de cuarzo y biotita.

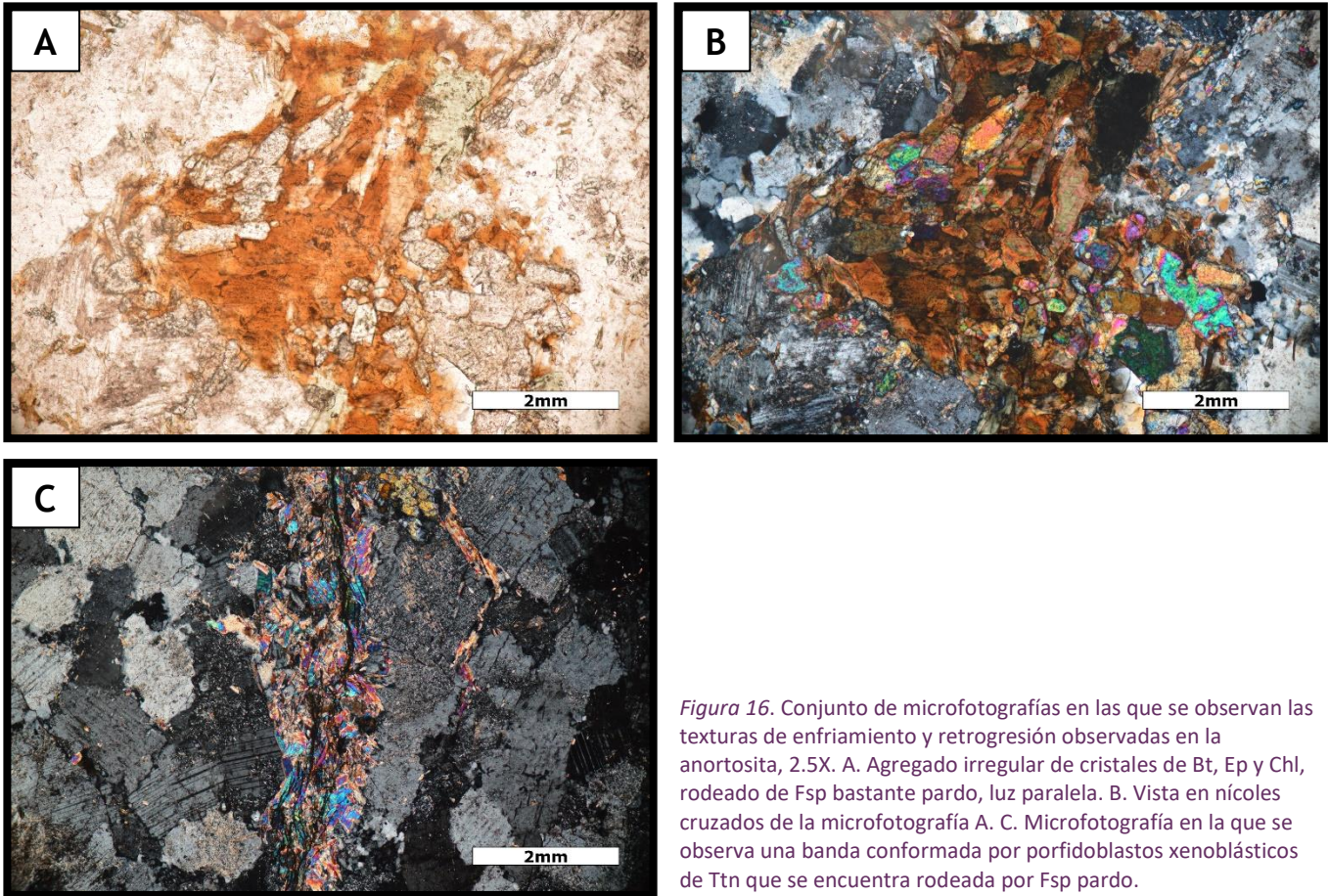


Figura 16. Conjunto de microfotografías en las que se observan las texturas de enfriamiento y retrogresión observadas en la anortosita, 2.5X. A. Agregado irregular de cristales de Bt, Ep y Chl, rodeado de Fsp bastante pardo, luz paralela. B. Vista en nicoles cruzados de la microfotografía A. C. Microfotografía en la que se observa una banda conformada por porfidoblastos xenoblásticos de Ttn que se encuentra rodeada por Fsp pardo.

8.1.3.4. Contacto Migmatita-Anortosita

Se recolectaron dos muestras del contacto entre la migmatita y la anortosita: la muestra R2016-7, la cual se recolectó dentro de la parte anortosítica y a unos diez metros del contacto entre las dos unidades, y la muestra R2016-8, que se recolectó justo en el contacto entre las dos unidades.

Parte anortosítica del contacto Migmatita-Anortosita

Las fases observadas en la muestra R2016-7 (anortosita) son cuarzo, feldespato, microclina, apatito, ilmenita, calcita, piroxenos, calcita, circón y cristales fibrosos o tabulares muy pequeños que tienen propiedades ópticas de biotita, clorita y/o anfíbol, como la antofilita. La textura de la roca es nematoblástica, con listones de cuarzo de gran tamaño que se encuentran orientados de manera preferencial y que definen bandas intercaladas con las otras fases minerales, y con cristales opacos granulares alargados que también se encuentran orientados de manera preferencial. Dentro de las bandas conformadas por las demás fases, algunos cristales también adquirieron una orientación parecida a la de los listones de cuarzo.

Los feldespatos son subidioblásticos y de color ligeramente pardos en comparación con otras muestras, mientras que los cristales de cuarzo se observan en dos formas diferentes: como pequeños cristales granulares aislados, o como cristales de gran tamaño que tienen formas listonadas y que están orientadas en una dirección preferencial.

Los piroxenos muestran formas tanto subidioblásticas como xenoblásticas. Los primeros todavía conservan un par de lados rectos y características ópticas de clinopiroxeno, pero los segundos tienen hábitos notablemente esqueléticos y se encuentran rodeados por coronas de alteración dobles. Estos últimos tienen características ópticas más semejantes a las de los ortopiroxenos relictos.

El resto de las fases identificadas incluye calcita, filosilicatos, y minerales opacos, los cuales conforman diferentes texturas de alteración. Por ejemplo, las ilmenitas se encuentran rodeadas por microcristales completamente tabulares de biotita y los piroxenos se encuentran rodeados por coronas múltiples. La primera corona que rodea a los cristales de piroxeno está conformada por un filosilicato de color verde y con birrefringencia de primer orden (en principio, las características ópticas son coincidentes con las de la tremolita), y la corona más externa está conformada por filosilicatos incoloros.

Asimismo, se observan pseudomorfos casi idioblásticos equidimensionales que están constituidos por un filosilicato de color verde y por una fase incolora que tiene un hábito microgranular semejante al cuarzo.

En particular, la sección delgada de la muestra de la parte anortosítica del contacto entre las dos unidades se encuentra completamente atravesada por una fractura irregular que corta de manera casi perpendicular a la foliación. La fractura tiene un espesor “considerable” en comparación con el tamaño de los minerales, y se encuentra rellena por un material opaco granular y fino que no pudo ser identificado con el microscopio petrográfico. Los cristales de calcita crecieron alrededor de esta fractura.

Contacto Migmatita-Anortosita

Las fases identificadas en la lámina delgada de la muestra representativa del contacto entre la migmatita y la anortosita (lámina R2016-8) son anfíbol (en un principio identificado como uralita), biotita, apatito, cuarzo, feldespato, plagioclasa, e ilmenita. Las fases predominantes son el anfíbol y la ilmenita, los cuales están presentes más o menos en proporciones iguales ocupando un 30% cada una, seguidas por biotita y feldespatos (15% cada uno). El 10% restante está conformado por las demás fases. La roca está foliada pues se observan cristales de cuarzo que definen bandas de gran tamaño orientadas de manera preferencial. Del mismo modo, los cristales fibrosos de anfíbol también se encuentran orientados respecto a la misma dirección que las bandas de cuarzo, definiendo una textura nematoblástica (Figura 17).

La característica más notable de los anfíboles presentes en esta lámina es su pleocroísmo tan intenso, que va de un verde penetrante a unos tonos verdes con tintes mucho más azulados (Figura 17). Los anfíboles ocurren de dos maneras: como agregados de microcristales con hábitos fibrosos (Figura 18A), y como cristales subhedrales más grandes con hábitos ligeramente más prismáticos y definidos. En los anfíboles de mayores dimensiones es posible observar un ligero zoneamiento con luz polarizada, pues los bordes de los cristales adquieren tonalidades notablemente más azulosas que las partes centrales conforme se gira la platina. Además, en algunas regiones de la lámina, las fibras de anfíbol se encuentran deformadas plásticamente.

Los cristales de biotita tienen hábitos fibrosos y no tabulares y se encuentran como agregados dispersos rodeados por los anfíboles fibrosos. En el caso de las biotitas que están presentes en esta

muestra, el pleocroísmo es en tonos amarillentos y pardos sin llegar a ser rojizos como los de las muestras pelíticas.

Los cristales de apatito tienen un tamaño considerable y se observan secciones tanto longitudinales como completamente basales. Algunos cristales tienen bordes bien definidos, pero cuando se encuentran en contacto con las biotitas o con los anfíboles, adquieren un carácter notablemente más irregular.

El cuarzo creció en bandas alargadas y orientadas respecto a una dirección preferencial. Con luz doblemente polarizada es posible observar que estas bandas están conformadas por varios cristales definiendo la textura de "mosaico", la cual ha sido observada en otras muestras de la migmatita.

Los feldespatos se encuentran como porfidoblastos peritéticos de gran tamaño (1500 micras) que se encuentran rodeados por subgranos de cuarzo y anfíboles (Figuras 17 y 18C).

Por último, los óxidos de hierro presentan formas granulares alargadas bastante irregulares casi esqueletales. Las imágenes de electrones retrodispersados obtenidas con el SEM muestran que casi todos ellos tienen lamelas exseltas (Figura 18B).



Figura 17. Fotografía en nícoles cruzados de la lámina de una muestra del contacto migmatita-anortosita. Las partes que se observan con coles de interferencia pardos y verdosos son pseudomorfos *selvage* de biotita y diferentes anfíboles. Asimismo, en la sección media de la fotografía se observan dos pseudomorfos que tienen apariencia de mosaico y en los que hay porfidoblastos relictos de feldespato peritético.

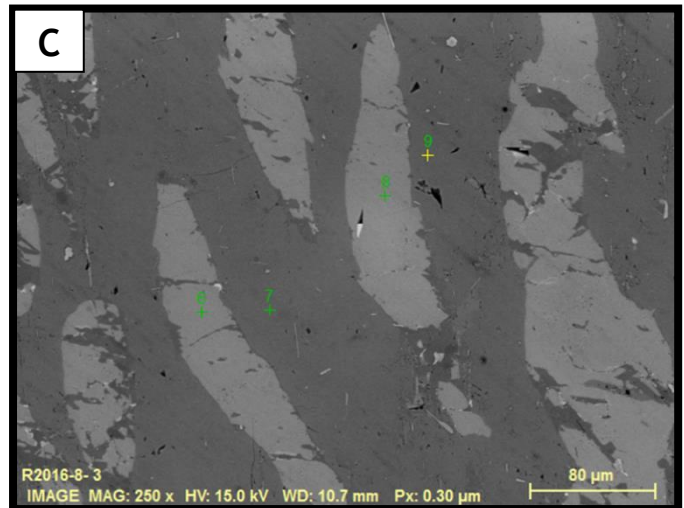
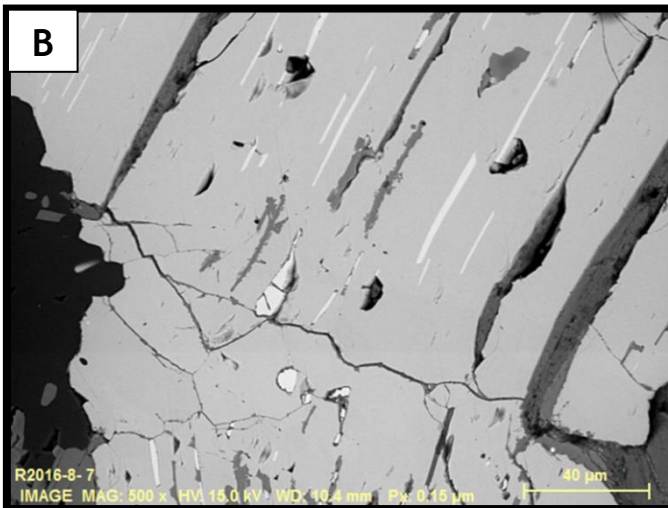
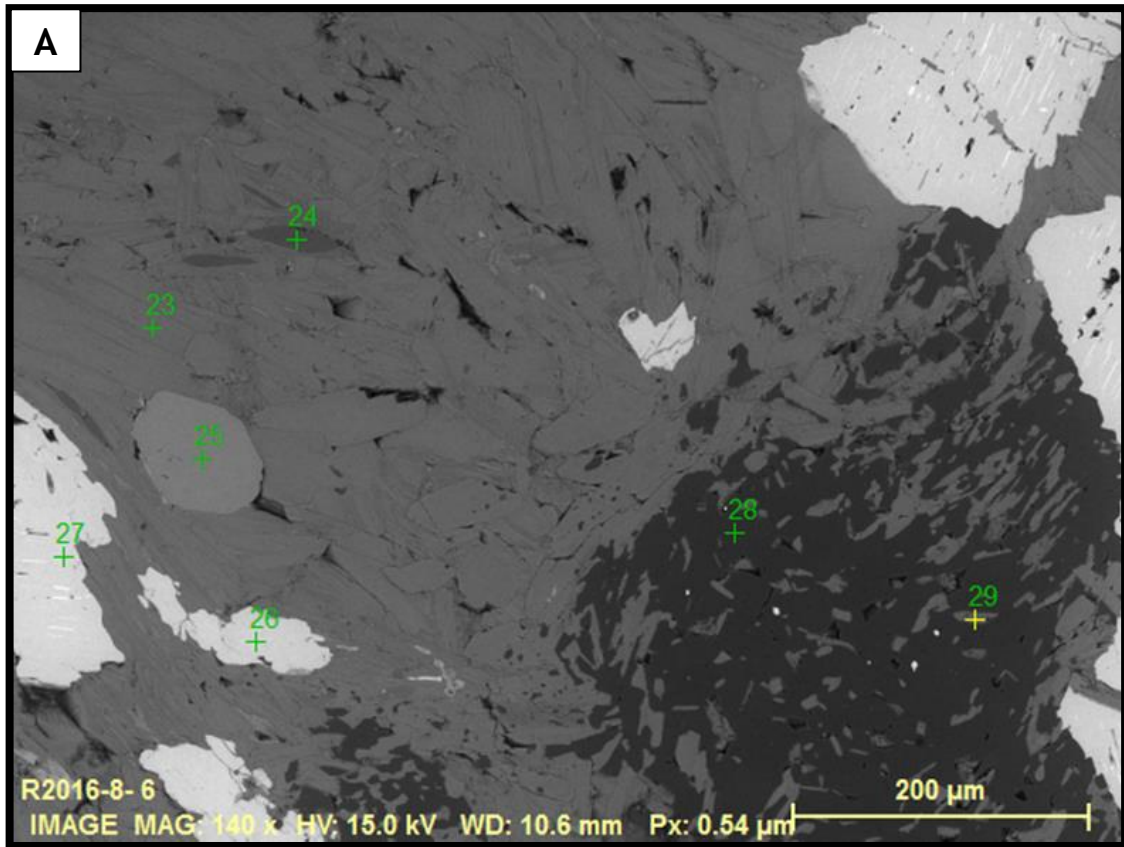


Figura 18. Conjuntos de imágenes de electrones retrodispersados de la lámina delgada que se muestra en la Figura 17. A. Imagen de electrones retrodispersados de un acercamiento a los pseudomorfofos *selvage* formados por Bt y diferentes anfíboles. En las esquinas superior derecha e inferior izquierda se observan cristales de Ilm que tienen lamelas exsultas. B. Cristal de Ilm con lamelas exsultas (franjas blancas delgas) de otro óxido de Fe o Ti. C. Imagen de electrones retrodispersados de las exsoluciones observadas en porfidoblastos peritíticos de la muestra R2016-8.

8.1.4. Texturas de retrogresión observadas en muestras calcisilicatadas

Se estudiaron tres láminas delgadas de muestras calcisilicatadas. La asociación mineral general está conformada por carbonatos (calcita y/o dolomita), clinopiroxeno, escapolita (marialita y meionita), feldespato, plagioclasa, cuarzo, apatitoa, titanita, epidota, clinozoisita, pirrotita, paragonita, sericita, y circones. La textura de las dos muestras es granoblástica (Figura 19A).

Las fases predominantes son los carbonatos, calcita y/o dolomita, ya que representan un 65-70% de la composición total de las muestras; estos cristales son porfidoblastos completamente xenoblásticos y presentan maclas polisintéticas, características de este tipo de minerales. Las segundas fases más abundantes son los clinopiroxenos y las escapolitas, las cuales se encuentran en proporciones próximas al 20%. Los cristales de estas fases son subidioblásticos, poseen un tamaño menor en comparación con los cristales de calcita/dolomita; en particular, las escapolitas son homogéneas, mientras que los clinopiroxenos muestran ocasionalmente inclusiones de escapolita, titanita y feldespatos perfiticos. Fases como cuarzo y feldespato se encuentran principalmente en forma de granos de mucho menor tamaño que conforman agregados con apariencia de mosaico en algunas ocasiones (Figura 19A). Estas dos fases constituyen aproximadamente un ~10% de la composición total. El 5% restante está compuesto por las demás fases enlistadas.

Las texturas observadas que probablemente son indicativas de desequilibrio inducido por retrogresión metamórfica son:

- Lamelas de exsolución en los clinopiroxenos
- Pertitas en feldespatos
- Pseudomorfos formados por granos de diferentes cristales micrométricos que en nícoles cruzados tienen una apariencia de mosaico (Figura 19A). Las fases ópticamente identificadas dentro de dichos mosaicos son marialita, meionita, cuarzo, feldespato y carbonatos.
- Pseudomorfos porfidoblásticos, con formas prácticamente idioblásticas y hábitos prismáticos constituidos por sericita (Figura 19B).
- Desarrollo incipiente de sobrecrecimientos delgados de paragonita en porfidoblastos de escapolita (Figura 19C).
- Cristales de escapolita con alteración incipiente en los bordes y con sobrecrecimientos formados por microcristales de clinozoisita, albita, epidota, y algunos cristales opacos.

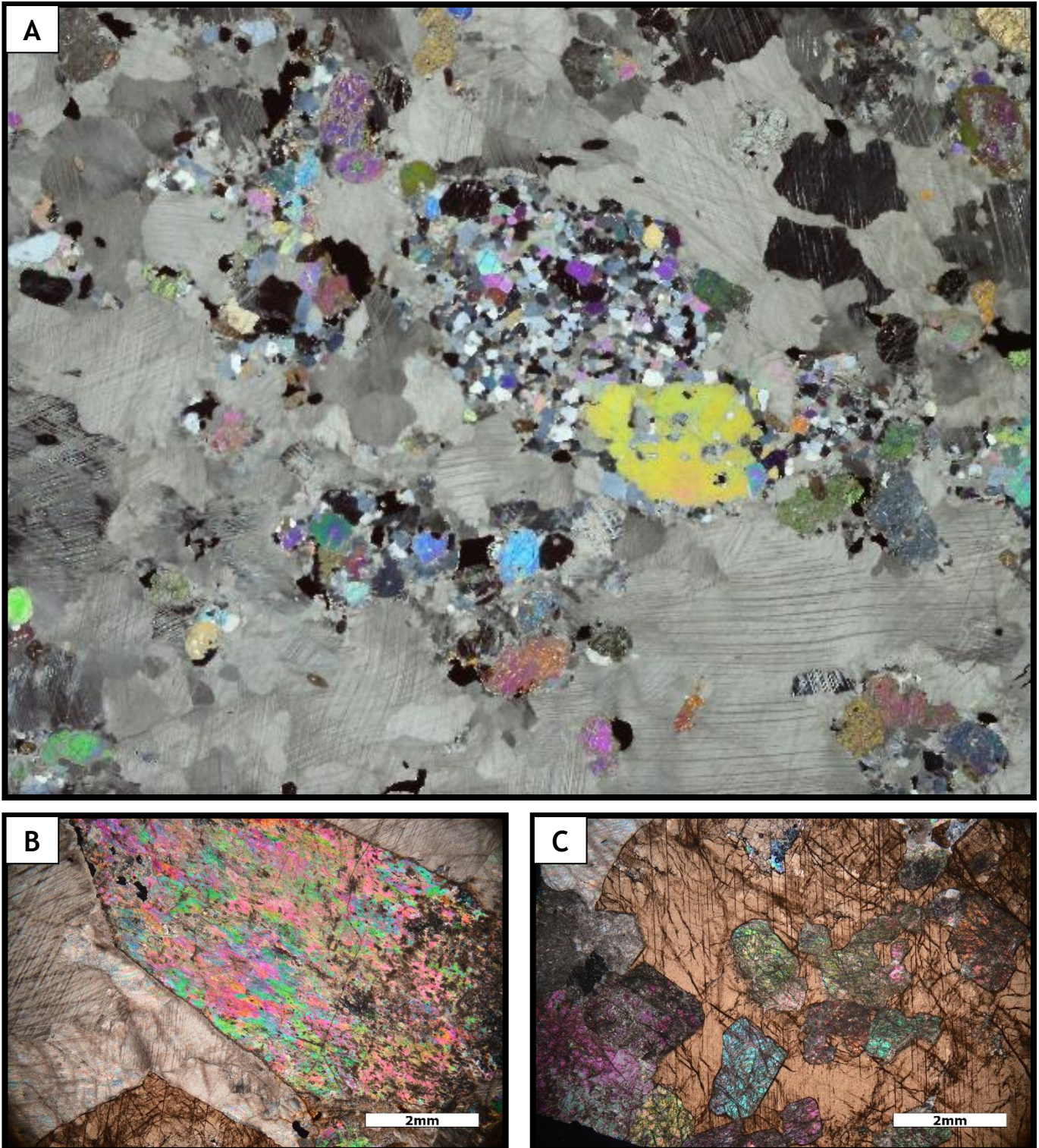


Figura 19. A. Fotografía en nícoles cruzados de una lámina delgada de una muestra de mármol recolectada en la sección expuesta sobre la carretera de cuota. En ella se observan los pseudomorfos policristalinos (Ppc) constituidos por fases como Scp, Fsp,, y Qz. Asimismo, se observan porfidoblastos de Scp y Cb con maclas casi rectas en comparación con las de los Cb que se observan la fotografía de la Figura 20. B. Microfotografía en nícoles cruzados en la que se observa un pseudomorfo porfidoblástico subidioblástico completamente conformado por saussurita (Psa), 2.5X. C. Microfotografía en nícoles cruzados en la que se muestra un porfidoblasto xenoblastico poiquiloblástico de Ttn que tiene inclusiones de Scp que está siendo saussuritizada, 2.5X.

Cabe mencionar que, aunque las asociaciones minerales que caracterizan a las muestras calcisilicatadas y sus texturas son prácticamente las mismas, se observaron las siguientes diferencias entre las diferentes muestras descritas:

1. Las maclas de los carbonatos de las muestras recolectadas en la sección expuesta sobre la carretera libre están completamente deformadas pues, en lugar de preservar el aspecto recto clásico, presentan un aspecto completamente curvo, el cual sugiere que alguna vez la roca tuvo un comportamiento plástico (Figura 20).
2. Los clinopiroxenos de las muestras recolectadas en la sección expuesta sobre la carretera de cuota son mucho más poiquiloblásticos (Figura 20) que los clinopiroxenos que se observan en los mármoles recolectados en la otra sección.

