

Universidad Nacional Autónoma de México  
Facultad de Ingeniería  
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra



# Estudio petrológico del Complejo Chuacús en el sector Rabinal, Guatemala.

Tesis que para obtener el título de  
Ingeniero Geólogo

Presenta

David Hernández Uribe

Director de Tesis

*Mtro. Roberto Maldonado Villanueva*

Ciudad Universitaria, D.F., Junio, 2015



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

Para  
Andrea, Maru y Andrés

*-Abandonarte la Fuerza no puede. Constante ella es. Si encontrarla no puedes, en tu interior y no fuera