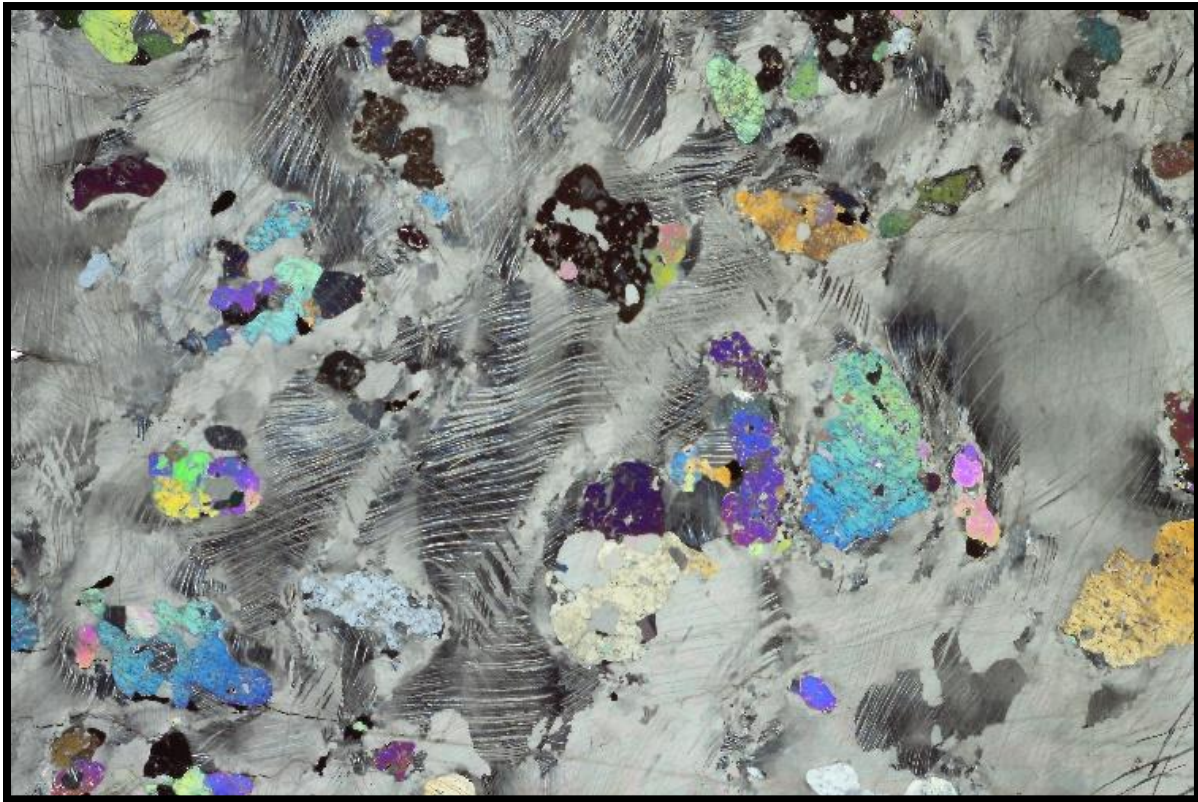


Figura 20. Fotografía en nícoles cruzados de una lámina delgada de una muestra de márcol recolectada en la sección que se encuentra expuesta sobre la carretera libre. En ella se observan cristales de Cpx con inclusiones, Scp, que están rodeados por Cb que posee maclas curvadas.

A continuación, se presenta un resumen de las principales texturas de retrogresión observadas en rocas pelíticas, cuarzofeldespáticas, máficas y calcisilicatadas y descritas a detalle en éste capítulo (Tabla 6):

Tabla 6. Resumen de las asociaciones minerales y texturas indicativas de retrogresión metamórfica que caracterizan a cada litotipo químico.

Fases involucradas en las texturas de retrogresión observadas	Litotipo químico				Texturas de retrogresión en las que se encuentran las fases enlistadas
	Pelítico	Cuarzofeldespático	Máfico	Calcisilicatos	
Ortopiroxeno		X _L	X _R		Relictos (X _R) Lamellas de exsolución (X _L)
Clinopiroxeno		X _{R, L, B}	X _R	X _L	Relictos (X _R) Lamellas de exsolución (X _L) Bordes de sobrecrecimiento (X _B)
Anfíbol		X	X		Relictos Bordes de sobrecrecimiento Coronas
Pertitas		X	X	X	Porfidoblastos pertíticos
Microclina		X	X		
Titanita		X			Bordes de sobrecrecimiento
Cuarzo		X		X	Mosaicos de subgranos
Calcita		X		X	Relleno de fracturas
Mica blanca		X		X	Relleno de fracturas Cristales individuales en pseudomorfo de mica oscura
Mica oscura			X		Agregados de cristales Pseudomorfos Coronas
Escapolita				X	Relictos Granos que conforman pseudomorfos con textura de mosaico
Epidota		X		X	Relleno de fracturas
Clinozoisita		X		X	

					Agregados de cristales que se forman para reemplazar a otras fases
Clorita	X	X	X		Agregados de cristales Pseudomorfos Coronas Relleno de fracturas
Tremolita-Actinolita		X	X		Pseudomorfos Coronas
Antofilita			X		Pseudomorfos
Talco			X		Coronas Bordes de sobrecrecimiento
Sericita		X		X	Pseudomorfos porfidoblásticos idioblásticos

8.2. Microanálisis químico

8.2.1. Granates

El granate, identificado sólo en las muestras pelíticas, se caracterizó químicamente de borde a borde por medio de líneas transversales definidas por una sucesión de 25 puntos espaciados equidistantemente, tanto en porfidoblastos poiquiloblásticos como en porfidoblastos con pocas inclusiones. Los datos obtenidos están contenidos en la Tabla 7, tanto en porcentaje en peso como en apfu.

Tabla 7. Resultados de los análisis realizados en dos cristales de granate de una muestra pelítica en microsonda electrónica y estequiometría* (apfu).

Muestra	R2017-10	
Óxido	Granate 1	Granate 2
TiO ₂	0 - 0.08	0 - 0.06
FeO	27.33 - 28.74	28.11 - 30.04
MnO	0.39 - 0.65	0.42 - 0.67
CaO	1.19 - 1.44	1.16 - 1.46
SiO ₂	37.88 - 38.53	37.71 - 38.68
Al ₂ O ₃	21.83 - 22.42	21.67 - 22.38
MgO	9.03 - 9.64	7.55 - 9.06
Total	98.94 - 100.52	98.26 - 100.94

Catión	Granate 1	Granate 2
Si	2.93 - 2.98	2.94 - 3
Al	2 - 2.05	1.99 - 2.05
Mg	1.04 - 1.11	0.88 - 1.05
Ti	0	0
Fe	1.71 - 1.8	1.76 - 1.96
Mn	0.03 - 0.04	0.03 - 0.04
Ca	0.1 - 0.12	0.1 - 0.12
Total	7.92 - 8	7.92 - 8.01

- La fórmula estructural básica del granate puede expresarse como $X^{2+}_3Y^{3+}_2Si_3O_{12}$, en donde la posición X puede ser ocupada principalmente por Ca, Fe²⁺, Mn o Mg, y la posición Y puede ser ocupada por elementos como Al, Cr y Fe³⁺. Tomando en cuenta lo anterior, la composición del granate suele expresarse en términos del contenido en elementos que pueden ocupar la posición X dentro de la estructura de dicho mineral como porcentaje de piropro (Mg), almandino (Fe), espesartina (Mn) y grosularia (Ca).

En general, los granates medidos en las muestras del CO poseen una composición casi homogénea rica en almandino (54.63 - 57.16%) y piropo (37.42 - 40.4%), y pobre en grosularia (3.67 - 4.54%) y espesartina (1.04 - 1.59%) (Figura 21). En particular, los bordes de los cristales medidos muestran un ligero enriquecimiento en piropo (38.36 - 40.42%) y empobrecimiento en almandino (54.79 - 56.34%) (Figura 22). Así, la composición general de estos minerales puede expresarse como $\text{Alm}_{54.59}\text{Py}_{34-40}\text{Gro}_{3-4}\text{Sp}_{1-2}$.

Los valores globales de almandino de los granates medidos son de $X_{\text{Fe}} = 0.57-0.63$ ($X_{\text{Fe}} = \text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$), los de piropo son de $X_{\text{Mg}} = 0.37-0.43$ ($X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$), y los de espesartina y de grosularia son de $X_{\text{Mn}} < 0.02$ y $X_{\text{Ca}} < 0.05$, respectivamente ($X_{\text{Mn}} = \text{Mn}/\text{Mn}+\text{Fe}+\text{Mg}$ y $X_{\text{Ca}} = \text{Ca}/\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg}$).

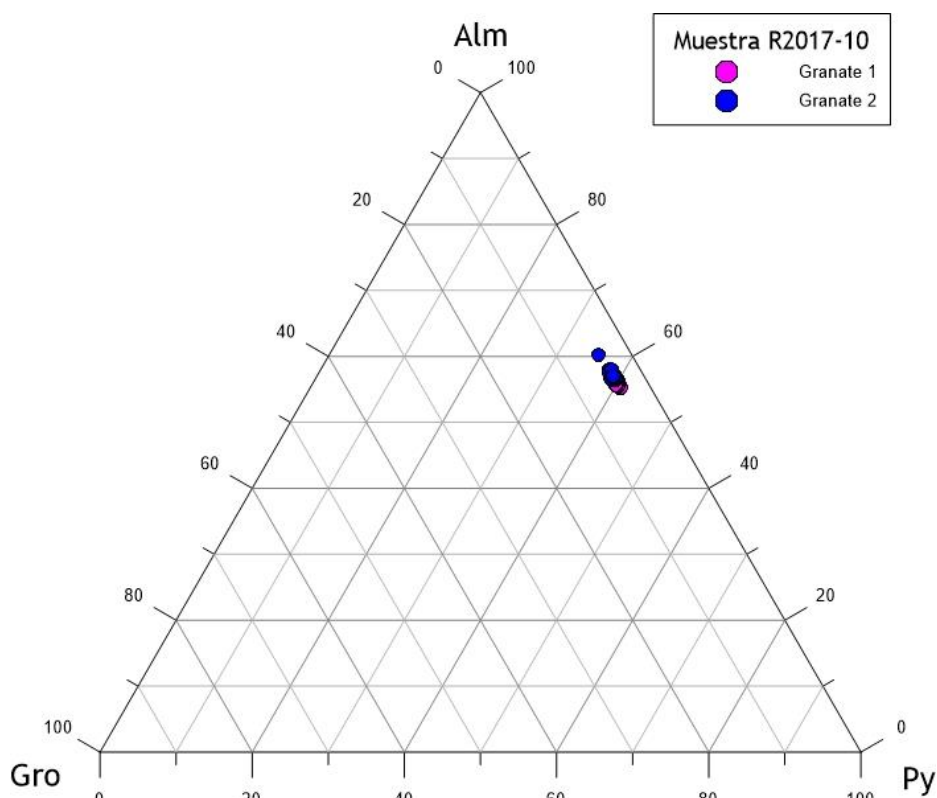


Figura 21. Diagrama ternario en donde se muestra la variación composicional de los granates medidos en una misma muestra.

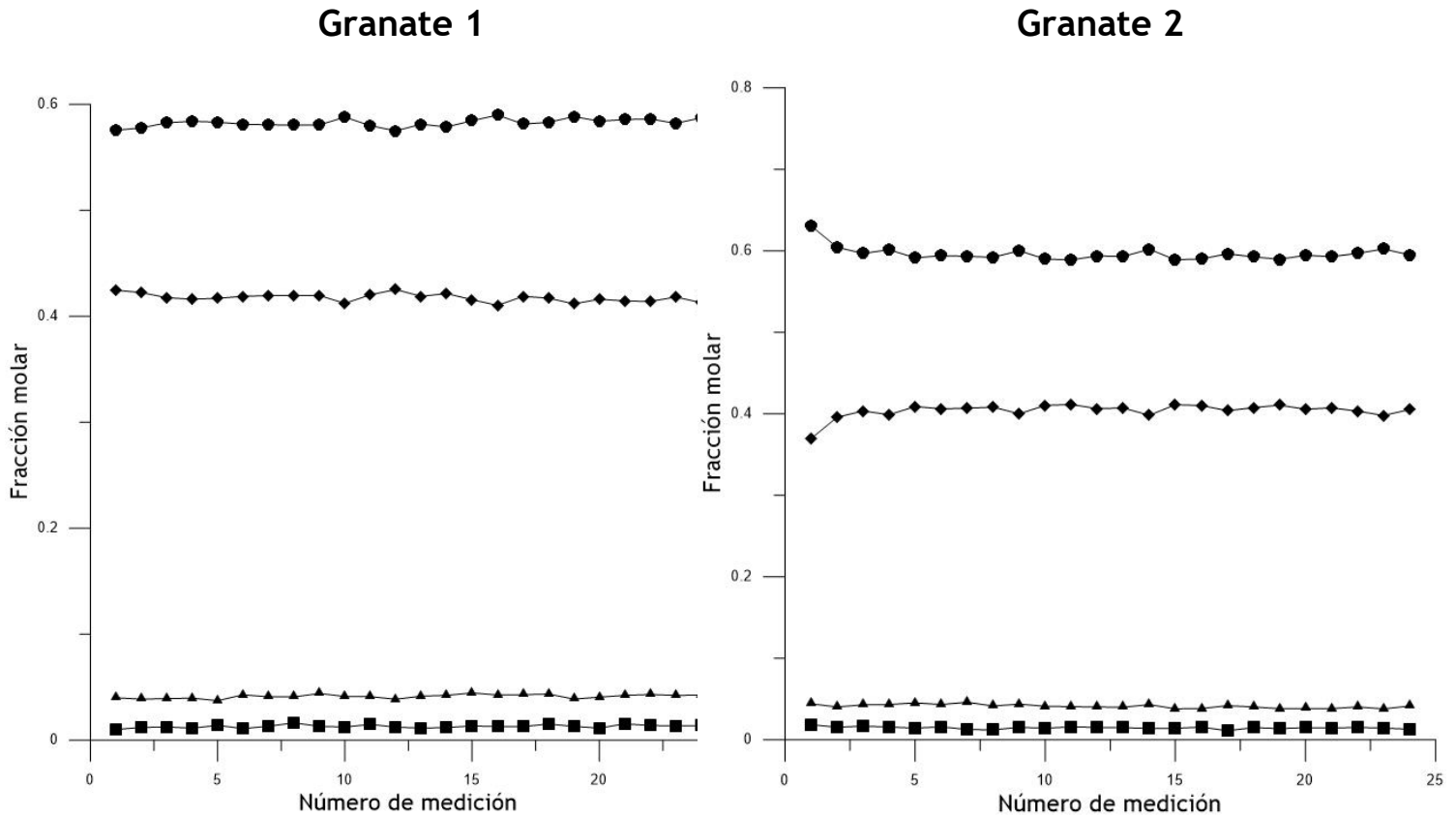
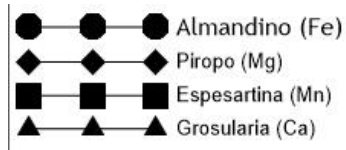


Figura 22. Perfiles de variación composicional medidos a lo largo de secciones transversales en dos cristales de granate diferentes.

8.2.2. Piroxenos

Se analizaron cristales de piroxeno en muestras máficas, cuarzofeldespáticas y calcisilicatadas. Los datos obtenidos están contenidos en la Tabla ¿?, tanto en porcentaje en peso como en apfu.

Los piroxenos naturales suelen formarse a partir de las soluciones sólidas que involucran al Mg, Fe²⁺ y Ca. Así, las composiciones generales de estos minerales pueden expresarse en términos del contenido de Enstatita (Mg₂SiO₆), Ferrosilita (Fe₂Si₂O₆) y Wollastonita (Ca₂Si₂O₆).

La composición de los cristales individuales de ortopiroxeno medidos que presentaban o no bordes de sobrecrecimiento de clinopiroxeno se encuentra dentro del campo de las (clino)ferrosilitas (En_{24-25%}FS_{73%}Wo_{1-2%}). La composición de los bordes de clinopiroxeno junto con la de sus lamellas de exsolución cae dentro del campo de la augita. Sin embargo, mientras que la composición general de los sobrecrecimientos de clinopiroxeno puede expresarse como En_{20-21%}FS_{35-38%}Wo_{41-44%}, la

composición general de las lamelas exsultas resulta diferente, ya que es más ferrosilítica y menos wollastonítica y puede expresarse como $En_{21}Fs_{43-47}Wo_{30-36}$ (Figura 23).

La composición de los piroxenos porfidoblásticos con lamelas de exsolución de muestras cuarzofeldespáticas es de tipo diopsida. De manera más específica, los cristales medidos son aluminoferro-diopsidas y ferro-diopsidas, y la composición general puede expresarse como $En_{32-37}Fs_{16-22}Wo_{45-48}$. Por otro lado, los piroxenos rodeados por coronas simples o complejas caen dentro de los campos de la ferro-(clino)enstatita y de la aluminoferro-augita. Las composiciones generales pueden expresarse como $En_{57}Fs_{42}Wo_{1}$ y $En_{37-38}Fs_{18}Wo_{43-44}$, respectivamente (Figura 23).

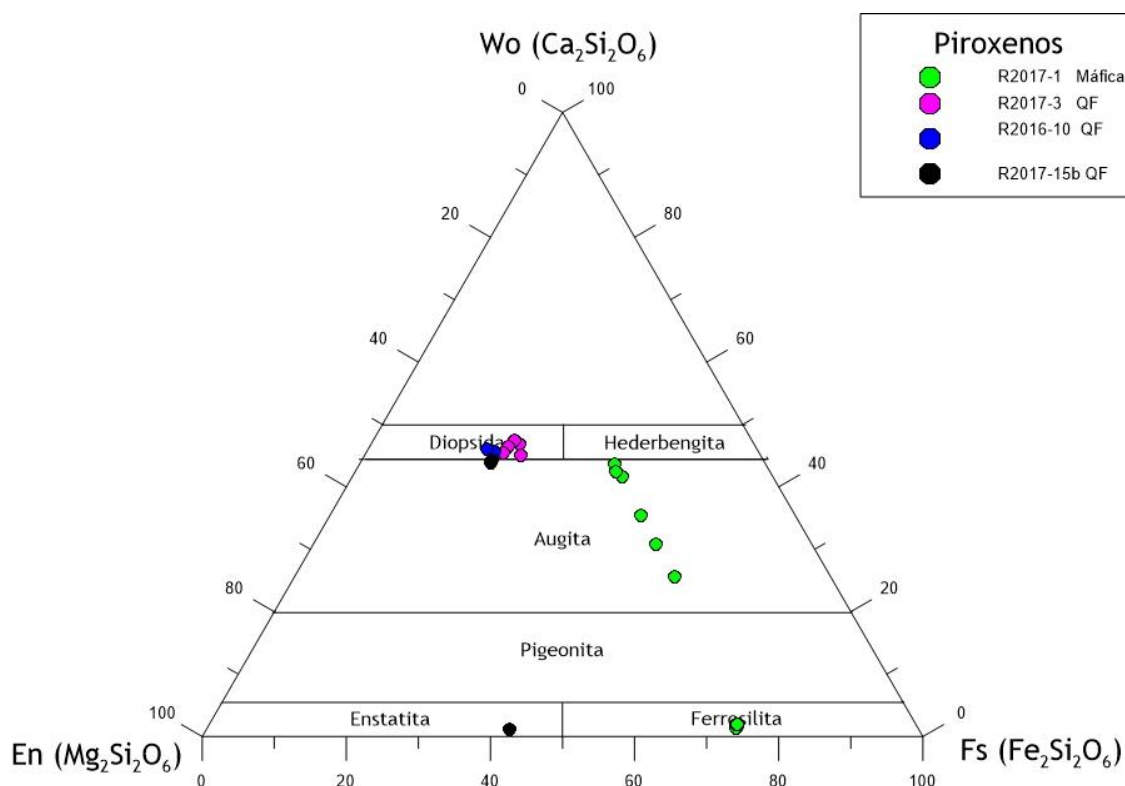


Figura 23. Diagrama ternario en el que se muestra la variación composicional de diferentes Px medidos en diferentes muestras. QF = cuarzofeldespática.

Tabla 8. Resultados de los análisis realizados en cristales de Px en muestras cuarzofeldespáticas, con microsonda electrónica y estequiometría* (apfu).

Muestra	R2016-10			R2017-1								R2017-3					R2017-15b					
	Punto	1	2	3	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	Cpx 1
SiO ₂	51.85	51.47	51.23	48.54	47.13	47.35	49.04	48.41	47.14	47.46	48.84	46.59	46.69	48.99	47.1	49.38	49.69	48.73	50.04	50.09	51.11	50.68
TiO ₂	0.25	0.18	0.16	0.22	0.22	0.09	0.12	0.12	0.03	0.11	0.2	0.1	0.12	0.19	0.09	0.52	0.25	0.79	0.18	0.25	0.25	0.3
Al ₂ O ₃	1.33	1.54	1.2	1.15	1.17	0.38	1.11	0.96	0.5	0.49	1.31	0.51	0.48	1.18	0.49	2.08	1.53	3.22	1.61	1.05	2.48	2.63
FeO	10.01	10.62	9.76	25.44	26.96	42.89	20.63	31.59	42.37	43.2	21.68	42.61	42.9	21.21	42.88	12.26	11.78	12.76	11.74	11.71	10.98	10.66
MnO	0.47	0.55	0.45	0.65	0.51	1.09	0.48	0.77	1.05	1.09	0.49	1.41	0.95	0.56	1.04	0.35	0.38	0.35	0.33	0.37	0.21	0.29
MgO	13.31	12.99	13.08	7.29	7.01	8.41	7.01	7.46	8.4	8.39	6.91	8.47	8.3	7.19	8.49	11.22	11.47	11.3	12.02	12.55	13.1	12.88
CaO	21.69	22.58	22.37	16.8	13.83	0.67	20.23	12.26	0.66	0.87	19.17	0.88	0.9	19.9	0.81	22.44	23.06	21.18	22.68	22.46	21.39	20.71
K ₂ O	0.02	0	0	0.01	0	0	0.01	0.04	0.03	0	0	0.02	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.02	0	0.01	0.04	0.02
Na ₂ O	0.62	0.68	0.57	0.47	0.39	0	0.52	0.27	0	0.01	0.49	0.03	0.03	0.58	0.02	0.67	0.54	0.87	0.41	0.38	0.68	0.74
Total	99.53	100.61	98.81	100.58	97.22	100.88	99.16	101.87	100.17	101.63	99.09	100.62	100.37	99.8	100.92	98.9	98.7	99.21	99	98.87	100.25	98.9

Muestra	R2016-10			R2017-1								R2017-3					R2017-15b					
	Punto	1	2	3	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	Cpx 1
Si	1.94	1.91	1.94	1.91	1.93	1.93	1.94	1.91	1.94	1.92	1.94	1.91	1.92	1.92	1.92	1.88	1.9	1.85	1.9	1.91	1.9	1.91
Ti	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0.01	0	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Al (T)	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.02	0.05	0.04	0.02	0.02	0.06	0.02	0.02	0.05	0.02	0.09	0.07	0.14	0.07	0.05	0.1	0.09
Al (M1)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.03
Fe ³⁺ (T)	0	0.02	0.01	0.04	0.01	0.05	0.01	0.05	0.04	0.05	0	0.07	0.06	0.02	0.06	0.02	0.03	0.01	0.02	0.05	0	0
Fe ³⁺ (M1)	0.08	0.13	0.1	0.11	0.09	0.06	0.1	0.11	0.06	0.07	0.09	0.09	0.08	0.11	0.07	0.14	0.13	0.17	0.12	0.11	0.12	0.1
Fe ²⁺	0.23	0.18	0.2	0.69	0.82	1.36	0.57	0.88	1.35	1.34	0.63	1.3	1.33	0.56	1.33	0.23	0.22	0.23	0.23	0.22	0.22	0.24
Mn	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02	0.05	0.03	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.74	0.72	0.74	0.43	0.43	0.51	0.41	0.44	0.51	0.51	0.41	0.52	0.51	0.42	0.52	0.64	0.65	0.64	0.68	0.71	0.73	0.72
Ca	0.87	0.9	0.91	0.71	0.61	0.03	0.86	0.52	0.03	0.04	0.81	0.04	0.04	0.84	0.04	0.92	0.94	0.86	0.92	0.92	0.85	0.84
Na	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0	0.04	0.02	0	0	0.04	0	0	0.04	0	0.05	0.04	0.06	0.03	0.03	0.05	0.05
Total	3.98	4.01	4	4.01	4.01	4	4	4	3.99	3.99	4.01	4	3.99	3.99	4	3.99	4	3.99	3.99	4.02	4	4

* La fórmula química estructural de los piroxenos puede expresarse como XYZ₂O₆, en donde la posición X puede ser ocupada por Na⁺, Ca²⁺, Mn²⁺, Fe²⁺ o Mg²⁺, la posición Y puede ser ocupada por Mn²⁺, Fe²⁺, Mg²⁺, Al³⁺, Cr³⁺ o Ti⁴⁺ y la posición Z puede estar ocupada por Si⁴⁺ o Al³⁺.

8.2.3. Feldespatos

Se realizaron análisis en cristales de plagioclasa y feldespato presentes en coronas, pertitas, pseudomorfos, o bien, como inclusiones dentro de otras fases, como granate y hornblenda, en muestras cuarzofeldespáticas, máficas y pelíticas. Los datos obtenidos están contenidos en la Tabla 9, tanto en porcentaje en peso como en apfu.

Tabla 9. Resultados de los análisis realizados con SEM en feldespatos de muestras máficas y pelíticas, junto con su estequiometría* (apfu).

Muestra	R2016-8 (Máfica)						R2017-10 (Pelítica)		
Punto	S1	S2	S6	S7	S8	S9	S2	S4	S10
K₂O	11.6	0.61	9.61	1.16	9.79	1.35	0.21	10.72	8.71
SiO₂	62.66	58.44	62.4	58.77	62.1	58.83	71.52	70.94	59.95
Na₂O	2.61	8.1	3.51	7.33	3.42	7.24	5.29	0.98	0.99
CaO	1.12	6.98	2.12	7.07	2.25	6.86	4.88	0	1.36
Al₂O₃	20.76	25.74	21.42	25.55	21.37	25.33	18.11	17.36	28.98
BaO	1.25	0.14	0.94	0.12	1.07	0.38	0	0	0
Total	100	100.01	100	100	100	99.99	100.01	100	99.99

Muestra	R2016-8 (Máfica)						R2017-10 (Pelítica)		
Punto	S1	S2	S6	S7	S8	S9	S2	S4	S10
Si	2.77	2.93	2.76	2.95	2.66	2.84	3.29	3.32	2.76
Al	1.16	1.07	1.21	1.07	1.2	1.08	0.98	0.96	1.57
Fe3	0	0	0	0	0.05	0.05	0	0	0
Ca	0.34	0.02	0.18	0.02	0.27	0.11	0.24	0	0.07
Ba	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0
Na	0.69	0.2	0.66	0.65	0.78	0.3	0.47	0.09	0.09
K	0.04	0.77	0.19	0.3	0.04	0.6	0.01	0.64	0.51
tot. cat.	5	5	5	5	5	5	5	5	5
tot. oxy.	7.98	7.98	7.94	8.01	7.87	7.95	8.54	8.43	8.25

*La fórmula estructural de los feldespatos puede expresarse como MT_4O_8 . Los sitios T están ocupados principalmente por Si y Al. Los sitios M suelen ser ocupados principalmente por cationes como K, Na y Ca; elementos como Sr, Rb, Fe, Mg y Ba también pueden ocupar dicha posición, aunque en menor medida. Así, la composición de cualquier feldespato suele expresarse en términos del contenido de albita ($NaAlSi_3O_8$), anortita ($CaAl_2Si_2O_8$) y ortoclasa ($KAlSi_3O_8$).

Tabla 10. Resultados de los análisis realizados con SEM en feldespatos de muestras cuarzofeldespáticas, junto con su estequiometría (apfu).

Muestra	R2017-3				R2016-10				R2017-1				R2016-2						
Punto	S6	S7	S8	S9	S14	S22	S23	S12	S6	S13	S17	S18	S19	S2	S3	S4	S9	S19	S39
K₂O	0.67	10.33	0.89	10.41	0.65	1.6	12.31	0.46	10.87	0.72	13.22	3.3	5.34	12.54	1.77	10.07	11.52	0	12.01
FeO	1.4	1.3	1.38	1.27	0	0	0	1.44	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SiO₂	60.03	61.94	61.08	62.7	64.28	62.45	63.18	61.9	67.75	62.08	64.14	62.11	66.19	60.11	50.36	59.21	59.27	57.75	61.58
Na₂O	9.12	3.41	9.09	3.19	9.56	9.32	2.63	9.35	1.96	7.97	2.31	7.7	7.53	2.07	6.18	3.13	0.84	10.15	0
CaO	5.78	2.34	4.92	2.45	5.36	4.79	2.48	5.79	1.34	7.1	0.41	3.85	0.52	5.97	14.49	6.64	7.81	12.61	7.05
Al₂O₃	22.99	19.91	22.64	19.98	18.27	21.83	19.41	21.06	18.07	22.12	19.92	23.03	20.42	19.31	26.01	20.96	17.9	19.49	17.13
MgO	0	0	0	0	1.89	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.65	0	2.24
BaO	0	0.77	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99.99	100	100	100	100.01	99.99	100.01	100	99.99	99.99	100	99.99	100	100	98.81	100.01	99.99	100	100.01

Muestra	R2017-3				R2016-10				R2017-1				R2016-2						
Punto	S6	S7	S8	S9	S14	S22	S23	S12	S6	S13	S17	S18	S19	S2	S3	S4	S9	S19	S39
Si	2.94	2.95	2.94	2.95	2.94	2.9	2.94	3.13	2.7	2.87	2.83	2.75	2.88	2.75	2.27	2.69	2.72	2.53	2.85
Al	1.07	1.04	1.06	1.06	1.06	1.07	1.07	0.98	1.18	1.08	0.95	1.13	1.04	1.04	1.38	1.12	0.97	1.01	0.93
Fe3	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0.05	0.05	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.12	0	0	0	0	0	0.18	0	0.15
Ca	0	0	0	0	0	0	0.01	0.07	0.23	0.12	0.25	0.23	0.12	0.29	0.7	0.32	0.38	0.59	0.35
Na	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.18	0.78	0.28	0.81	0.8	0.23	0.18	0.54	0.28	0.07	0.86	0
K	0.93	0.96	0.93	0.93	0.94	0.96	0.93	0.64	0.05	0.61	0.04	0.09	0.72	0.73	0.1	0.58	0.67	0	0.71
Tot. cat.	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Tot. oxy.	7.98	7.97	7.99	8	7.98	7.94	7.98	8.22	7.9	7.98	7.87	7.88	7.93	7.81	7.64	7.82	7.83	7.61	7.96

Tabla 11. Resultados de los análisis realizados con microsonda electrónica en feldespatos de muestras máficas y cuarzofeldespáticas, junto con su estequiometría (apfu).

Muestra	R2016-11 (Máfica)				R2017-3 (Cuarzofeldespática)			R2016-10 (Cuarzofeldespática)							
	Agregado de cristales 1-1	Agregado de cristales 1-2	Agregado de cristales 1-3	Corona en apatito	Inclusión en Opx 1	Inclusión 1 en Opx 2	Cristal individual	Simplectita borde 1	Simplectita borde 2	Simplectita borde 3	Simplectita borde 4	Borde sobre Bt 6	Borde sobre Bt 7	Borde sobre Bt 8	Borde en TtBt
TiO2	0.01	-0.02	-0.01	0.01	0.01	-0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	-0.05	0.04	0.05	0.03
MnO	-0.08	0.02	-0.06	0.01	0.01	0.08	0.01	-0.05	0	0.1	0.06	-0.07	-0.01	0.02	0.03
K2O	0.01	0.03	0.01	0.08	0.48	0.15	15.55	15.96	15.73	15.7	15.66	15.85	15.47	15.61	15.66
FeO	0.09	0.13	0.21	0.38	-0.03	0.19	0.06	0.23	0.36	0.19	0.15	0.23	-0.03	0.22	0.21
SiO2	55.55	56.77	56.73	57.37	62.37	59.09	62.91	62.48	63.17	63.42	62.27	61.24	62.55	62.41	61.54
Na2O	7.06	7.15	6.84	6.84	7.91	8.41	0.68	0.47	0.47	0.49	0.49	0.56	0.63	0.45	0.57
CaO	7.63	7.77	7.71	7.52	1.3	5.21	0.06	0.02	0.01	-0.01	0.03	0.07	0.1	0.04	0.01
Al2O3	26.92	26.83	27.05	26.99	21.99	24.67	19.41	18.72	19.34	19.27	19.11	19.17	19.4	19.45	19.08
MgO	0.01	0	0	-0.02	0.09	-0.01	0.02	0.02	0.04	0	-0.05	0.01	-0.02	0	0.01
Total	97.21	98.68	98.46	99.18	94.12	97.77	98.7	97.86	99.16	99.17	97.72	97.02	98.13	98.25	97.15

Muestra	R2016-11				R2017-3			R2016-10							
	Agregado de cristales 1-1	Agregado de cristales 1-2	Agregado de cristales 1-3	Corona en apatito	Inclusión en Opx 1	Inclusión 1 en Opx 2	Cristal individual	Simplectita borde 1	Simplectita borde 2	Simplectita borde 3	Simplectita borde 4	Borde sobre Bt 6	Borde sobre Bt 7	Borde sobre Bt 8	Borde en TtBt
Si	2.54	2.56	2.57	2.59	2.95	2.67	2.93	2.92	2.88	2.59	2.85	2.62	2.84	2.63	2.74
Al	1.45	1.43	1.44	1.43	1.23	1.32	1.08	1.07	1.13	1.34	1.15	1.34	1.15	1.33	1.1
Fe³	0	0	0.01	0	0	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0.05
Fe²	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0.37	0.38	0.37	0.36	0.07	0.25	0	0	0.06	0.33	0.1	0.34	0.11	0.33	0.27
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0.02	0	0.02	0	0.02	0.01	0
Na	0.63	0.63	0.6	0.6	0.72	0.74	0.04	0.05	0.23	0.7	0.31	0.63	0.3	0.63	0.8
K	0	0	0	0	0.03	0.01	0.94	0.95	0.68	0.03	0.56	0.07	0.57	0.08	0.03
Tot. cat.	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Tot. oxy.	7.96	7.97	8	8	8.18	7.96	7.99	7.96	7.99	7.9	7.99	7.94	7.98	7.94	7.9

En general, la composición de los cristales xenoblásticos de plagioclasa y feldespato varía de una muestra a otra sin presentar un patrón de distribución específico en el diagrama ternario de clasificación de feldespatos (Figura 24A).

En las muestras cuarzofeldespáticas, el contenido de albita (Ab) en las plagioclasas varía entre 61.59 y 88.41%, y en las muestras máficas varía entre 60.74 y 65.54%. En el caso particular de la muestra pelítica analizada sólo se midió la composición de un cristal de plagioclasa que se encuentra en forma de inclusión dentro de un granate y que tiene un contenido de Ab del 65.11% (Figura 24A).

Por otro lado, el contenido de ortoclasa (Or) en los feldespatos medidos varía entre 31 y 95.66% en las muestras cuarzofeldespáticas, en las muestras máficas varía entre 57.46 y 70.27%, y en la muestra pelítica varía entre 76.69 y 87.80% (Figura 24A).

Asimismo, se obtuvo la composición química de los porfidoblastos pertíticos en una muestra máfica, una cuarzofeldespática y una calcisilicatada. En los tres casos, la matriz tiene composiciones más cercanas a albita ($An_{31}Ab_{65}Or_{4}$), mientras que las exsoluciones pertíticas tienen composiciones con tendencias más cercanas a ortoclasa ($An_6Ab_{24}Or_{70}$) (Figura 24B).

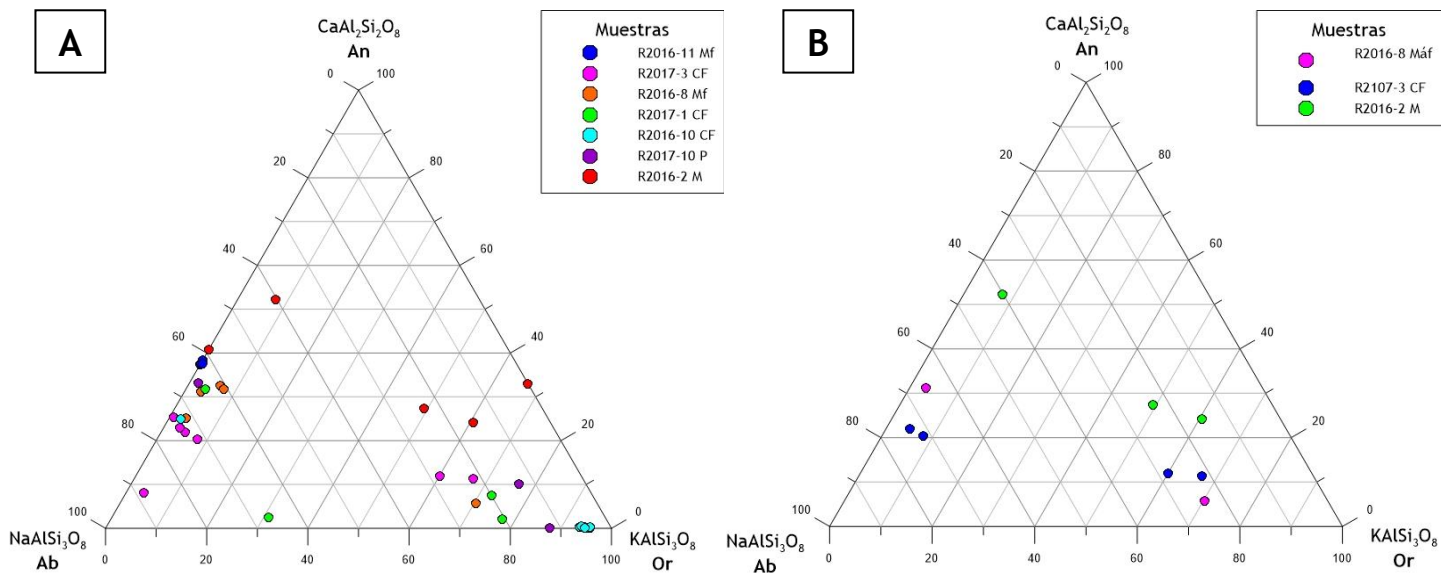


Figura 24. A. Diagrama ternario en el que se muestra la variación composicional de los Fsp y las PI medidas en esta tesis. B. Diagrama ternario en el que se muestra la variación composicional entre los “cristales matriz” y sus exsoluciones (pertitas). M y Mf = máfica, CF = cuarzofeldespática, P = pelítica.

8.2.4. Anfíboles

Se realizaron análisis químicos de cristales de anfíbol en muestras máficas y cuarzofeldespáticas que se encuentran como cristales individuales subidioblásticos, relictos, o bien, como microcristales fibrosos que conforman coronas y pseudomorfos. Los datos obtenidos están contenidos en las Tablas 12 y 13, tanto en porcentaje en peso como en apfu.

Los anfíboles pueden clasificarse primeramente en cinco grupos que se encuentran definidos por la identidad y las cantidades de cationes B (Hawthorne & Oberti, 2007). Dichos grupos son el de los anfíboles de magnesio-hierro-manganeso-litio, el de los anfíboles cálcicos, el de los anfíboles sódico-cálcicos, el de los anfíboles sódicos y el de los anfíboles de sodio-calcio-magnesio-hierro-manganeso-litio.

En las muestras de litologías máficas, los cristales mejor conservados, que petrográficamente fueron identificados como hornblendas, pertenecen al grupo de los anfíboles cálcicos y su composición química cae dentro de los campos de la hastingsita rica en titanio, o bien, de la hastingsita potásica. En el caso de las muestras que presentan una mayor alteración hasta facies de anfíbolita, los cristales ópticamente identificados como hornblendas también pertenecen al subgrupo cálcico de los anfíboles y poseen composiciones de ferro-tschermakita y magnesio-ferri-hornblenda (Figura 25).

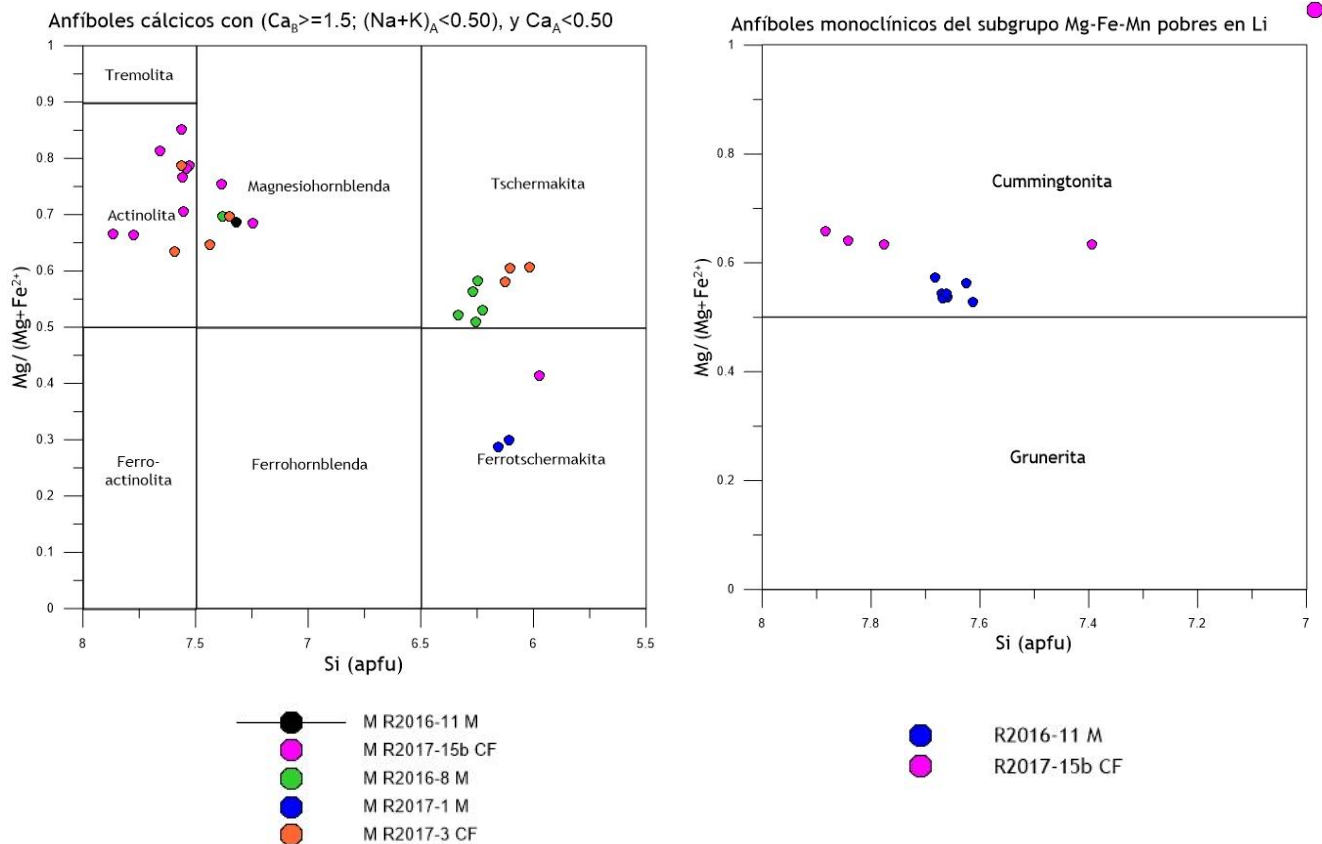


Figura 25. Diagramas de variación composicional de los anfíboles. El diagrama izquierdo representa la variación composicional de los anfíboles cálcicos medidos en diferentes muestras. El diagrama derecho representa la variación composicional de los anfíboles monoclinicos del subgrupo Mg-Fe-Mn pobres en Li que fueron medidos en una muestra máfica y en una cuarzofeldespática. M = máfica, CF = cuarzofeldespática.

En muestras de litologías cuarzofeldespáticas, los cristales individuales menos alterados y que ópticamente fueron identificados como hornblendas también pertenecen al subgrupo de los anfíboles cálcicos; sin embargo, en el caso de las muestras analizadas de este litotipo químico, la diversidad química de hornblendas es mayor, puesto que se encontraron cristales de hastingsita rica en titanio y/o magnesio, hastingsita potásica, y edenita (Figura 25).

En el caso de los microcristales de anfíbol involucrados en diferentes texturas de retrogresión metamórfica en muestras máficas se encontró que los núcleos de algunos pseudomorfos que se observan con zoneamiento en el microscopio petrográfico son de cristales relictos individuales de magnesio-ferri-hornblenda. Otros pseudomorfos que se observan completamente constituidos por una sola fase están conformados por microcristales fibrosos de anfíboles del subgrupo del Mg-Fe-Mn y que tienen composiciones químicas de cummingtonita (Figura 25).

Por último, en muestras cuarzofeldespáticas como la R2017-15b se logró una caracterización química bastante completa del cambio composicional de las diferentes coronas que rodean a los orto y clinopiroxenos (Figura 14 y 15); por ejemplo, se encontró que los ortopiroxenos tienden a desarrollar coronas simples/individuales de cummingtonita, mientras que los clinopiroxenos tienen a desarrollar coronas múltiples concéntricas y hasta simplectíticas que tienen una composición actinolítica cerca del cristal de piroxeno y cummingtonítica en las porciones más externas. En ocasiones, los cristales de actinolita o de cummingtonita se encuentran en crecimiento simplectítico con cristales de textura también ultrafina de composición magnesio-ferri-hornblendítica o ferro-ferri-tschermakítica. Asimismo, es necesario destacar que las coronas múltiples de anfíboles de diferentes composiciones se encuentran separadas por coronas aún más delgadas de microcristales de minerales opacos (sulfuros) (Figura 15), y que la última corona que rodea a todas las demás coronas concéntricas está conformada por cristales de clorita. La composición química de los cristales de clorita que conforman dichas estructuras es descrita con detalle en la siguiente sección.

Tabla 12. Resultados de análisis realizados con microsonda electrónica en anfíboles de muestras máficas junto con su estequiometría* (apfu).

Muestra	R2016-11									R2016-8					
	Pseudomorfo			Corona en pseudomorfo						Pseudomorfo		Borde pseudomorfo		Cristal individual	
	5	6	7	1	2	3	4	5	1	2	2.1	2.2	1	2	
TiO ₂	0.12	0.03	0.04	0.03	0.1	-0.04	0.04	0	0.07	0.25	0.21	0.41	0.43	0.28	
MnO	0.28	0.76	0.7	0.78	0.81	0.92	0.67	1	0.26	0.23	0.31	0.28	0.29	0.29	
K ₂ O	0.1	0	0.04	-0.01	0.02	0.05	0	0.09	0.36	0.04	0.35	0.37	0.36	0.32	
FeO	17.3	28.17	28.81	26.77	27.89	28.88	28.65	27.29	19.83	16.1	20.18	19.92	20.47	20.2	
SiO ₂	50.53	52.12	51.58	51.77	51.77	52.6	52.49	51.13	42.01	50.37	40.9	41.15	41.7	40.27	
Na ₂ O	0.54	0.1	0.05	0.11	0.32	0.14	0.14	0.15	1.51	0.58	1.59	1.65	1.46	1.39	
CaO	10.83	0.77	0.7	0.72	1.17	0.5	0.63	0.83	11.01	11.61	10.96	10.94	10.98	10.95	
Al ₂ O ₃	3.81	0.32	0.49	0.38	1.67	0.85	0.73	0.66	12.96	3.27	12.94	13.15	12	11.25	
MgO	14.5	15.65	15.66	16.72	15.18	15.89	16.14	16.08	8.57	14.29	8.16	8.58	9.4	8.83	
Total	98.01	97.91	98.06	97.27	98.9	99.78	99.48	97.22	96.57	96.73	95.6	96.43	97.09	93.77	

Textura/Punto	R2016-11									R2016-8					
	Pseudomorfo			Corona en pseudomorfo						Pseudomorfo		Borde pseudomorfo		Cristal individual	
	5	6	7	1	2	3	4	5	1	2	2.1	2.2	1	2	
Si	7.32	7.67	7.66	7.68	7.61	7.67	7.66	7.63	6.34	7.38	6.26	6.23	6.25	6.27	
Al	0.65	0.06	0.09	0.07	0.29	0.15	0.13	0.12	1.67	0.56	1.75	1.78	1.76	1.73	
Ti	0.01	0	0	0	0.01	0	0.01	0	0	0.03	0	0	0	0	
Fe ³⁺	0.02	0.27	0.25	0.25	0.09	0.19	0.21	0.26	0	0.03	0	0	0	0	
Total sitio T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	
Al	0	0	0	0	0	0	0	0	0.64	0	0.59	0.57	0.36	0.33	
Fe ³⁺	0.65	0.33	0.33	0.32	0.37	0.32	0.34	0.36	0.74	0.58	0.79	0.8	1.06	1.04	
Fe ²⁺	1.22	1.17	1.21	0.99	1.3	1.22	1.15	1.07	1.69	1.29	1.74	1.65	1.43	1.55	
Mg	3.13	3.5	3.47	3.7	3.33	3.45	3.51	3.58	1.93	3.12	1.86	1.94	2.1	2.05	
Total sitio C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	
Mn ²⁺	0.03	0.1	0.09	0.1	0.1	0.11	0.08	0.13	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	
Fe ²⁺	0.21	1.77	1.79	1.77	1.67	1.79	1.8	1.72	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.04	
Ca	1.68	0.12	0.11	0.12	0.18	0.08	0.1	0.13	1.78	1.82	1.8	1.77	1.76	1.83	
Na	0.08	0.01	0.01	0.02	0.05	0.02	0.02	0.02	0.12	0.08	0.11	0.12	0.13	0.09	
Total sitio B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Na	0.08	0.01	0.01	0.02	0.05	0.02	0.02	0.02	0.32	0.08	0.36	0.36	0.3	0.33	
K	0.02	0	0.01	0	0	0.01	0	0.02	0.07	0.01	0.07	0.07	0.07	0.06	
Total sitio A	0.09	0.01	0.02	0.02	0.05	0.03	0.02	0.04	0.39	0.09	0.43	0.43	0.37	0.39	
O	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	
OH	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Total sitio W	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Suma T,C,B,A	15.09	15.01	15.02	15.02	15.05	15.03	15.02	15.04	15.39	15.09	15.43	15.43	15.37	15.39	

* La fórmula química general de los anfíboles puede expresarse como AB₂C₅T₈O₂₂W₂, en donde A = Na, K, □, Ca, Li, B = Na, Li, Ca, Mn²⁺, Al, Fe³⁺, Mn³⁺, Ti⁴⁺, Li, T = Si, Al, Ti⁴⁺, W = (OH), F, Cl, O²⁻, y C = elementos menores como Zn, Ni²⁺, Co²⁺, V³⁺, Sc, Cr³⁺, Zr.

Tabla 13. Resultados de análisis realizados con microsonda electrónica en anfíboles de muestras cuarzofeldespáticas junto con su estequiometría (apfu).

Muestra	R2017-15b														R2017-1					R2017-3					
Textura	1	2	3	4	5	6	7	9	10	11	12	13	15	Corona en Cpx	Corona en Cpx 2	Corona en Opx	Anfíbol subidioblástico	Px con borde de Cpx	Anfíbol subidioblástico	Anfíbol en "Hbl"	Anfíbol	Anfíbol junto a Px	Anfíbol en corona en Px 1	Anfíbol en corona en Px 2	Alteración en anfíbol
TiO ₂	0.1	0.11	0.08	0.01	0.16	0.03	-0.01	0.05	0.04	0.08	0.08	0.03	-0.01	0.18	0.01	0.03	2.5	2.25	0.09	0.16	2.95	0.05	1.57	0.09	2.17
MnO	0.3	0.18	0.42	0.45	0.19	1.38	1.02	0.46	0.2	0.32	0.48	1.34	0.22	0.18	0.31	1.59	0.25	0.25	0.44	0.41	0.17	0.27	0.3	0.39	0.16
K ₂ O	0.05	0.05	0.03	0.04	0.06	0.01	-0.02	0.01	0.18	0.05	0.07	0.14	0.22	0.07	0.73	0	1.96	2	0	-0.01	1.65	0.17	1.71	0.14	1.8
FeO	12.39	15.38	10.52	10.81	14.69	21.54	20.06	13.36	24.61	12.78	13.89	21.71	15.51	15.2	23.06	21.59	25.69	26.63	12.07	12.64	17.08	13.42	17.73	13.45	16.64
SiO ₂	52.9	53.52	53.59	54.23	55.1	53.5	55.06	53.58	28.19	52.25	51.67	53.1	50.74	52.33	39.01	54.69	38.52	38.58	50.33	52.48	40.14	49.1	40.31	52.08	39.67
Na ₂ O	0.3	0.21	0.18	0.22	0.23	0.1	0.04	0.34	0.02	0.31	0.6	0.1	0.59	0.2	1.27	0.05	1.71	1.65	0.38	0.35	1.77	0.25	1.29	0.15	1.95
CaO	11.89	12.23	11.95	11.43	12.14	1.16	0.72	11.35	0.03	11.81	10.32	0.65	11.9	12.33	11.34	0.81	10.46	10.34	22.29	20.78	11.19	12.37	11.42	12.76	11.15
Al ₂ O ₃	2.61	1.02	1.85	1.89	0.83	0.99	0.63	2.2	15.52	2.38	4.1	1.26	5.9	2.15	15.01	0.4	10.39	10.44	0.95	1.09	11.03	4.88	12.12	0.89	12.45
MgO	17.27	14.86	18.99	18.87	15.58	18.79	20.47	17.64	18.23	16.57	16.6	18.8	14.03	15.18	6.1	19.53	5.11	5.21	12.39	12.31	10.69	13.8	10.36	16.65	10.88
Total	97.8	97.56	97.6	97.95	98.97	97.49	97.96	98.98	87.02	96.55	97.8	97.13	99.1	97.82	96.83	98.69	96.58	97.34	98.94	100.2	96.67	94.3	96.81	96.6	96.87

Muestra	R2017-15b														R2017-1					R2017-3					
Textura	1	2	3	4	5	6	7	9	10	11	12	13	15	Corona en Cpx	Corona en Cpx 2	Corona en Opx	Anfíbol subidioblástico	Px con borde de Cpx	Anfíbol subidioblástico	Anfíbol en "Hbl"	Anfíbol	Anfíbol junto a Px	Anfíbol en corona en Px 1	Anfíbol en corona en Px 2	Alteración en anfíbol
Si	7.53	7.77	7.56	7.66	7.86	7.78	7.88	7.54	4.55	7.56	7.39	7.39	7.24	7.56	5.97	7.84	6.16	6.11	7.44	7.59	6.13	7.35	6.1	7.56	6.02
Al	0.44	0.18	0.31	0.32	0.14	0.17	0.11	0.37	2.96	0.41	0.62	0.21	0.76	0.37	2.03	0.07	1.85	1.89	0.17	0.19	1.88	0.65	1.9	0.15	1.98
Ti	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0.02	0	0	0	0	0.01	0.02	0	0	0	0.01	0
Fe ³⁺	0.03	0.04	0.12	0.03	0	0.05	0.01	0.09	0.49	0.03	0	0.4	0	0.06	0	0.09	0	0	0	0	0	0	0	0.28	0
Total sitio T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	7.61	7.8	8	8	8	8	8
Al	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.08	0	0.24	0	0.68	0	0.11	0.06	0	0	0.11	0.21	0.27	0	0.25
Mn ³⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0.45	0.21	0.42	0.33	0.09	0.22	0.12	0.45	2.84	0.43	0.51	0.58	0.48	0.41	0.98	0.16	0.42	0.65	0	0	0.43	0.34	0.72	0.38	0.52
Mn ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.05	0.05	0	0.03	0	0.04	0
Fe ²⁺	0.88	1.58	0.58	0.69	1.57	0.71	0.52	0.85	0	1	0.87	0.52	1.3	1.32	1.95	0.67	2.95	2.8	1.49	1.53	1.7	1.34	1.5	0.98	1.53
Mg	3.66	3.22	4	3.97	3.32	4.07	4.37	3.7	2.13	3.57	3.54	3.9	2.99	3.27	1.39	4.18	1.22	1.23	2.73	2.65	2.43	3.08	2.34	3.6	2.46
Total sitio C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	4.28	4.23	5	5	5	5	5
Mn ²⁺	0.04	0.02	0.05	0.02	0.02	0.17	0.12	0.06	0	0.04	0.06	0.16	0.03	0.02	0.04	0.19	0.03	0.03	0	0	0.02	0.01	0.04	0.01	0.02
Fe ²⁺	0.11	0.05	0.12	0.22	0.09	1.64	1.76	0.19	0	0.09	0.28	1.73	0.07	0.04	0.02	1.68	0.07	0.08	0	0	0.06	0	0.03	0	0.07
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	2.26	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1.81	1.9	1.81	1.73	1.86	0.18	0.11	1.71	0	1.83	1.58	0.1	1.82	1.91	1.86	0.12	1.79	1.76	2	2	1.83	1.98	1.85	1.98	1.81
Na	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.05	0	0.04	0.08	0.01	0.08	0.03	0.07	0.01	0.11	0.13	0	0	0.09	0.01	0.08	0.01	0.1
Total sitio B	2	2	2	2	2	2	2	2	2.26	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.53	1.22	0	0	0	0	0
Na	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.05	0.01	0.04	0.08	0.01	0.08	0.03	0.3	0.01	0.42	0.38	0.11	0.1	0.43	0.06	0.3	0.03	0.47
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0.04	0.01	0.01	0.03	0.04	0.01	0.14	0	0.4	0.4	0	0	0.32	0.03	0.33	0.03	0.35

Total sitio A	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.01	0.05	0.05	0.05	0.1	0.04	0.12	0.04	0.45	0.01	0.82	0.78	1.64	1.32	0.76	0.1	0.63	0.06	0.82	
O	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
OH	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Total sitio W	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Suma T,C,B,A	15.05	15.04	15.03	15.04	15.04	15.02	15	15.05	15.31	15.05	15.1	15.04	15.13	15.04	15.44	15.01	15.82	15.78	15.53	15.35	15.76	15.1	15.63	15.06	15.82	

8.2.5. Cloritas

Se analizó la composición de cristales de clorita en tres muestras diferentes, una de carácter químico máfico y dos de carácter químico cuarzofeldespático. Los datos obtenidos están contenidos en la Tabla 14, tanto en porcentaje en peso como en apfu.

Tabla 14. Resultados de análisis realizados con microsonda electrónica en cloritas de muestras máficas y cuarzofeldespáticas (QFs), junto con su estequiometría (apfu).

Muestra	R2016-11 (Máfica)		R2017-3 (QFs)					Alteración en amph	R2017-15b (QFs)	
	Agregado de cristales		Corona en Px						Punto	
	2	3	1	2	3	4	5		8	14
SiO₂	25.49	24.99	26.29	26.29	26.98	27.26	25.49	26.62	27.84	24.99
TiO₂	0.06	0.1	0.07	0.23	0.04	0.03	0.05	0.03	0	0.1
Al₂O₃	19.38	20.77	20.42	18.54	18.57	19.32	18.91	18.52	16.84	20.77
FeO	24.25	25.46	22.88	24.61	25.37	23.46	25.12	22.99	23.7	23.92
MnO	0.16	0.1	0.28	0.23	0.42	0.33	0.31	0.41	0.15	0.14
MgO	16.19	16.91	18.88	17.42	18.33	19.13	17.56	18.39	18.39	19.77
CaO	0	0.02	0.11	0.06	0.06	0.02	0.08	0.08	0.05	0.27
Na₂O	0.01	0	0	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.01	0
K₂O	0.02	0.02	0.04	0.08	0.11	0.04	0.02	0.07	0.03	0.03
Total	85.55	88.36	88.96	87.48	89.88	89.62	87.58	87.14	87.02	89.99

Muestra	R2016-11		R2017-3					Alteración en Amph	R2017-15b	
	Agregado de cristales		Corona en Px							
	2	3	1	2	3	4	5		8	14
Si	5.48	6.24	5.37	5.52	5.52	5.54	5.36	5.57	5.74	5.27
Al iv	2.51	1.76	2.63	2.48	2.48	2.46	2.64	2.43	2.26	2.73
Al vi	2.41	4.35	2.31	2.14	2.03	2.18	2.08	2.16	1.86	2.46
Ti	0.01	0.02	0.01	0.04	0.01	0	0.01	0	0	0.02
Fe³⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe²⁺	4.4	0	4.04	4.45	4.54	4.1	4.65	4.14	4.26	4.32
Mn	0.03	0.02	0.05	0.04	0.07	0.06	0.05	0.07	0.02	0.02
Mg	5.19	6.29	5.75	5.46	5.58	5.79	5.5	5.74	6.07	5.32
Ca	0	0	0.02	0.01	0.01	0	0.02	0.02	0.01	0
Na	0.01	0	0	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0
K	0.01	0.01	0.02	0.04	0.06	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01
OH*	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Total	36.05	34.69	36.2	36.21	36.32	36.17	36.35	36.19	36.24	36.15

Aunque los cristales de clorita analizados se encuentran en tres muestras diferentes, sus composiciones son bastante parecidas entre ellas y todos ellos se caracterizan por tener contenidos intermedios de Al, Fe y Mg. Tetiker et al. (2015) construyeron un diagrama de clasificación química para las cloritas (Figura 26A) que concilia tres clasificaciones que habían sido propuestas con anterioridad (Foster, 1962; Curtis et al., 1985; Bailey, 1980). Las cloritas estudiadas del Complejo Oaxaqueño poseen composiciones que caen dentro del campo de la brunsvigita en dicho diagrama (Figura 26A).

Por otro lado, las cloritas del CO estudiadas poseen composiciones pertenecientes a la parte media del campo de las cloritas Tipo I del diagrama ternario propuesto por Zane y Weiss (1998) (Figura 26B).

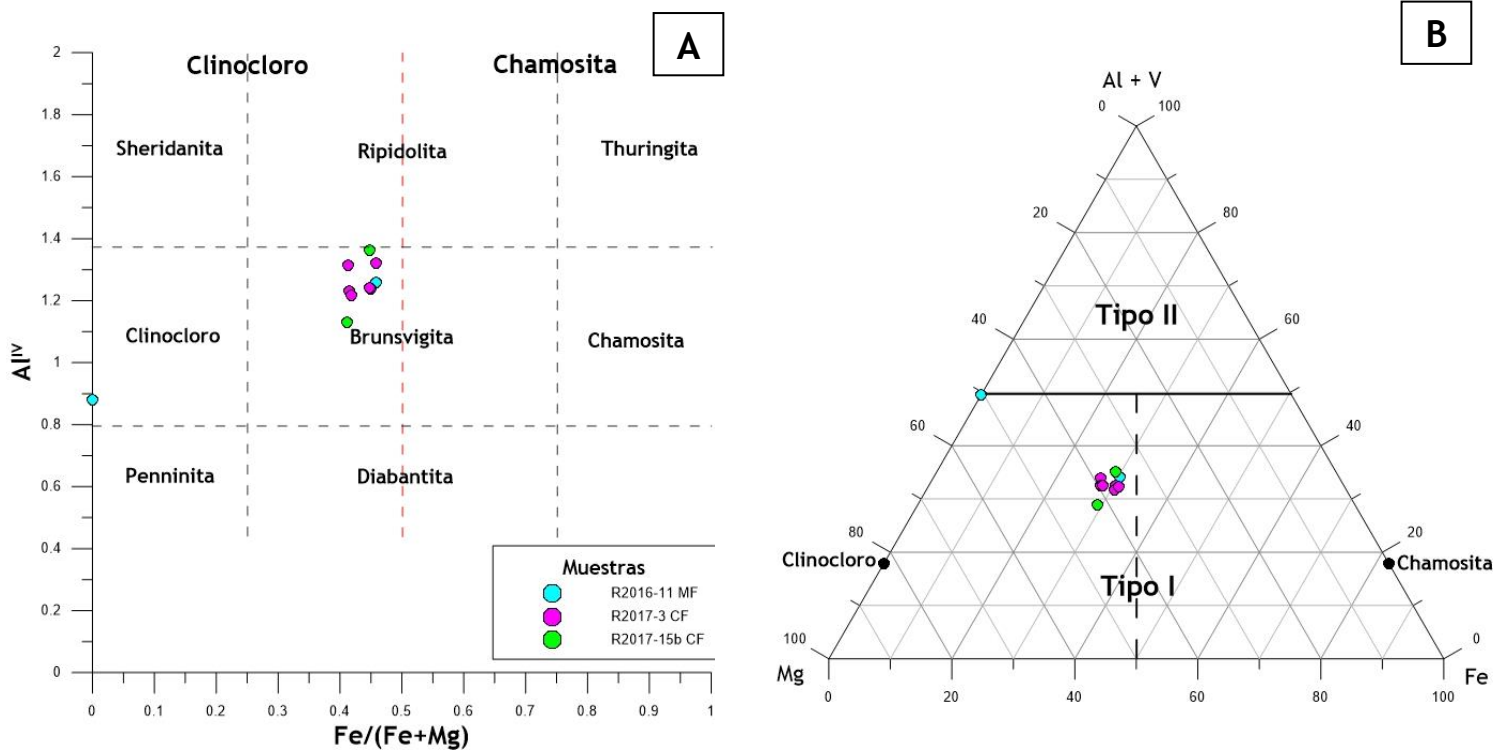


Figura 26. A. Diagrama de clasificación química de las cloritas, modificado de Tetiker et al. (2015). B. Diagrama de variación composicional de las cloritas según Zane y Weiss (1998).

8.2.6. Micas oscuras

Se llevó a cabo la caracterización química de estas fases minerales en dos muestras cuarzofeldespáticas, una pelítica y una máfica. Los datos obtenidos están contenidos en las Tablas 15 y 16, tanto en porcentaje en peso como en apfu.

Tabla 15. Resultados de análisis realizados con microsonda electrónica en micas oscuras de muestras máficas junto con su estequiometría (apfu).

Muestra	R2016-8			R2016-11		
Textura	Pseudomorfo 1-1	Pseudomorfo 1-3	Borde en pseudomorfo 2	Agregado de Bt	Agregado de cristales	Corona en Ap
SiO ₂	34.98	33.73	34.44	34.57	34.77	34.5
TiO ₂	1.17	1.72	1.98	2.03	1.94	1.66
Al ₂ O ₃	16.35	16.15	15.44	15.32	15.29	15.84
FeO*	22.32	23.1	23.96	22.86	22.43	22.17
MnO	0.06	0.09	0.15	0.07	0.16	0.01
MgO	10.54	10.43	10.28	10.72	12.19	12.43
CaO	0.07	0.03	0.07	-0.01	0.01	0.05
Na ₂ O	0.03	0.05	0.1	0.09	0.27	0.2
K ₂ O	9.15	8.53	8.9	8.76	8.5	8.45
Total	94.66	93.83	95.32	94.4	95.54	95.3

Catión	Pseudomorfo 1-1	Pseudomorfo 1-3	Borde en pseudomorfo 2	Agregado de Bt	Agregado de cristales	Corona en Ap
Si	6.29	6.2	6.29	6.29	6.19	6.14
Al IV	1.71	1.8	1.71	1.71	1.81	1.86
Z	8	8	8	8	8	8
Al T	3.47	3.5	3.32	3.28	3.21	3.32
Fe T	3.36	3.55	3.66	3.48	3.34	3.3
Ti	0.16	0.24	0.27	0.28	0.26	0.22
Al VI	1.76	1.69	1.61	1.57	1.4	1.46
Fe ⁺²	0	0	0	0	0	0
Fe ⁺³	0	0	0	0	0	0
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0
Mg	2.83	2.86	2.8	2.91	3.24	3.3
X	4.75	4.8	4.71	4.76	4.93	4.98
Ca	0.01	0.01	0.01	0	0	0.01
Na	0.01	0.02	0.04	0.03	0.09	0.07
K	2.1	2	2.07	2.03	1.93	1.92
Sum	2.12	2.02	2.12	2.06	2.03	2
Total	14.87	14.82	14.83	14.82	14.95	14.97

Tabla 16. Resultados de análisis realizados con microsonda electrónica en micas oscuras de muestras cuarzofeldespáticas junto con su estequiometría (apfu).

	R2017-10									R2016-10		
	Bt 1	Bt 2-5	Bt 3-1	Bt 4-1	Bt 4-2	Bt 4-3	Bt 5-1	Bt 5-2	Prom simplectita 1-2	Bt 1-4	Borde en Bt 1-5	Bt 5-14
SiO₂	38.45 - 39.13	37.19	34.35	64.81	38.76	37.71	38.83	39.52	37.68	36.79 - 37.28	36.06 - 38.24	36.26 - 37.44
TiO₂	5.69 - 6.05	4.13	7.52	0	4.16	5.15	4.91	4.99	4.35	3.43 - 3.72	3.62 - 3.89	3.63 - 3.93
Al₂O₃	15.07 - 15.7	14.8	15.75	18.49	14.06	14.9	15.42	15.84	12.99	13 - 13.34	13.16 - 13.67	12.66 - 13.3
FeO*	14.52 - 15.49	14.91	2.43	0.18	3.48	14.54	12.9	12.88	16.06	15.81 - 16.69	15.55 - 17.12	15.94 - 17.09
MnO	0 - 0.02	0.02	0	0	0.04	0	0.04	0.04	0.1	0.11 - 0.24	0 - 0.3	0.06 - 0.3
MgO	14.29 - 14.97	13.83	7.3	0.02	15.94	13.67	16.2	16.55	15.27	15.8 - 15.99	14.97 - 15.73	14.25 - 15.59
CaO	0 - 0.05	0.02	0.17	0.08	0.02	0	0.01	0.02	0	0 - 0.07	0 - 0.04	0 - 0.08
Na₂O	0.05 - 0.13	0.04	0.04	0.25	0.08	0.06	0.11	0.09	0.06	0.04 - 0.1	0.06 - 0.13	0.03 - 0.15
K₂O	9.99 - 10.37	9.39	5.4	15.04	9.85	9.32	10.48	10.25	9.58	9.33 - 9.82	9.45 - 9.96	9.13 - 9.66
Total	99.75 - 100.87	94.33	72.96	98.85	86.37	95.35	98.88	100.19	96.08	95.49 - 96.44	94.18 - 98	93.81 - 96.55
Si	5.98 - 6.03	6.13	6.17	8.28	6.14	6.11	5.96	5.96	6.19	6.13 - 6.15	6.09 - 6.25	6.1 - 6.21
Al IV	1.97 - 2.02	1.87	1.83	-0.28	1.86	1.89	2.04	2.04	1.81	1.85 - 1.87	1.75 - 1.91	1.79 - 1.9
Z	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al T	2.76 - 2.86	2.88	3.34	2.78	2.63	2.84	2.79	2.81	2.515	2.54 - 2.6	2.55 - 2.66	2.5 - 2.61
Fe T	1.87 - 2	2.06	0.37	0.02	0.46	1.97	1.66	1.62	2.21	2.19 - 2.31	2.16 - 2.34	2.22 - 2.45
Ti	0.66 - 0.71	0.51	1.02	0	0.5	0.63	0.57	0.57	0.54	0.43 - 0.46	0.45 - 0.49	0.46 - 0.5
Al VI	0.79 - 0.86	1.01	1.51	3.06	0.77	0.95	0.75	0.77	0.71	0.68 - 0.74	0.73 - 0.8	0.69 - 0.79
Fe+2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe+3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0.015	0.02 - 0.03	0 - 0.04	0.01 - 0.04
Mg	3.29 - 3.43	3.4	1.96	0	3.77	3.3	3.71	3.72	3.74	3.9 - 3.93	3.74 - 3.86	3.64 - 3.87
X	4.84 - 4.92	4.92	4.48	3.06	5.04	4.87	5.03	5.06	5	5.07 - 5.13	5.01 - 5.06	4.94 - 5.1
Ca	0 - 0.01	0	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0 - 0.01	0 - 0.01	0 - 0.02
Na	0.02 - 0.04	0.01	0.01	0.06	0.02	0.02	0.03	0.03	0.015	0.01 - 0.03	0.02 - 0.04	0.01 - 0.05
K	1.96 - 2.05	1.97	1.24	2.45	1.99	1.92	2.05	1.97	2.01	1.98 - 2.07	1.98 - 2.08	1.96 - 2.05
Sum	1.99 - 2.09	1.99	1.28	2.52	2.02	1.94	2.08	2	2.025	2.01 - 2.11	2.02 - 2.11	1.99 - 2.11
Total	14.89 - 14.97	14.91	13.77	13.59	15.05	14.82	15.12	15.07	15.025	15.13 - 15.18	15.03 - 15.17	15.04 - 15.14

Tomando en cuenta que la fórmula estructural general de las micas oscuras es $K(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{3-2}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_{0-1}(\text{Si}_{3-2.5}\text{Al}_{1-1.5})\text{O}_{10-11}(\text{OH}, \text{F})_{2-1}$, se graficaron los datos de apfu en diagramas de X_{Mg} vs. $^{\text{VI}}\text{Al}$, X_{Mg} vs. Ti, $^{\text{VI}}\text{Al}$ vs. Ti y Fe^{2+} vs. $\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Ti}$ con el fin de identificar patrones de variación composicional entre los cristales medidos.

Independientemente del contexto textural en el que se encuentran las micas analizadas, todas ellas muestran una variación composicional global importante. Como es posible observar en la Figura 27, los datos químicos de cada grupo de micas medido en cada una de las cuatro muestras diferentes definen agregados más o menos aislados en los diferentes diagramas de variación composicional. Sin embargo, es evidente que los datos de las muestras máfica y cuarzofeldespática R2016-11 y de las muestras pelítica y cuarzofeldespática R2016-10 definen dos grupos diferentes que tienen comportamientos similares en todos los diagramas composicionales, lo cual se explica con detalle a continuación.

Como se puede observar en la Figura 27, en general, todos los datos obtenidos se encuentran dentro del campo de composición de la biotita. En particular, los datos de la muestra máfica y de la muestra cuarzofeldespática R2016-11 tienen composiciones completamente intermedias dentro de la solución annita-flogopita y los de la muestra pelítica y de la muestra cuarzofeldespática R2016-10 muestran composiciones que tienen una tendencia notablemente más flogopítica.

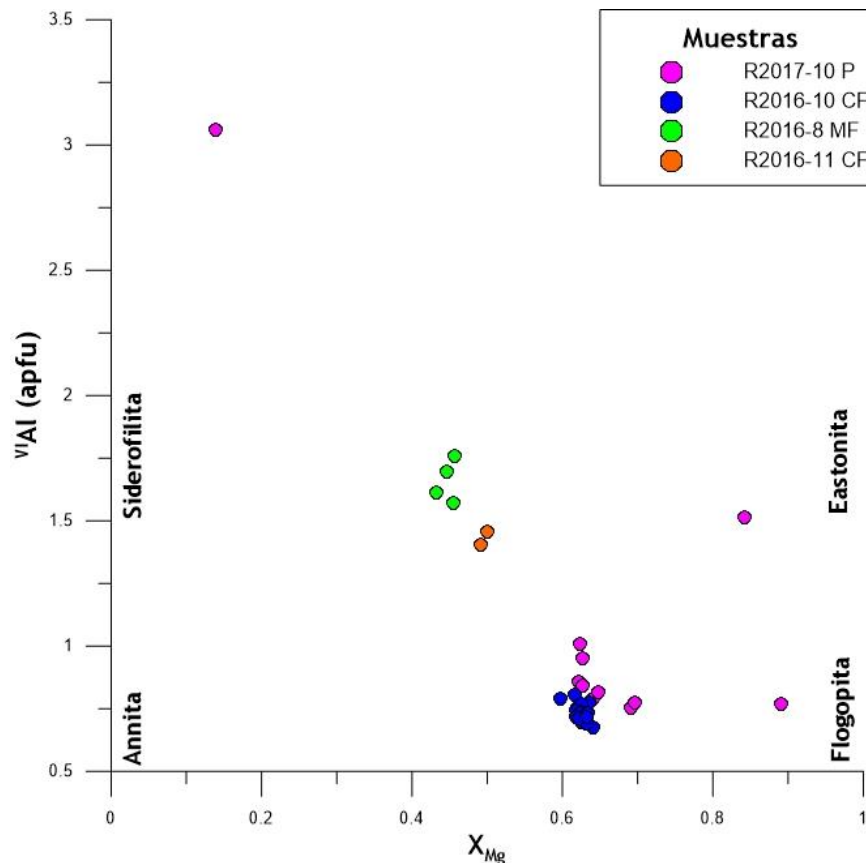


Figura 27. Diagrama de variación composicional de las micas oscuras X_{Mg} vs. $^{\text{VI}}\text{Al}$ (apfu).

Como se muestra en los diagramas de X_{Mg} vs. Ti y ^{VI}Al vs. Ti (Figura 28), las micas oscuras de las muestras máfica y cuarzofeldespática R2016-11 tienen un contenido de Ti notablemente más bajo (0.16 - 0.28 apfu) en comparación con las muestras pelítica y cuarzofeldespática R2016-10 (0.42 - 1.02 apfu). En particular, las micas oscuras de la muestra pelítica tienen un contenido de Ti mucho más alto y variable (0.50 - 1.02) en comparación con el resto de las muestras.

Del mismo modo, las muestras máfica y cuarzofeldespática R2016-11 tienen un número de Mg (X_{Mg}) notablemente menor (0.43 - 0.50) en comparación con las muestras pelítica y cuarzofeldespática R2016-10 (0.60 - 0.89) (Figuras 27 y 28).

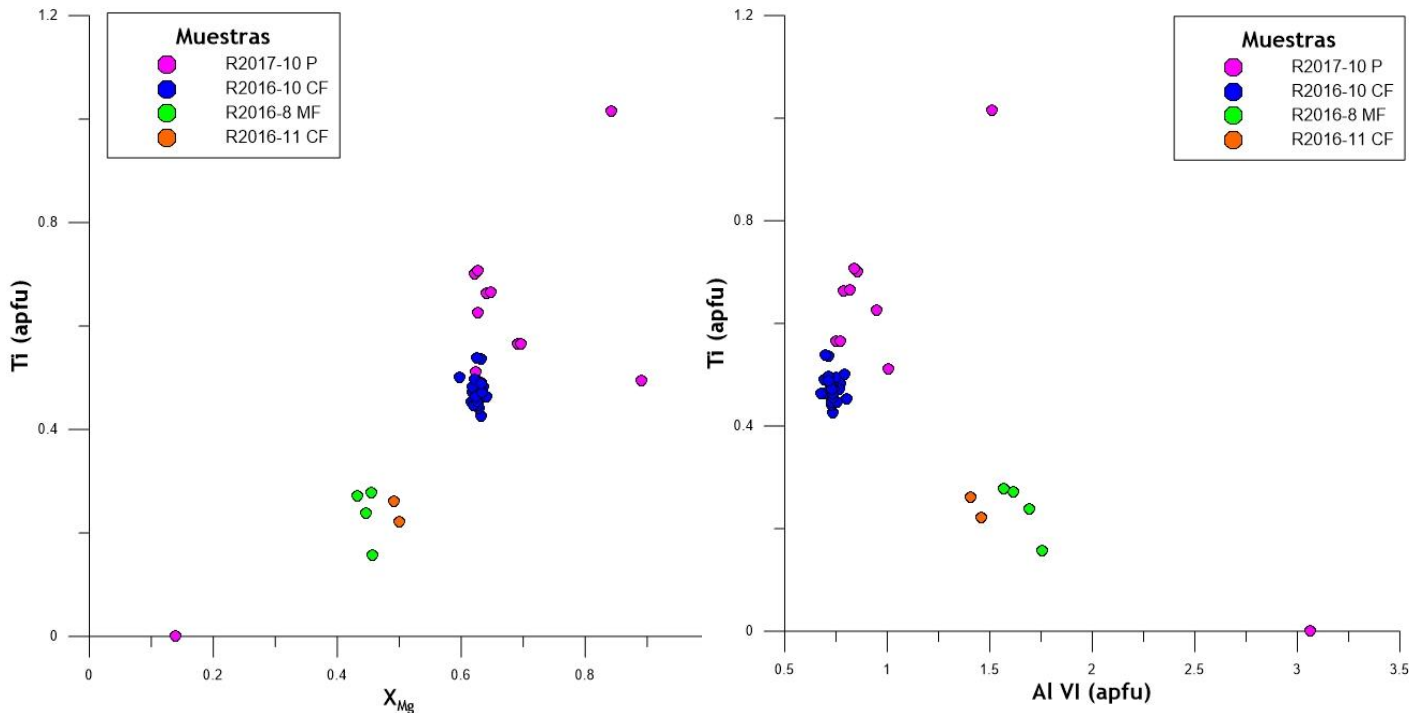


Figura 28. Diagramas de variación composicional de las micas oscuras medidas en esta tesis. El diagrama izquierdo muestra la variación composicional al comparar X_{Mg} vs. Ti (apfu) y el derecho muestra la variación de los puntos medidos al comparar Al^{VI} (apfu) vs. Ti (apfu).

Por otro lado, como se observa en la Figura 29, las biotitas de las muestras máfica y cuarzofeldespática R2016-11 tienen un carácter mucho más férrico que las biotitas de las muestras pelítica y cuarzofeldespática R2016-10, ya que el contenido de Fe^{2+} de las primeras varía entre 3.30 y 3.66 apfu, y el de las segundas varía entre 0.02 y 2.45 apfu. En particular, las biotitas de la muestra pelítica son las que tienen el contenido más bajo de Fe^{2+} (0.02 - 2.06 apfu) en comparación con todas las muestras medidas. Por el contrario, las micas oscuras de las muestras máfica y cuarzofeldespática R2016-11 son mucho más aluminosas que las micas oscuras de las muestras pelítica y cuarzofeldespática R2016-10; las primeras tienen un contenido de $Al^{VI}+Ti$ de entre 1.66 y 1.93 y la segundas de entre 1.14 y 1.58.

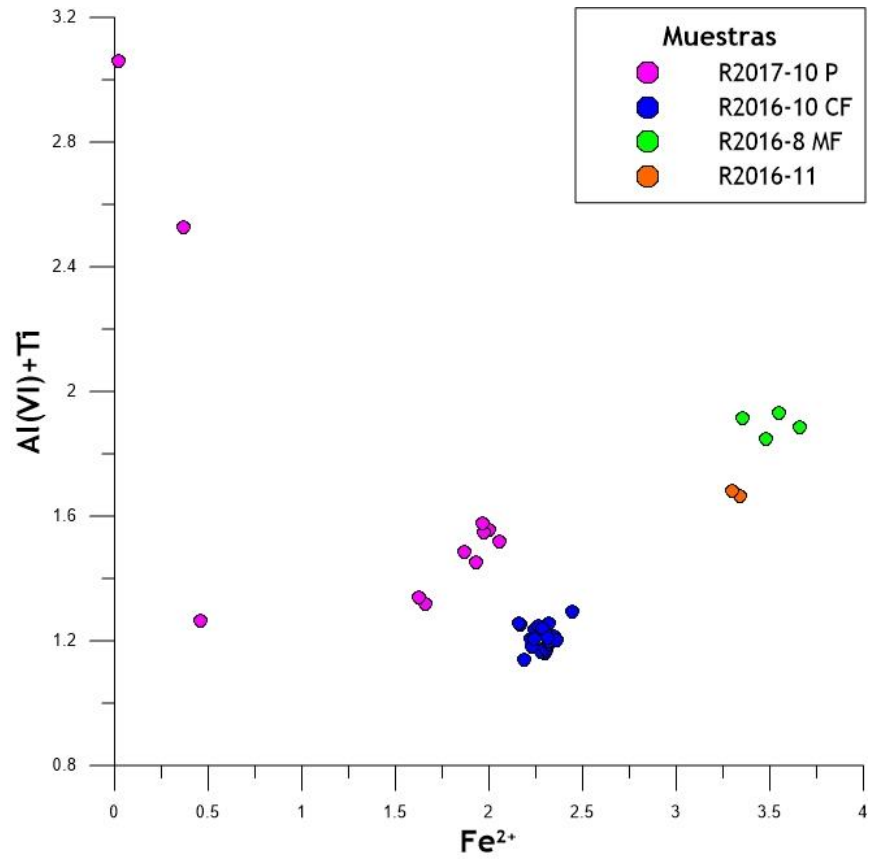


Figura 29. Diagrama de variación composicional de las micas oscuras medidas en esta tesis Fe²⁺ vs. Al(VI)+Ti (apfu).

8.2.7. Óxidos de Fe y Ti

Se llevaron a cabo análisis de óxidos de Fe y Ti en muestras máficas, cuarzofeldespáticas y pelíticas. Los cristales analizados se encuentran como cristales homogéneos con sobrecrecimientos o como cristales con lamelas de exsolución. Los datos obtenidos están contenidos en las Tablas 17, 18 y 19.

En las muestras máficas, la composición de los óxidos de Fe y Ti varía ampliamente sobre la línea que representa todas las posibles composiciones de la solución sólida Ilmenita-hematita con valores de Ti, Fe²⁺ y Fe³⁺ que van desde Ti_{50%}Fe²⁺_{48%}Fe³⁺_{2%}, hasta Ti_{12%}Fe²⁺_{10%}Fe³⁺_{78%} (Figura 30).

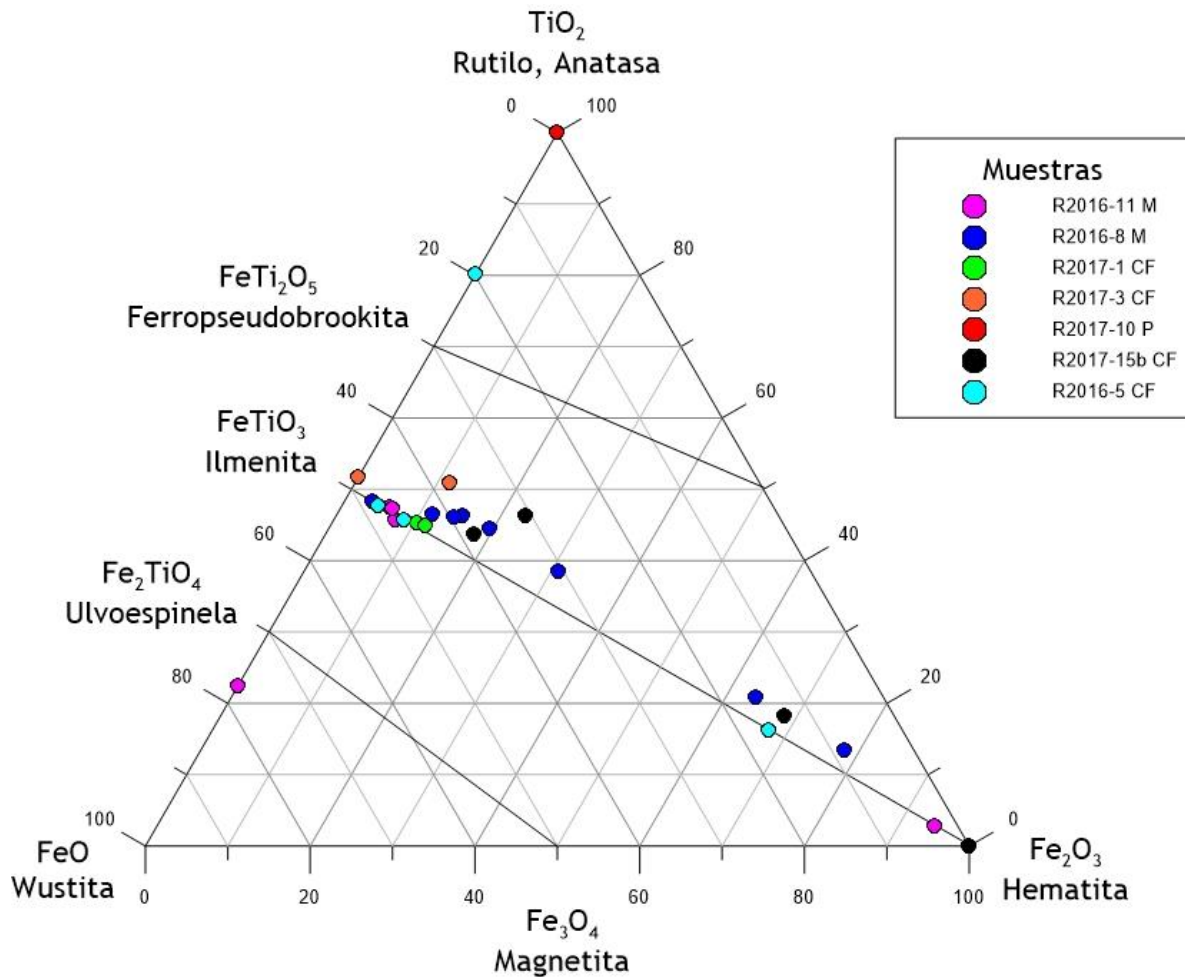


Figura 30. Diagrama ternario en donde se muestra la variación composicional de los cristales de óxidos de Fe y Ti medidos en diferentes muestras. CF = Cuarzofeldespática, Mf = máfica.

Tabla 17. Resultados de análisis realizados con microsonda electrónica en óxidos de Fe y Ti de una muestra máfica.

Muestra	R2016-11					
Textura	Ilm con lamellas 1	Ilm con lamellas 2	Ilm	Exsolución en Ilm	Desconocido	Borde en desconocido
TiO ₂	53.57	27.81	52.06	3.32	0.14	53.19
MnO	0.94	0.47	0.76	0.1	0.01	0.98
K ₂ O	0.01	0	0.03	0.01	0.02	0
FeO	53	77.48	53.42	99.65	100.96	53.28
SiO ₂	0.07	0.03	0.05	0.06	0.07	0.04
Na ₂ O	0.03	0.02	0.01	0.03	-0.01	0
Al ₂ O ₃	0.01	0.06	0	0.05	0.12	0.03
MgO	0.1	0.05	0.14	0.03	0.01	0.13
Total	107.67	105.85	106.43	103.16	101.24	107.59

Tabla 18. Resultados de análisis realizados con SEM en óxidos de Fe y Ti de una muestra máfica y una cuarzofeldespática.

Muestra	R2016-8 (Máfica)						R2016-5 (Cuarzofeldespática)					
Punto	S5	S12	S13	S26	S27	S30	S31	S32	S4	S11	S12	S13
TiO ₂	50.91	47.74	39.16	44.82	46.59	46.82	14.28	22.04	48.45	50.46	80.2	17.72
MnO	0	1.38	1.33	1.31	1.6	1.65	0	0.49	0	0	0	0
FeO	49.09	49.2	56.19	50.26	48.69	49.01	83.05	74.79	51.55	49.54	19.8	82.28
MgO	0	1.67	3.32	3.61	3.11	2.52	2.68	2.68	0	0	0	0
Total	100	99.99	100	100	99.99	100	100	100	100	100	100	100

Tabla 19. Resultados de análisis realizados con SEM en óxidos de Fe y Ti de muestras cuarzofeldespáticas.

Muestra	R2017-1		R2017-3		R2017-10			R2017-15b			
Punto	S15	S22	S3	S10	S1	S14	S3	S4	S11	S16	S19
TiO ₂	47.56	46.94	49.16	55.24	100	100	19.18	44.58	0	44.52	0.53
MnO	0.97	1.15	4.2	7.7	0	0	1.29	2.1	0	3.29	0
FeO	51.47	51.92	42.53	37.06	0	0	77.72	51.73	100	46.56	91.79
MgO	0	0	4.12	0	0	0	1.81	1.6	0	5.63	7.68
Total	100	100.01	100.01	100	100	100	100	100.01	100	100	100

En el caso de las muestras cuarzofeldespáticas se encontraron cristales casi homogéneos de ilmenita con composiciones que pueden expresarse como $Ti_{45\%}Fe^{2+}_{45\%}Fe^{3+}_{10\%}$, hasta cristales que tienen texturas de exsolución más complicadas en las que una fase exsuelve "simplectitas" conformadas por otras dos fases diferentes, como es el caso de la muestra R2016-5 (Figura 12). En dicha muestra, se encontraron cristales de ilmenita que tienen lamelas de exsolución de pseudobrookita que, a su vez, exsolvieron hematita. Asimismo, en otras muestras pertenecientes a este mismo litotipo químico, se encontraron cristales de óxidos de Fe y Ti que también muestran texturas indicativas de retrogresión metamórfica, pero aparentemente más simples, como cristales xenoblásticos de ilmenita que tienen lamelas de exsolución o bordes con composiciones situadas cerca del vértice de la hematita en el diagrama ternario de clasificación de los óxidos de Fe y Ti (Figura 31).

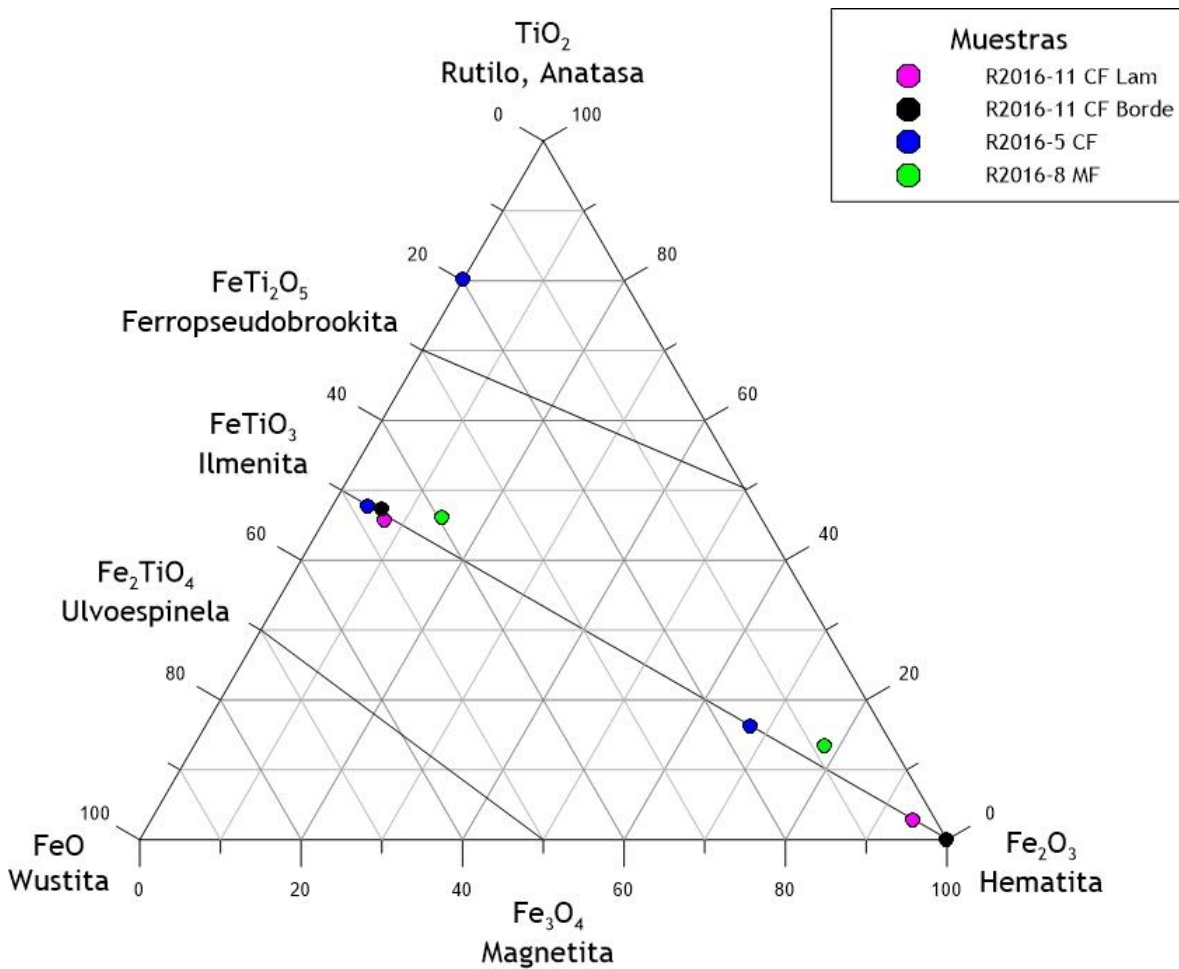


Figura 31. Diagrama ternario en el que se observa la variación composicional de los cristales de Ilm junto con sus exsoluciones medidos en diferentes muestras. Las diferentes composiciones de las exsoluciones mostradas en la Figura 12 están ilustradas con puntos azules. CF = Cuarzofeldespática, Mf = máfica.

8.2.8. Datos semicuantitativos de otras fases minerales

Se obtuvieron datos semicuantitativos mediante microscopía electrónica de barrido y espectrometría EDS de otras fases minerales como apatitos y minerales opacos que no son óxidos de Fe y Ti.

Mediante el método semicuantitativo mencionado, fue posible distinguir que los apatitos de las muestras analizadas tienen un carácter químico rico en flúor.

Asimismo, fue posible distinguir que los cristales opacos que constituyen algunas de las múltiples coronas que rodean a los orto y clinopiroxenos de la muestra cuarzofeldespática R2017-15 b (Figura 15) son sulfuros como pirita y calcopirita.

Por otro lado, cabe mencionar que los datos semicuantitativos obtenidos para fases que se encuentran en las rocas calcisilicatadas como feldespato, escapolita, y dolomita no resultaron estequiométricos, por lo que, dentro del presente trabajo, la caracterización del o los procesos de retrogresión que quedaron registrados en este tipo de muestras solamente se logró a detalle su petrografía.

8.3. Geotermometría

La gran mayoría de los geotermómetros y geobarómetros que existen en la actualidad tienen como objetivo determinar las temperaturas y/o presiones a las que dos o más fases minerales coexistentes alcanzaron el equilibrio termodinámico midiendo la distribución de ciertos elementos entre ellas (Winter, 2014). Aunque de manera simplificada se puede decir que las asociaciones minerales retrógradas son indicativas de que las rocas metamórficas de grado medio y alto fueron sometidas a menores temperaturas y presiones, la aplicación de geotermómetros a cristales que están involucrados en texturas de retrogresión es particularmente difícil. Esto se debe a que ellas mismas representan un desequilibrio químico en el sistema provocado por los mismos cambios de presión, temperatura, y por la infiltración de fluidos que, a su vez, pueden tener distintas composiciones bajo condiciones físicoquímicas que se modifican rápidamente a temperaturas decrecientes.

Teniendo en cuenta las texturas descritas petrográfica y químicamente en los capítulos anteriores se consideró la aplicación de los siguientes geotermómetros (Tabla 20):

Tabla 20. Lista de geotermómetros aplicados en diferentes texturas indicativas de retrogresión metamórfica.

Texturas de interés y fases minerales involucradas	Geotermómetro(s)
Orto y clinopiroxenos que coexisten como cristales individuales, o bien, como <i>lamellas</i> de Cpx exseltas en Opx.	Lindsley y Andersen (1983)
Cristales subidioblásticos de hornblenda que coexisten con piroxenos o como núcleos relictos de pseudomorfos en muestras con un mayor nivel de retrogresión.	Ernst y Liu (1998)
<i>Lamellas</i> de magnetita exseltas en ilmenita	Powell y Powell (1997), Spencer y Lindsley (1981), Andersen y Lindsley (1985)
Coronas y pseudomorfos conformados por microcristales de biotita	Henry <i>et al.</i> (2005)
Clorita formando coronas alrededor de orto- y clinopiroxenos, pseudomorfos y rellenando fracturas	Cathelineau y Nieva (1985), Kranidiotis y MacLean (1987), Cathelineau (1988), Jowett (1991), Zang y Fyfe (1995), Shabani (2009)

8.3.1. Termometría de piroxenos

Se aplicó el termómetro de dos piroxenos propuesto por Lindsley y Andersen (1983) a dos pares de datos obtenidos para orto y clinopiroxenos de una muestra máfica y una cuarzofeldespática.

El termómetro utilizado (Lindsley y Andersen, 1983) se basa solamente en la partición del calcio entre piroxenos coexistentes que tienen bajo contenido de dicho elemento, como los ortopiroxenos o las pigeonitas, y piroxenos que poseen un alto contenido de calcio, como la augita, conforme cambia la temperatura.

Lindsley y Andersen (1983) proponen un termómetro gráfico que fue construido con datos experimentales obtenidos a presiones de 1 atm. Los pares de datos utilizados fueron representados en dicho termómetro (Figura 32) y, una vez obtenidas las temperaturas de manera gráfica, éstas fueron corregidas con ayuda de las funciones propuestas en el mismo trabajo para una presión de 7 kbar. Las temperaturas obtenidas se resumen en la Tabla 21.

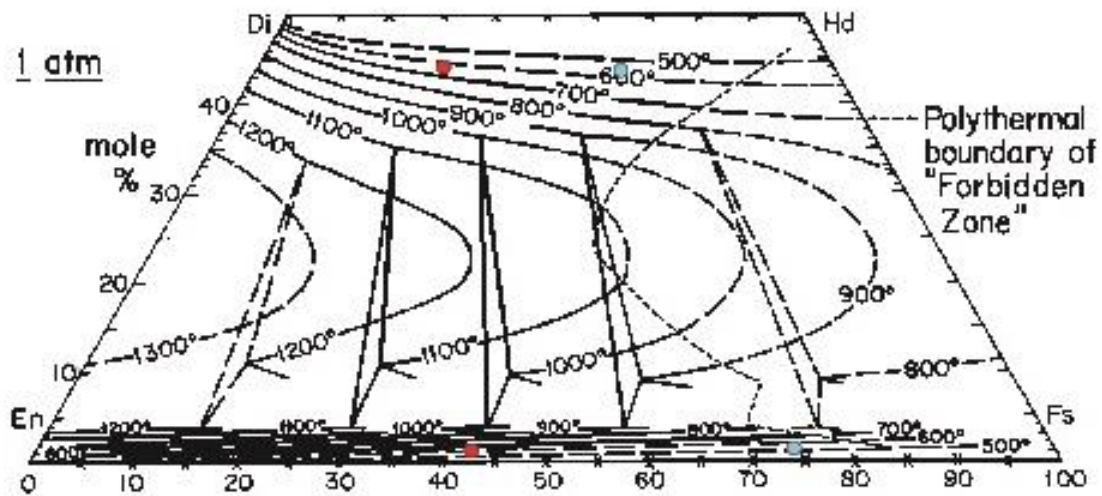


Figura 32. Geotermómetro gráfico de dos Px de Lindsley y Andersen (1983). Los puntos azules representan el par de datos A y B mostrados en la Tabla 10, y los puntos rojos representan el par de datos C y D, también enlistados en la Tabla 10.

Tabla 21. Resultados obtenidos a partir de la aplicación del geotermómetro de dos piroxenos de Lindsley y Andersen (1983) en dos muestras diferentes.

Muestra/ Litotipo químico	Punto	P (Kbar)	Temperatura gráfica (°C)	Temperatura corregida (°C)
R2017-1/ Cuarzofeldespático	A	7.6	575	612.11
	B		550	589.75
R2017-15b/ Cuarzofeldespático	C		650	705.76
	D		600	630.45

8.3.2. Termometría de hornblendas

Todos los datos de composición química de anfíboles que se obtuvieron son de cristales que se encuentran involucrados en texturas de alteración retrógrada. En el caso particular de las hornblendas, los datos obtenidos son de cristales relictos que tienen diferentes grados de alteración y que se encuentran en rocas máficas y cuarzofeldespáticas.

Debido al contexto textural en el que se encuentran los cristales de hornblenda de los cuales se obtuvieron datos composicionales, es difícil encontrar un geotermómetro que sea aplicable al sistema y que determine una temperatura congruente. Ernst y Liu (1998) propusieron una serie de geotermómetros gráficos semicuantitativos para anfíboles cálcicos que fueron sintetizados a partir de una composición inicial tipo MORB bajo condiciones P-T que van desde los 650 hasta los 950°C, y desde los 8 hasta los 22 kbar. Los termómetros semicuantitativos propuestos por dichos autores están basados en la variación en el contenido de Al y Ti en anfíboles cálcicos. De manera general, los resultados de sus experimentos demuestran que el contenido de Al_2O_3 incrementa conforme aumentan la presión y la temperatura en el sistema, mientras que el contenido en TiO_2 incrementa conforme aumenta la temperatura, pero es prácticamente independiente de la presión.

Los geotermómetros gráficos semicuantitativos obtenidos por Ernst y Liu (1998) no pueden ser aplicados directamente a los cristales de hornblenda presentes en las muestras aquí estudiadas. Esto se debe a que, en comparación con los datos utilizados por Ernst y Liu (1998) para la calibración de su termómetro, las composiciones de las hornblendas de las muestras del CO analizadas son mucho más ricas en sílice, además de que poseen un carácter más bien sódico-cálcico bastante pobre en titanio.

No obstante, en el trabajo citado se incluyen una serie de datos del contenido de Al^{IV} de cristales de hornblenda que fueron sintetizados a diferentes temperaturas, los cuales, graficados en un diagrama Al^{IV} (apfu) - $T(^{\circ}C)$, ofrecen una oportunidad para obtener una curva de regresión que puede servir para obtener una aproximación semicuantitativa de la temperatura de formación de algunos de los cristales de hornblenda que presentan menor alteración y que fueron encontrados tanto en muestras máficas como en muestras cuarzofeldespáticas del CO.

En la Tabla 11 se muestran los valores del contenido de Al^{IV} en apfu que se encuentran incluidos en el trabajo de Ernst y Liu (1998). En la Figura 33 se muestra la curva de regresión obtenida junto con la función matemática que la describe y su desviación estándar.

El rango de temperaturas obtenidas para los cristales de hornblenda medidos en muestras cuarzofeldespáticas va desde 549.28°C hasta 617.06°C (Tabla 22). En este caso, tanto la temperatura más baja como la más alta corresponde a relictos de hornblenda que han sido alterados por coronas múltiples. Una temperatura intermedia de 586.56°C fue obtenida para un cristal subidioblástico de hornblenda que coexiste con cristales subidioblásticos de clinopiroxenos que tienen lamelas de exsolución.

El intervalo de temperaturas obtenidas para cristales de hornblenda medidos en muestras del litotipo máfico está comprendido entre 523.34 y 541.12°C (Tabla 22). En este caso, la temperatura más alta (541.12°C) fue obtenida en un núcleo relicto de hornblenda que se encuentra donde de un pseudomorfo de anfíboles fibrosos y la temperatura más baja corresponde a un cristal de un pseudomorfo constituido completamente por hornblenda.

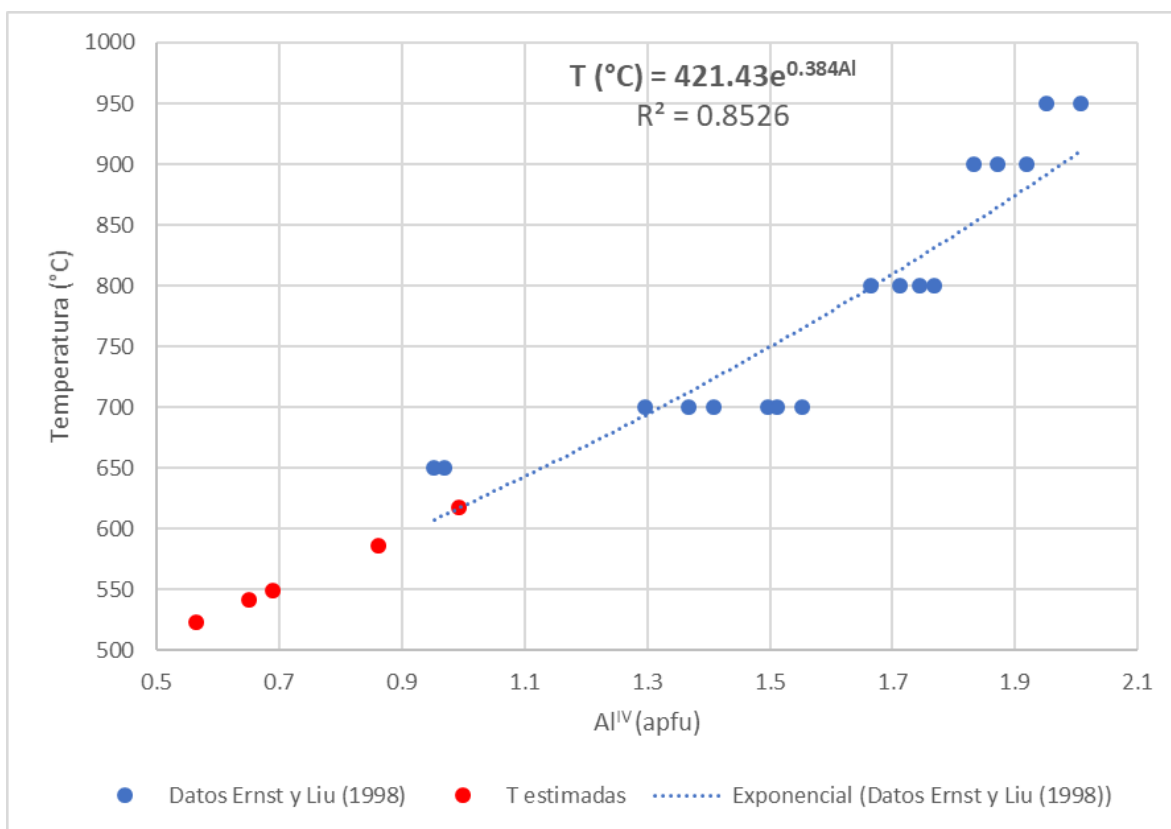


Figura 33. Gráfica Al^{IV} (apfu) vs $T(^{\circ}\text{C})$ en donde se muestra la curva de ajuste obtenida para los datos enlistados en la Tabla 11, la ecuación de dicha curva, y el coeficiente de correlación R^2 .

Tabla 22. Lista de temperaturas obtenidas a partir de la extrapolación de la curva de ajuste mostrada en la Figura 33 para hornblendas que se encontraban en diferentes contextos texturales en diferentes muestras

Muestra/Litotipo químico	Textura	T estimada ($^{\circ}\text{C}$)
R2016-11/Máfico	Núcleo relicto de hornblenda en pseudomorfo de anfíboles fibrosos	541.12
R2017-15b 12/Cuarzofeldepático	Relictos de hornblenda alterados por coronas múltiples	549.28
R2017-15b 15/Cuarzofeldepático		617.06
R2016-8/Máfico	Pseudomorfo constituido por hornblenda que reemplazó completamente a una fase mineral preexistente	523.34
R2017-3/Cuarzofeldepático	Cristal subidioblástico de hornblenda que coexiste con cristales subidioblásticos de clinopiroxenos que tienen <i>lamellas</i> de exsolución	586.56

8.3.3. Termometría de óxidos de Fe y Ti

Los óxidos de Fe y Ti son minerales comunes tanto en rocas ígneas como en rocas metamórficas. Desde 1964, Buddington y Lindsley propusieron el uso de las composiciones de pares minerales que se encuentran dentro del rango de las soluciones sólidas de la magnetita-ulvöespinela ($\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{TiO}_4$) y de la hematita-ilmenita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeTiO}_3$) para lograr determinaciones geotermobarométricas (Powell y Powell, 1977). Posteriormente, Powell y Powell (1977) propusieron tanto una función matemática y un geotermómetro gráfico que sólo pueden ser utilizados para óxidos de Fe y Ti que coexisten en la naturaleza y que tienen composiciones prácticamente ideales que encajan en el sistema $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$.

Se seleccionaron dos pares de datos de la composición de cristales de ilmenita con lamelas de exsolución y sobrecrecimientos de magnetita, los dos medidos con la microsonda electrónica en la muestra de litotipo químico máfico R2016-11. La estequiometría de los datos y el cálculo del geotermómetro de Powell y Powell (1977) se llevó a cabo con ayuda del programa para Excel ILMAT, diseñado por Lepage (2003). Las temperaturas obtenidas para cada par de datos están incluidas en la Tabla 23.

A pesar de que los cristales considerados se encuentran en la misma muestra, se obtuvieron dos temperaturas notablemente diferentes: el equilibrio entre la ilmenita y sus lamelas de exsolución de magnetita pudo haber ocurrido a una temperatura de $591 \pm 30^\circ\text{C}$. Por otro lado, el equilibrio entre un cristal homogéneo de ilmenita y sus bordes de sobrecrecimiento de magnetita pudo haber ocurrido a los $368 \pm 30^\circ\text{C}$ (Tabla 23).

Tabla 23. Temperaturas de equilibrio obtenidas con el geotermómetro de Powell y Powell (1977) para dos juegos de ilmenita-magnetita medidos en una muestra máfica.

Muestra	Punto/Textura	T ($^\circ\text{C}$)
R2016-11	Ilmenita 1	591 ± 30
	Lamella de exsolución en la Ilmenita 1 (magnetita)	
	Ilmenita 2	368 ± 30
	Borde de sobrecrecimiento de magnetita en la ilmenita 2	

8.3.4. Termometría de biotitas

Se aplicó el geotermómetro propuesto por Henry et al. (2005) para tres cristales de biotita medidos en una muestra máfica y dos cristales medidos en una muestra cuarzofeldespática. Los cinco cristales se encuentran involucrados en texturas de retrogresión avanzada pues conforman coronas y pseudomorfos.

El geotermómetro utilizado se basa en la relación entre el contenido de Ti (en apfu) y la proporción X_{Mg} conforme varía la temperatura del sistema. En general, de manera empírica se ha observado que, para cierta X_{Mg} , el contenido de Ti incrementa con la temperatura, mientras que el contenido de Ti disminuye si existe un incremento en la proporción X_{Mg} .

Cabe mencionar que, aunque el geotermómetro utilizado fue calibrado con datos de biotitas que se encontraron en metapelitas peraluminosas con grafito que contienen ilmenita o rutilo, se decidió utilizar con los datos obtenidos en las muestras antes mencionadas (una máfica y otra

cuarzofeldespática), pues éstos se encuentran dentro de los rangos de X_{Mg} , Ti y T considerados por los autores para la aplicación efectiva del mismo, los cuales son de 0.275-1.000, 0.04-0.60 apfu y 480-800°C, respectivamente. La Tabla 24 muestra un resumen de las texturas donde se analizaron los cristales de biotita donde se obtuvieron las temperaturas de equilibrio.

El rango de temperaturas obtenidas para las biotitas de la muestra máfica va desde 523.60°C hasta 640.12°C; en el caso de las biotitas de la muestra cuarzofeldespática, el rango de temperaturas obtenido va desde 609.15°C hasta 636.14°C (Tabla 24).

Independientemente del litotipo químico de la muestra en la que se midieron los cristales de biotita, los valores más altos de temperatura (636.14 y 640.12°C) corresponden a cristales que se encuentran en forma de agregados. Por otro lado, los valores de temperatura más bajos (523.60 – 610.14°C) se obtuvieron para cristales que constituyen pseudomorfos y coronas.

Tabla 24. Temperaturas obtenidas con el termómetro de Henry *et al.* (2005) para diferentes cristales de biotita medidos en una muestra máfica y una cuarzofeldespática.

Muestra	Contexto textural del cristal medido	T (°C) Henry <i>et al.</i> (2005)
R2016-8 (Máfica)	Pseudomorfo completo de Bt	523.60
	Pseudomorfo completo de Bt	610.14
	Agregado de Bt	640.12
R2016-11 (Cuarzofeldespática)	Agregado de Bt	636.14
	Corona de Bt que rodea a Ilmenita	609.15

8.3.5. Termometría de cloritas

Para la reconstrucción de la trayectoria de exhumación del CO se consideró que la formación de clorita en texturas como coronas, pseudomorfos o relleno de fracturas podría representar la última etapa de retrogresión de las rocas.

Después de estudiar la composición de cloritas formadas a diferentes temperaturas en el sistema geotermal de Los Azufres (México), Cathelineau y Nieva (1985) propusieron un primer geotermómetro empírico que está basado en la variación del contenido de Al^{IV} pues observaron que, por lo menos dentro del sistema estudiado, no existe otro parámetro termodinámico, como la composición de roca total, la presión, o la naturaleza de los fluidos geotermales, que parezca variar de manera tan significativa con el cambio de temperatura como lo hace el contenido de Al^{IV} (Caritat *et al.*, 1993). Posteriormente, en 1988, Cathelineau propuso una ecuación ($T = -61.92 + 321.98Al^{IV}$) que tiene el potencial de ser utilizada como geotermómetro de clorita, y que puede ser aplicada tanto en contextos diagenéticos e hidrotermales, como en contextos metamórficos.

Con base en observaciones meramente empíricas, diferentes autores como Kranidiotis y MacLean (1987), Jowett (1991), y Zang y Fyfe (1995) han sugerido modificaciones a la ecuación propuesta por Cathelineau (1985) que toman en cuenta también la variación en la relación $X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$. Asimismo, la ecuación propuesta por Cathelineau (1988) ha sido aplicada sin modificaciones en trabajos mucho más recientes, como el de Tabbakh Shabani (2009).

Los geotermómetros de Kranidiotis y MacLean (1987), Cathelineau (1988), Jowett (1991) y Zang y Fyfe (1995) fueron aplicados para cloritas que forman agregados de microcristales en muestras

máficas, cloritas que comienzan a reemplazar a cristales subidioblásticos de hornblenda en muestras cuarzofeldespáticas y microcristales de clorita que constituyen la corona exterior que rodea a orto- y clinopiroxenos en la muestra cuarzofeldespática R2017-15b. Los resultados obtenidos con cada geotermómetro están enlistados en la Tabla 25.

Para el caso de las cloritas medidas en la muestra máfica, el rango de temperaturas obtenido es bastante amplio ya que va desde 204.92°C hasta 346.70°C, dependiendo del geotermómetro considerado (Tabla 25). En esta roca, los cristales medidos se encuentran formando agregados sin ninguna forma particular.

Por otro lado, las temperaturas obtenidas para cloritas medidas en rocas cuarzofeldespáticas se encuentran entre los 250.87°C y los 380.10°C (Tabla 25). Los cristales medidos en este tipo de muestras se encuentran formando coronas alrededor de hornblendas subidioblásticas, rellenando fracturas que cortan perpendicularmente la foliación de la roca, o como las coronas más externas de un juego de coronas múltiples concéntricas alrededor de orto y clinopiroxenos relictos.

En general, independientemente del litotipo químico de la roca en la que encuentran las cloritas medidas y del geotermómetro considerado, las temperaturas obtenidas más bajas (204.92°C - 236.55°C) corresponden a cristales de clorita que forman agregados monominerales. Por el contrario, las temperaturas más altas (296.89°C – 380.1°C) corresponden a cristales que conforman las coronas externas de un juego de coronas múltiples alrededor de ortopiroxenos.

Asimismo, cabe señalar que, en general, el geotermómetro de Zang y Fyfe (1995) estima temperaturas más bajas (236.55°C - 296.89°C) y el de Jowett (1991) estima temperaturas más altas (212.27°C - 380.1°C).

Tabla 25. Temperaturas obtenidas con diferentes geotermómetros para diferentes cristales de clorita medidos en una muestra máfica y dos cuarzofeldespáticas.

Muestra/ Litotipo químico	Textura	Kranidiotis y MacLean (1987)	Cathelineau (1988) y Tabbakh Shabani (2009)	Jowett (1991)	Zang y Fyfe (1995)
R2016-11/Máfico	Agregados de cristales de clorita	318.59	342.89	346.7	273.43
		204.92	221.97	212.27	236.55
R2017-3/ Cuarzofeldespática	Cristales alrededor de hornblendas subidioblásticas	327.32	361.39	363.55	289.96
		313.75	336.65	340.21	270.23
		314.61	338.06	341.58	271.25
		309.89	334.65	337.13	272.11
		332.18	363.64	367.22	287.2
		306.77	329.42	332.09	268.25
R2017-15b/ Cuarzofeldespática	Relleno de fracturas y coronas más externas alrededor de orto- y clinopiroxenos relictos	288.22	302.05	304.75	250.87
		340.22	376.94	380.1	296.89

9. Discusión y conclusiones

9.1. Cuantificación del grado de retrogresión

Para caracterizar el “grado de retrogresión metamórfica” visible en las diferentes muestras analizadas durante el presente trabajo de una forma más cuantitativa se tomaron en cuenta dos parámetros principales:

La evolución químico-mineral de las asociaciones minerales definidas por las fases involucradas en las texturas de desequilibrio, y el nivel de complejidad de las estructuras mismas.

En cuanto a la evolución químico-mineral, la premisa que se tomó en cuenta es que, en el caso de asociaciones minerales granulíticas, la retrogresión metamórfica implica la alteración de fases completamente anhidras por fases progresivamente más hidratadas conforme disminuye la temperatura y aumenta la presencia de fluidos en el sistema. Es por lo anterior que se consideró que un indicador visible en lámina delgada de cierto grado de retrogresión es el cambio de las abundancias relativas de fases índice de la facies de granulita que son completamente anhidras, como granate y ortopiroxeno, respecto a la abundancia relativa de fases hidratadas, como anfíboles y micas, o de otras fases que son índice de facies metamórficas de menor grado, como la epidota y la clinozoisita.

Así, es posible proponer por lo menos cuatro “estadios de retrogresión”, los cuales están definidos por asociaciones minerales indicativas de ciertos rangos de temperaturas y de cierta disponibilidad de fluidos en el sistema. En la Tabla 26 se resumen dichas asociaciones junto con las condiciones de temperatura y la presencia de fluidos que pueden ser asociados a ellos, y en la Tabla 27 se resumen las texturas en las que se encuentran las diferentes fases involucradas en las texturas de retrogresión.

Tabla 26. Asociaciones minerales, condiciones de temperatura y de presencia de fluidos que definen los cuatro estadios de retrogresión propuestos en esta tesis.

Rango de temperatura (°C)		835±25 (Ramírez Salazar, 2015)	750 < T < 900	600 < T < 750	450 < T < 600	350 < T < 450
Estadio de retrogresión		Pico metamórfico y fases ígneas inferidas	Retrogresión 1 Alta temperatura	Retrogresión 2 Alta temperatura + Presencia de fluidos	Retrogresión 3 Temperatura intermedia + Presencia de fluidos	Retrogresión 4 Temperatura baja + Hidrotermalismo
Fases minerales presentes	Pigeonita (¿?)	—————				
	Espinela	—————				
	Ortopiroxeno	—————				
	Clinopiroxeno	—————				
	Granate	—————				
	Forsterita	—————				
	Anfíbol	Magnesiohornblenda	—————	Cumingtonita	Actinolita	
	Antipertitas		—————			
	Mesopertitas		—————			
	Anortita		—————			
	Sillimanita		—————			
	Circón		—————			
	Zafirino		—————			
	Titanita		—————	-----		
	Cordierita		-----	—————		
	Carbonato CaMg		-----			
	Calcita			—————	—————	—————
	Dolomita			—————	—————	—————
	Muscovita					—————
	Biotita		-----	—————	—————	—————
	Flogopita		—————	-----		
	Escapolita		—————	—————		
	Epidota			-----	—————	—————
	Clorita					—————
	Tremolita-Actinolita					—————
	Antofilita				—————	
Yeso					—————	
Anhidrita		-----	-----	-----		

Anfibolita

Esquisto verde

Tabla 27. Resumen de las fases minerales que se pueden encontrar en rocas granulíticas dependiendo de su estadio de retrogresión empezando desde el pico metamórfico (R0), y llegando hasta facies de subesquisto verde (R5), pasando por facies de anfibolita (R2 y R3).

Fase	R0 Asociaciones minerales anhidras indicativas del pico metamórfico	R1 Fases anhidras de exsolución	R2 Alta T° + alteración por fluidos	R3 T° intermedia + alteración por fluidos	R4 Baja T° + alteración por fluidos	R5 Remplazamiento hidrotermal
Cuarzo	Cuarzo	Rutilo Ilmenita Pirofanita				
Granate	Granate	Rutilo		Biotita	Biotita verde	Clorita
Plagioclasa	Plagioclasa		Albita + Granate			Saussurita
Feldespato alcalino		Mesopertita Pertita	Pertita	Microclina	Microclina	Sericita
Ortopiroxeno	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno Ilmenita	Granate		Talco	Serpentina
Clinopiroxeno	Clinopiroxeno		Anfíbol			
Biotita		Corindón	Biotita	Biotita verde	Clorita	
Allanita					Stilpnomelano	
Hornblenda		Óxidos de Fe-Ti (Rutilo, Ilmenita, Hematita)	Hornblenda Gedrita	Antofilita Cummingtonita	Edpidota Albita	Clorita Epidota Albita
Cordierita						Pinnita
Sillimanita	Sillimanita				Mica blanca	Sericita
Ilmenita	Ilmenita		Granate Hematita	Biotita		Leucógeno
Rutilo	Rutilo		Titanita Ilmenita			Leucógeno
Meionita	Meionita			Calcita		
Marialita	Marialita			Albita	Albita Calcita	
Titanita	Titanita				Magnetita	
Flogopita	Flogopita					
Apatita	Apatita	Granate Lamellas de fases no identificadas				
Circón	Circón					
MgCaCarbonato		Calcita Dolomita				
Olivino					Serpentina	Brucita
Sulfuro	Pirrotita				Magnetita	
Anhidrita					Yeso	
Corindón	Corindón				Diásporo	Sericita
Zafirino	Zafirino					
Espinela	Espinela				Diásporo	
Monacita	Monacita					
Grafito	Grafito					
Wollastonita	Wollastonita					
Titanomegnetita					Epidota	

Por otro lado, en cuanto al nivel de complejidad de las texturas de desequilibrio, se consideró que, en principio, los sobrecrecimientos simples representan un nivel de “baja retrogresión”, las coronas representan un estadio de “retrogresión intermedia”, y los pseudomorfos indican una etapa de “retrogresión avanzada”, sin embargo, es necesario tener presente que texturas de alteración como las coronas y los pseudomorfos pueden ser también progresivamente más complejas. Tomando en cuenta lo anterior, se propone la siguiente escala relativa del nivel de retrogresión de una granulita indicado solamente por la complejidad de las texturas de desequilibrio observadas, en donde el 0 representa la “retrogresión nula” y el 6 representa el “nivel más alto de retrogresión”:

0. Retrogresión nula = asociación mineral índice de facies de granulita completamente bien preservada sin el desarrollo de ningún tipo de borde de reacción.
1. Bordes de sobrecrecimiento
2. Coronas simples monominerales = una sola corona compuesta por una sola fase mineral
3. Coronas simplectíticas = una sola corona compuesta por un intercrecimiento de microcristales alargados de, por los menos, dos fases minerales diferentes.
4. Coronas múltiples = dos o más coronas concéntricas que crecen alrededor de un primer cristal original. En este caso, las diferentes coronas involucradas pueden ser monominerales o también simplectíticas.
5. Pseudomorfo con núcleo de cristal relicto.
6. Pseudomorfo completo = pseudomorfos monominerales o poliminerales que se encuentran constituidos solamente por la o las fases que sustituyeron al mineral original y en los que, por lo tanto, ya no se observan relictos del o los cristales que fueron completamente reemplazados.

El análisis petrográfico detallado de las texturas de retrogresión de las granulitas del CO demuestra que estas rocas tienen registro de prácticamente todos los estadios teóricos de retrogresión aquí propuestos y de que, además, por lo menos en el caso de estas granulitas hay una relación directa entre mayor grado de alteración por disminución de temperatura y presencia de fluidos y complejidad de las texturas de alteración visibles. Así, en la Tabla 28 se muestra un resumen de la complejidad de las texturas de retrogresión observadas para asociaciones minerales indicativas de los cuatro “estadios de retrogresión” anteriormente propuestos:

Tabla 28. Características de las texturas de retrogresión observadas para asociaciones minerales indicativas de cada uno de los cuatro “estadios de retrogresión” propuestos en esta tesis.

Estadio de retrogresión según la asociación mineral identificada				
Pico metamórfico	Retrogresión 1	Retrogresión 2	Retrogresión 3	Retrogresión 4
Características generales de las texturas de retrogresión observadas	<p>Sobrecrecimientos de cristales individuales xenoblásticos en los bordes de minerales índice de la facies de granulita, como la hiperstena.</p> <p>Desarrollo incipiente de coronas apenas visible en hornblendas de alta temperatura.</p>	<p>Coronas simples monominerales en orto y clinopiroxenos que tienen un grosor notablemente mayor a las coronas con desarrollo incipiente en las hornblendas.</p> <p>Coronas múltiples, tanto monominerales como simplectíticas, alrededor de orto y clinopiroxenos.</p> <p>Coronas simples monominerales de grosor considerable, alrededor de ilmenitas.</p> <p>Pseudomorfos de anfíboles con núcleos relictos de piroxeno u hornblenda.</p>	<p>Pseudomorfos constituidos por filosilicatos con núcleos relictos de cristales que han sido tan alterados que ya no se distinguen sus propiedades ópticas suficientemente bien como para identificarlos con microscopio petrográfico.</p> <p>Pseudomorfos completos de antofilita, actinolita-tremolita, y mica oscura con núcleos de mica blanca. Algunos pseudomorfos de antofilita o actinolita-tremolita están zoneados (el color se hace notablemente más intenso cerca de los bordes).</p>	<p>Pseudomorfos completos y uniformes de anfíboles que presentan una textura ligeramente más gruesa. La mayoría de ellos ya no se observan zoneados, por lo menos en luz paralela.</p> <p>Pseudomorfos completos de mica oscura.</p> <p>Pseudomorfos completos de subgranos de cuarzo (mosaico de subgranos de cuarzo).</p>
Niveles de retrogresión de las texturas	0	1, 2	2, 3, 4, y 5	5 y 6

9.2. Distribución geológica de los diferentes estadios de retrogresión identificados en la porción estudiada del Complejo Oaxaqueño

A partir de la unificación de las observaciones petrográficas y texturales con los datos químicos y termométricos obtenidos, se le asignó un valor numérico al nivel de retrogresión y a cada una de las láminas estudiadas, de acuerdo con la escala propuesta en esta tesis, resumida en la Tabla 26. La Tabla 29 presenta un resumen de los niveles de retrogresión determinados para las diferentes litologías que se encuentran expuestas en el área estudiada. La Figura 34 ilustra la distribución de los diferentes niveles de retrogresión en el área estudiada.

En general, los niveles de menor retrogresión (0 y 1) se concentran en la parte norte del área estudiada, en litologías cuarzofeldespáticas como la charnockita, mientras que los niveles con retrogresión mucho más avanzada (niveles 3 y 4 en la escala propuesta) se concentran en la parte oriental del área de estudio, en litologías más máficas (ej., ortogneises de Opx y Grt y la migmatita; Solari *et al.*, 2003). Por otro lado, el grado de retrogresión observado en las rocas que pertenecen a la unidad de los paragneises puede calificarse como intermedio (niveles 2 y 3) en el caso de las muestras calcisilicatadas, y como bajo o nulo para el caso de sus paragneises.

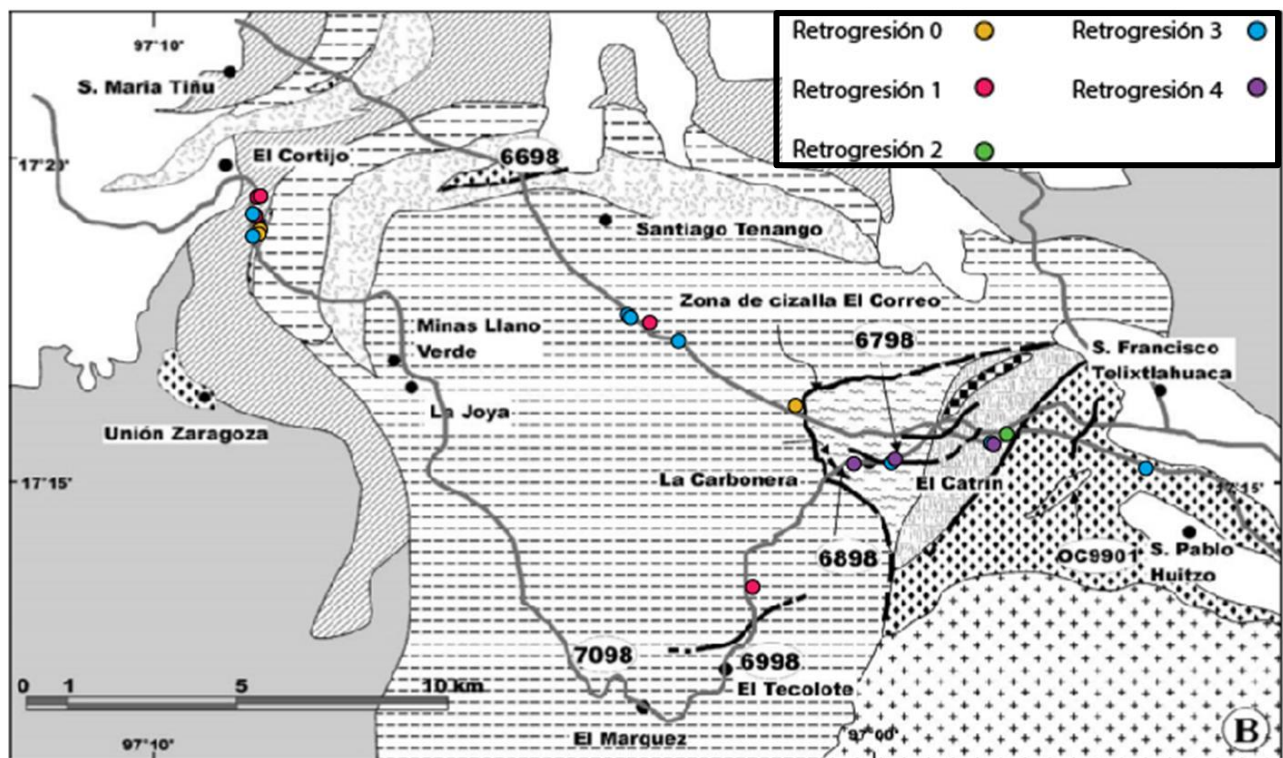


Figura 34. Mapa geológico del Complejo Oaxaqueño en donde se muestra la distribución de los diferentes niveles de retrogresión propuestos en esta tesis (niveles 0-5). Modificados de Solari *et al.* (2003).

Trasladando la distribución de los niveles de retrogresión identificados espacialmente en el área estudiada a una columna representativa de las unidades litológicas analizadas (Figura 35), se observa que las rocas que se encuentran en una posición estructural inferior muestran niveles de retrogresión mucho más altos (niveles 3 y 4) que las rocas que se encuentran en una posición estructural más somera, como la charnockita sin granate (niveles 1 y 2). Asimismo, es necesario considerar que, con excepción de las litologías calcisilicatadas, las rocas que se encuentran en una posición intermedia dentro de la columna estructural (paragneises) prácticamente no muestran evidencias de retrogresión (nivel 0).

La distribución de las etapas de retrogresión a lo largo de la columna estructural de la porción estudiada del CO sugiere que el grado de retrogresión que sufrieron las rocas está determinado no solamente por el carácter químico de la roca que fue alterada, sino también por la posición de las litologías dentro de la misma columna.

Distribución de los cinco niveles de retrogresión en la columna estructural del Complejo Oaxaqueño

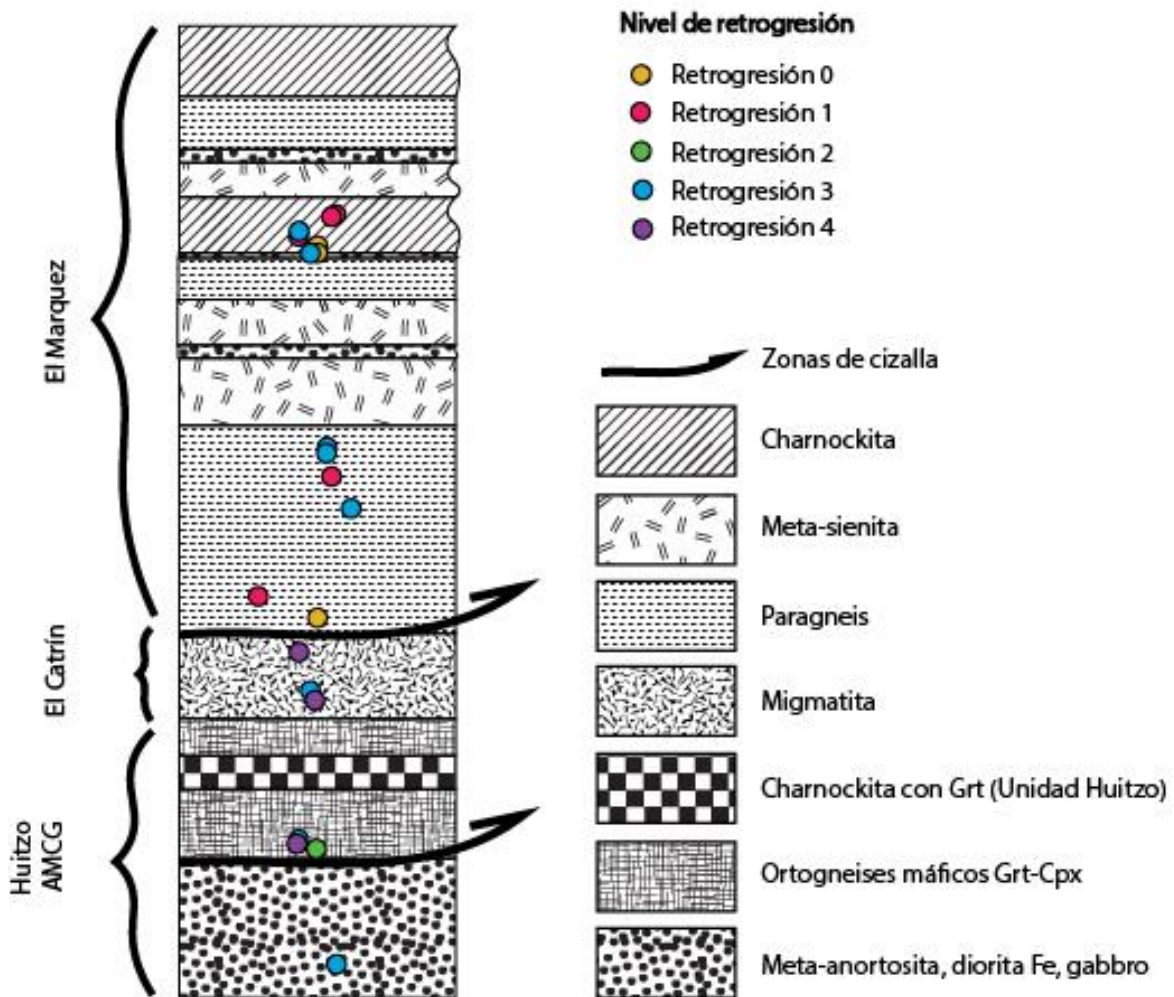


Figura 35. Distribución de los cinco niveles de retrogresión en la columna estructural representativa de la porción del Complejo Oaxaqueño estudiada en esta tesis.

De manera general, los patrones identificados son los siguientes:

- Las rocas pertenecientes al litotipo químico máfico registran la retrogresión más completa, desde la facies de granulita hasta la facies de anfibolita; además de que las muestras más alteradas presentan asociaciones minerales características de la facies de anfibolita inferior, las texturas de alteración son más invasivas y más complejas en comparación con las rocas pertenecientes a los otros litotipos químicos estudiados.
- Las rocas cuarzofeldespáticas presentan un estadio de retrogresión intermedio (nivel 3 en la escala propuesta); en particular, las rocas cuarzofeldespáticas que presentan texturas de alteración más complejas, como desarrollo de coronas simples, pero de grosor considerable, o de juegos de coronas múltiples, son aquellas que tienen un contenido considerable de minerales máficos, como orto y clinopiroxenos, e ilmenita.
- Las muestras de paragneises recolectadas prácticamente no muestran ninguna evidencia textural o química de retrogresión.
- La retrogresión registrada en las muestras calcisilicatadas estudiadas fue calificada también como una retrogresión metamórfica intermedia, sin embargo, la presencia de pseudomorfos porfidoblásticos completos de sericita o de porfidoblastos que están conformados por granos de diferentes fases que juntas tienen la apariencia de mosaico, sugiere que la alteración que pudieron haber sufrido estas rocas es aún más avanzada. No obstante, el número limitado de muestras calcisilicatadas analizadas para este trabajo no permitió identificar si existe también un patrón de variación gradual del nivel de alteración por retrogresión en las rocas calcisilicatadas comparable al observado en otros litotipos químicos como el cuarzofeldespático o el máfico.

Tabla 29. Resumen de los niveles de retrogresión determinados para las diferentes litologías que se encuentran expuestas en la parte norte del CO.

Unidad estructural	Litologías	Texturas indicativas de retrogresión metamórfica											Estadios de retrogresión registrados
		Desarrollo de bordes de sobrecrecimiento	Relictos de Px	Relictos de Hbl	Porfidoblastos peritíticos	Pseudomorfos zoneados	Pseudomorfos completos	Mosaicos de subgranos de cuarzo	Coronas simples de anfíboles	Coronas múltiples de anfíboles	Coronas de Bt	Coronas de clorita	
El Marquez	Ortogneises	X	X	X	X				X	X		X	1 y 4
	Metagabbros												
	Metasienitas Charnockitas												
El Marquez	Calcisilicatos				X			X	X				3
	Paragneises												0
Migmatita El Catrín	Gneisses migmatíticos			X	X	X	X	X			X		2, 3 y 4
Huitzo	Anortosita		X							X		X	1

9.3. Curva de enfriamiento del Complejo Oaxaqueño

Se llevó a cabo la comparación de los datos termométricos obtenidos con los datos que fueron utilizados por Keppie et al. (2004) y Ortega-Gutiérrez et al. (2018) para construir las curvas de enfriamiento del CO propuestas por dichos autores. La Tabla 30 contiene un resumen de las fases consideradas en los dos trabajos antes mencionados junto con las edades obtenidas para ellas, las temperaturas de cierre consideradas por los autores para el sistema isotópico con el que fueron fechadas y el tipo de roca y textura en la que se encontraron los cristales seleccionados. Asimismo, la Tabla 31 muestra los datos termométricos obtenidos en el presente trabajo, utilizados para llevar a cabo esta comparación.

Tabla 30. Datos termobarométricos publicados que han sido utilizados por autores como Solari et al. (2003) y Ortega-Gutiérrez et al. (2018) para constreñir la curva de enfriamiento del CO.

Fase mineral	Edad (Ma)	Sistema isotópico utilizado	Temperatura de cierre considerada por los autores (°C)	Tipo de muestra/textura en la que se encontraron los cristales seleccionados	Trabajo en el que se publicaron los datos
Titanita	968 ± 9	U-Pb	660 - 700	Dique calcisilicatado	Keppie et al. (2004)
Granate	938 ± 4	Sm-Nd	600	Charnockita	Patchett y Ruiz (1987)
Granate	963 ± 3	Sm-Nd	600	Paragneis	Patchett y Ruiz (1987)
Flogopita	945 ± 10	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	450	Dique calcisilicatado de protolito sedimentario que sufrió metamorfismo en facies de granulita	Keppie et al. (2004)
Biotita	876 ± 9	Rb-Sr	~300	Paragneis	Patchett y Ruiz (1987)
Biotita	856 ± 10	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	300 - 350	Pegmatita	Keppie et al. (2004)
Hornblenda	977 ± 12	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	~500	Metagabbro con hornblenda de la unidad estructural Huitzo	Solari et al. (2003)

Tabla 31. Resumen de las temperaturas obtenidas en el presente trabajo mediante la aplicación de diferentes termómetros en diferentes fases minerales.

Geotermómetro	Fases involucradas	Temperatura obtenida (°C)	Temperatura promedio (°C)	Litotipo químico de la muestra
Lindsley y Andersen (1983)	Orto y Clinopiroxeno	612	601	Cuarzofeldespático
		590		
		706	668	
		630		
Ernst y Liu (1988)	Hornblenda	541	541	Máfico
		549	583	Cuarzofeldespático
		617		Cuarzofeldespático
		523	523	Máfico
		587	587	Cuarzofeldespático
Powell y Powell (1977)	Ilmenita-Magnetita	591	591	Máfico
		368	368	
Henry et al. (2005)	Biotita	524	591	Máfico
		610		
		640		
		636	623	Cuarzofeldespático
		609		
		380		
Kranidiotis y MacLean (1987), Cathelineau (1988), Tabbakh Shabani (2009), Jowett (1991), Zang y Fyfe (1995)	Clorita	320	269	Máfico
		219		
		336	321	Cuarzofeldespático
		315		
		316		
		313		
		338		
		309		
		286	286	Cuarzofeldespático
349	349			

En la curva que fue reconstruida con los datos contenidos en la Tabla 30 (Figura 36) se distinguen por lo menos dos etapas de enfriamiento. La primera de ellas es la porción inferior de la curva; ésta tiene una pendiente prácticamente vertical y restringe el enfriamiento del Complejo desde los 700°C hasta los 450°C entre los 978 y 945 Ma aproximadamente. La segunda de ellas está definida por la porción superior de la curva, la cual tiene una pendiente más suave que indica una tasa de enfriamiento más lenta. Las tasas de enfriamiento calculadas por Keppie *et al.* (2004) para las dos etapas de enfriamiento del CO son de 8°C/Ma y de 2°C/Ma, respectivamente.

Los datos termométricos obtenidos en esta tesis fueron representados sobre la curva de enfriamiento del CO para comparar las temperaturas de cierre que Patchett y Ruiz (1987), Solari *et al.* (2003) y Keppie *et al.* (2004) consideraron con las temperaturas obtenidas aquí mediante los análisis químicos de las fases involucradas en diferentes texturas de retrogresión y la aplicación de diferentes geotermómetros.

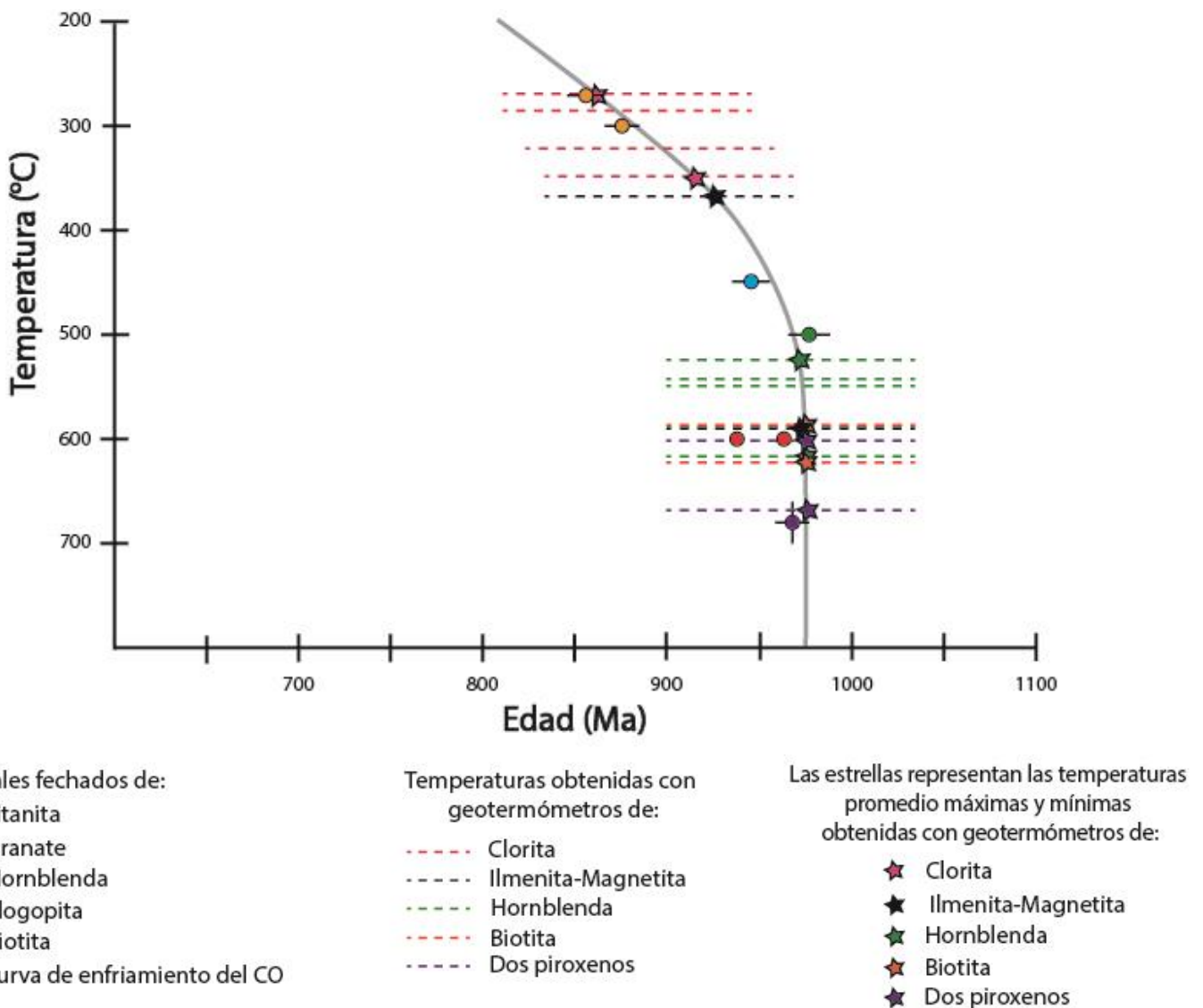


Figura 36. Curva de enfriamiento del Complejo Oaxaqueño, reconstruida con los datos contenidos en la Tabla 30. Los datos termométricos obtenidos en esta tesis fueron sobrepuestos en dicha curva y se encuentran denotados con líneas punteadas y estrellas de colores.

En general, los datos termométricos obtenidos para hornblenda, óxidos de Fe y Ti y clorita son similares y concordantes con las temperaturas de cierre consideradas por los autores. Por el contrario, los datos termométricos obtenidos para las biotitas involucradas en texturas de retrogresión son inconsistentes con la historia de exhumación sugerida en esta curva de enfriamiento pues éstos resultaron particularmente altos (de entre ca. 560 y 628 °C); sobre todo considerando que los cálculos se llevaron a cabo con datos químicos de cristales que conformaban texturas de retrogresión avanzada como pseudomorfos completos y coronas de grosor considerable.

El que los valores de temperatura obtenidos para los cristales de biotita de retrogresión sean anómalamente altos puede deberse a que el geotermómetro utilizado (Henry et al., 2005) fue calibrado con muestras de carácter químico diferente (metapelíticas peraluminosas con grafito que contienen ilmenita o rutilo) al de las muestras de esta tesis (rocas máficas). Los autores demostraron que este geotermómetro sí funciona para determinar la temperatura de equilibrio de biotitas que pertenecen a dos generaciones diferentes, una asociada al pico metamórfico y la otra asociada a la alteración por retrogresión y que se encuentran en la misma muestra si ésta posee un carácter químico pelítico. Sin embargo, las temperaturas obtenidas para las biotitas aquí estudiadas demuestran que este geotermómetro no arroja resultados razonables si se aplica en cristales que se encuentran en rocas de carácter químico tan diferente. En particular, aunque el contenido en Ti (apfu) y X_{Mg} de las biotitas estudiadas está dentro del rango de calibración del termómetro, de manera individual, la combinación del par de datos de contenido de Ti y de X_{Mg} de cada cristal medido es bastante diferente a los datos composicionales de las biotitas de retrogresión encontradas en granulitas máficas que Henry et al. (2005) utilizaron para probar la efectividad de su geotermómetro.

Las temperaturas obtenidas con el geotermómetro de Ernst y Liu (1988) para las hornblendas analizadas en el presente trabajo varían entre los 523 y 617°C, y son un poco más altas que la temperatura de cierre considerada por Solari et al. (2003) de 500°C para la hornblenda. Es necesario tener en cuenta que estas temperaturas se obtuvieron mediante el ajuste de la curva de regresión obtenida para los datos empíricos de Ernst y Liu (1988) y que el error que puede tener este termómetro es indeterminado. No obstante, el contexto textural en el que se encuentra la mayoría de los cristales de hornblenda analizados, junto con el carácter químico de las rocas en las que se encontraron (máfico y cuarzofeldespático), sugiere que la temperatura de formación de estos cristales pudo haber sido mayor que 500°C.

Por otro lado, los dos eventos principales de enfriamiento pudieron haber sido registrados por los óxidos de Fe y Ti. El primero de ellos se distingue texturalmente por la formación de lamelas de exsolución de magnetita en la ilmenita a los $591 \pm 30^\circ\text{C}$; mientras que el segundo está registrado por la formación de bordes de magnetita pura alrededor de cristales de ilmenita a los $368 \pm 30^\circ\text{C}$.

La última etapa de retrogresión de las granulitas del CO puede estar representada por la formación de cristales de clorita que rellenan fracturas perpendiculares a la foliación de las rocas, que forman las coronas externas de los juegos de coronas múltiples de rodean a orto- y clinopiroxenos o que forman agregados monominerales. Según los datos termométricos obtenidos en esta tesis, los cristales de clorita que constituyen texturas coroníticas pudieron haberse formado entre 250.87°C y 380.10°C . Este rango de temperaturas es aun relativamente alto en comparación con las

temperaturas de formación obtenidas para las cloritas que se encuentran en pseudomorfos monominerales, las cuales son de entre 204.92 °C y 346.70 °C.

9.4. Temporalidad de la retrogresión del Complejo Oaxaqueño

A pesar de que en el presente trabajo no se obtuvieron edades absolutas de las fases directamente involucradas en las texturas de retrogresión más pervasivas, la comparación de los datos termométricos aquí obtenidos con los utilizados por Keppie et al. (2004) para construir la curva de enfriamiento del CO permite hacer dos distinciones temporales y petrogenéticas importantes:

1. La formación de texturas como pertitas en feldespatos, lamelas de exsolución en piroxenos e ilmenita, y la formación de hornblenda y titanita está pudo tener lugar entre los 978 y los 945 Ma. Es importante tener en cuenta que la formación de este tipo de texturas es meramente indicativa del proceso natural de enfriamiento postorogénico de las rocas granulíticas y no de alteración química por intervención de fluidos externos.
2. Las edades de 856 ± 10 y 876 ± 9 Ma obtenidas con Ar/Ar y Rb-Sr en cristales de biotita (Keppie et al., 2004; Patchett y Ruiz, 1987) podrían representar la edad máxima de inicio de la formación de las texturas de retrogresión más importantes ($T < 500^\circ\text{C}$), como coronas simples, múltiples y simplectíticas, o pseudomorfos zoneados y completos de anfíboles, sulfuros, biotita, y clorita. La formación de este tipo de minerales y texturas en rocas granulíticas no solamente implica la disminución de la temperatura, sino también el cambio hacia un contexto tectónico que permitió la entrada masiva de fluidos (H_2O , CO_2 , SO_2) a un sistema que era prácticamente anhidro.

La geometría de la parte inferior de la curva de enfriamiento mostrada en la Figura 36 es coincidente con una trayectoria P-T-t de tipo IBC. Esto quiere decir que la primera etapa de enfriamiento del CO pudo estar caracterizada por un enfriamiento casi isobárico desde los 978 a los 945 Ma. Según Harley (1989), los principales contextos tectónicos que generan curvas de enfriamiento de granulitas con esta geometría son aquéllos que producen la extensión de corteza continental y que pueden o no involucrar componentes de acreción magmática debajo de ella, como tras-arcos, rifts intraplaca, o bien, márgenes continentales extendidos.

Keppie et al. (2004) discutieron cinco modelos geodinámicos diferentes para explicar la exhumación de terrenos granulíticos que muestran curvas de enfriamiento parecidas a la del CO. Estos autores concluyeron que un modelo como el propuesto por Collins (2002), el cual implica la alternancia de regímenes de extensión y compresión producida por el cambio del ángulo de subducción de una placa oceánica debajo de una continental, conciliaba todas las observaciones y consideraciones realizadas hasta el momento de la publicación de la curva de enfriamiento propuesta por dichos autores.

Los modelos propuestos por Harley (1989), Collins (2002), o Keppie et al. (2004), explican de manera satisfactoria la geometría de la primera etapa de enfriamiento (IBC) del CO, pero no permiten

realizar inferencias particulares sobre los cambios tectónicos que tuvieron que ocurrir para que a partir de los ~866 Ma comenzaran a infiltrarse fluidos en el sistema granulítico de tal modo que sus asociaciones minerales anhidras fueron alteradas hasta formar asociaciones típicas de las facies de anfibolita y esquistos verde.

La exhumación completa del CO está delimitada por el depósito discordante de la Formación Tiñú sobre las rocas metamórficas ya expuestas en superficie, fechado entre los 490 y los 478 Ma (Pantoja-Alor y Robinson, 1967; Gillis et al., 2005; Landing et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Sin embargo, la extrapolación de la curva de enfriamiento del CO sugiere que éste habría alcanzado niveles corticales superiores mucho antes, entre los 700 u 800 Ma aproximadamente (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). En particular, si se considera que la segunda etapa de enfriamiento del Complejo está marcada por el inicio de la formación de cristales de biotita de retrogresión a una temperatura aproximada de 300°C hace ~ 866 Ma, y que la tasa de enfriamiento que ha sido determinada para esta segunda etapa de exhumación es de 2 - 2.1°C/Ma (Keppie et al., 2004; Ortega-Gutiérrez et al., 2018), el CO tendría que haber alcanzado la superficie (0°C en el fondo del mar) entre los ~723 y los ~716 Ma. Cabe mencionar que estas edades aproximadas se encuentran dentro del intervalo de edades propuestas para la ocurrencia de las etapas iniciales del rompimiento de Rodinia (Ortega-Gutiérrez et al., 2018 y referencias en él).

Las características del o los eventos tectónicos que pudieron haber ocurrido dentro del hiatus comprendido entre la exhumación completa de las rocas metamórficas del CO y el depósito discordante de la Formación Tiñú (ca. 230 Ma), y que fueron responsables de la introducción de una cantidad importantes de fluidos de, hasta ahora, composición precisa desconocida, seguirán sin acotarse mientras no se lleve a cabo un estudio analítico detallado de la formación de las texturas, inclusiones fluidas y las asociaciones minerales indicativas de retrogresión metamórfica ocurrida a bajas temperaturas, es decir, de los cambios minerales, texturales y composicionales que ocurrieron a temperaturas menores a los 300-350°C. No obstante, la formación de fases hidratadas como anfíboles, micas oscuras y blancas, u óxidos como hematita y magnetita sugiere que el o los fluidos que fueron introducidos al sistema durante la exhumación del CO tenían una composición química predominantemente hídrica.

9.5. Conclusiones

1. Las rocas metamórficas expuestas en la porción estudiada del CO registraron diferentes estadios de retrogresión metamórfica, desde la facies de granulita hasta la facies de anfibolita e, incluso, de esquistos verde.
2. El grado de retrogresión observado en las rocas estudiadas parece estar asociado, al menos en parte, a la posición de las muestras recolectadas a lo largo de la columna estructural del CO.
3. El grado de retrogresión metamórfica observado parece estar directamente relacionado con el carácter composicional de las muestras estudiadas afectando de manera más intensa a las rocas máficas ricas en piroxenas.

4. Las estructuras de retrogresión más penetrantes (niveles 2 a 4) fueron observadas en rocas máficas, seguidas de las rocas cuarzofeldespáticas que tienen un contenido relativamente alto de minerales máficos, como orto y clinopiroxeno, e ilmenitas.
5. Los paragneises no muestran signos evidentes de retrogresión metamórfica, por lo que pueden ser caracterizados como representativos de los niveles 0 y 1 de retrogresión metamórfica.
6. La mayoría de los datos termométricos obtenidos, con excepción de los obtenidos para biotitas, son concordantes con las curvas de enfriamiento construidas por Keppie et al. (2004), y Ortega-Gutiérrez et al., (2018) con base en las temperaturas de cierre de los sistemas radiométricos utilizados.
7. La formación de texturas como lamelas de exsolución en piroxenos e ilmenitas, pertitas en feldespatos y la formación de cristales como hornblenda y titanita pudo haber ocurrido durante la retrogresión temprana postorogénica, entre los 978 y 945 Ma.
8. La temporalidad de la formación de texturas de retrogresión temprana postorogénica, como lamelas de exsolución en piroxenos e ilmenitas, pertitas en feldespatos, y la formación de cristales como hornblenda y titanita, está restringida entre los 978 y 945 Ma (Keppie et al., 2004).
9. La formación de coronas y pseudomorfos de distintos anfíboles, sulfuros, biotita y clorita podrían indicar las condiciones de T para la formación de las texturas de retrogresión más avanzadas, la cual pudo tener lugar en presencia de fluidos y a una edad de ~866 Ma.
10. El inicio de la formación de las texturas de retrogresión mencionadas en el numeral anterior al sistema granulítico, caracterizado por ser prácticamente anhidro implica el comienzo hace unos 866 Ma de la infiltración de fluidos de composición precisa todavía indeterminada, pero que incluye mayoritariamente agua.
11. La geometría de la curva representativa de la primera etapa de enfriamiento del CO podría asemejarse con un enfriamiento de tipo IBC.
12. Es necesario realizar estudios texturales y composicionales (incluyendo inclusiones fluidas) detallados indicativos de retrogresión metamórfica a temperaturas menores a los ~300°C para constreñir las características y la temporalidad de el o los eventos tectónicos que pudieron haber ocurrido dentro del hiatus comprendido entre la exhumación completa de las rocas metamórficas del CO y el depósito discordante de la Formación Tiñú, el cual es de unos 230 Ma.
13. La retrogresión hidratante post-orogénica probablemente se relacionó con el rompimiento incipiente de Rodinia hace ca. 700 Ma, por expulsión de fluidos de la corteza inferior bajo un régimen extensional.

Bibliografía

Andersen, D. J., y Lindsley, D. H., 1985. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer, Abstract AGU 1985 Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union 66 (18), 416.

Austrheim, H., Robins, B., 1980. Reactions involving hydration of orthopyroxene in anorthosite-gabbro. *Lithos*, vol. 14: 275-281.

Bailey, S. W., 1980. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. *American mineralogist*, vol. 65: 1-7.

Best, M. G., 2003. *Igneous and metamorphic petrology* second edition. Blackwell publishing.

Brown, M., 2002. Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of metamorphic geology*, vol. 20: 25-40.

Bucher, K., Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, octava edición.

Buddington, A. F., y Lindsley, D. H., 1964. Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents. *Journal of Petrology*, vol. 5: 310-357.

Burret, C., Berry, R., 2000. Proterozoic Australia-Western United States (AUSWUS) fit between Laurentia and Australia. *Geology*, vol. 28: 103-106.

Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Mineralogy*, vol. 23: 471-485.

Cathelineau, M. y Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions on Mineralogy and Petrology*, vol. 91: 235-244.

Collins, W. J., 2002. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust. *Geology*, vol. 30: 535-538.

Curtis, C. D., Hughes, C. R., Whitenman, J. A., Whittle, C. K., 1985. Compositional variations within some sedimentary chlorites and some comments on their origin. *Mineralogy Magazine*, vol. 49: 375-386.

De Caritat, P., Hutcheon, I., Walshe, J. L., 1993. Chlorite geothermometry: A review. *Clays and clay minerals*, vol. 41: 219-239.

England, P. C., Thompson, A. B., 1984a. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, Part I: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, vol. 25: 894-928.

Ernst, W. G. y Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermometer. *American Mineralogist*, vol. 83: 952-969.

- Foster, M. D., 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. US Geological Survey Prof. Papers, vol. 414: 1-33.
- Gillis, R., Gehrels, G., Ruiz, J., Flores de Dios-González, L. A., 2005. Detrital zircon provenance of Cambrian-Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxacan terrane, southern Mexico. *Sedimentary Geology*, vol. 182 (1/4): 87-100.
- Harley, S. L., 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, vol. 126: 215-247.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., Thomson, J. A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, vol. 90: 316-328.
- Jamtveit, B., 2010. Metamorphism: From Patterns to Processes. *Elements*, vol. 6: 149-152.
- Jamtveit, B., Austrheim, H., 2010. Metamorphism: The role of fluids. *Elements*, vol. 6: 153-158.
- Jowett, E. C., 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Programa con abstracts de la Reunión annual de la GAC/MAC/SEG (Toronto, mayo 27-29, 1991), 16: A62.
- Karlstrom, K. E., Harlan, S. S., Williams, M. L., McLelland, J., Geissman, J. W., Ahall, K. I., 1999. Refining Rodinia: geologic evidence for the Australia-western U.S. connection in the Proterozoic. *GSA Today*, vol. 9-10: 1-7.
- Keppie, J. D., 1997. Plate tectonic interpretation of Paleozoic World Maps. Nova Scotia Department of Mines Paper, 77: 30.
- Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., 1995. Provenance of Mexican Terranes: isotopic constraints. *International Geology Review*, vol. 37: 813-824.
- Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., 1999. Middle American Precambrian basement: a missing piece of the reconstructed 1 Ga orogen. En: Ramos, V. A., Keppie, J. D. (Eds), *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*, Special Paper- Geological Society of America, vol. 336: 199-210.
- Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., 2010. 1.3-0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): Remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 29: 21-27.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K. L., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., López, R., 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*, vol. 120: 365-389.
- Keppie, J. D., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Rivera, A., Lee, J. W. K., Hames, W. E., 2004. U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the cooling history of the northern Oaxacan complex, southern Mexico: tectonic implications. *Geological Society of America Memoir*, vol. 197: 771-781.
- Kohn, M. J., Spear, F., 2000. Retrograde net transfer reaction insurance for pressure-temperature estimates. *Geology*, vol. 28: 1127-1130.

- Kranidiotis, P., y MacLean, W. H., 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, vol. 82: 1898-1911.
- Kriegsman, L. M., 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, vol. 56: 75-96.
- Kuwatani, T., Toriumi, M., 2017. Thermodynamic forward modeling of retrogressive hydration reactions induced by geofluid infiltration. *Earth Planets and Space* (2017) 69: 18.
- Landing, E. D., Westrop, S. R., Keppie, J. D., 2007. Terminal Cambrian and lowest Ordovician succession of Mexican West Gondwana: biotas and sequence stratigraphy of the Tine Formation. *Geology Magazine*, vol. 144 (6): 909-936.
- Lepage, L. D., 2003. ILMAT: An Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences*, vol. 29: 673-678.
- Lindsley, D. H. y Andersen, D. J., 1983. A two-pyroxene thermometer. *Journal of geophysical research*, vol. 88: A887-A906.
- Locock, A. J., 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences*, vol. 62: 1 – 11.
- Mora, C. I., Valley, J. W., Ortega-Gutiérrez, F., 1986. The temperature and pressure conditions of Grenville-age granulite-facies metamorphism of the Oaxacan complex, southern Mexico. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista*, vol. 5: 222-242.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., Luna-González, L., 2018. The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, vol. 183 (en prensa).
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North-America during the late Paleozoic. *Geology*, vol. 23: 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., López, R., 1999. Late Ordovician-Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, vol. 27: 719-722.
- Pantoja, A. J., Robison, R. A., 1967. Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca. *Science*, col. 157: 1033-1035.
- Patchett, P. J., y Ruiz, J., 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of Eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 96: 523-528.
- Putnis, A., John, T., 2010. Replacement processes in the Earth's crust. *Elements*, vol. 6: 159-164.
- Powell, R., y Powell, M., 1977. Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal. *Mineralogical Magazine*, vol. 41: 257-263.
- Ramírez-Salazar, A., 2015. Petrogénesis de las granulitas del Complejo Oaxaqueño. Área Nochistlán-Telixtlahuaca. Tesis de licenciatura, UNAM.

Rollinson, H. R., 1980. Iron-titanium oxides as an indicator of the role of the fluid phase during the cooling of granites metamorphosed to granulite grade. *Mineralogical Magazine*, vol. 43: 623-31.

Schwartz, G. M., Todd, J. H., 1941. Comments on retrograde metamorphism. *Journal of Geology*, vol. 49: 177-189.

Solari, L.A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Lopez, R., Hames, W. E., 2003. 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, vol. 365: 257-282.

Spencer, K. J., y Lindsley, D. H., 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, vol. 66: 1189-1201.

Sturm, R., 2001. PX-NOM – an interactive spreadsheet program for the computation of pyroxene analyses derived from the electron microprobe. *Computers & Geosciences*, vol. 28: 473 - 483.

Stüwe, K., 1997, Effective bulk composition changes due to cooling: a model predicting complexities in retrograde reaction textures. *Contributions in Mineral Petrology*, v. 129: 43-52.

Tabbakh Shabani, A. A., 2009, Mineral Chemistry of Chlorite Replacing Biotite from Granitic Rocks of the Canadian Appalachians. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 20(3): 265-275.

Tetiker, S., Yalcin, H., Bozkaya, Ö., 2015. Approaches to the Low Grade Metamorphic History of the Karakaya Complex by Chlorite Mineralogy and Geochemistry. *Minerals*, vol. 5(2): 221-246.

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

Winter, J. D., 2014. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology* second edition. Pearson.

Yardley, B. W. D., Rhede, D., Heinrich, W., 2014. Rates of retrograde metamorphism and their implications for the rheology of the crust: an experimental study. *Journal of Petrology*, vol. 55: 623-641.

Zane, A., y Wess, Z., 1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data.

Zang, W. y Fyfe, W. S., 1995, Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineral Deposita*, vol. 30: 30-38.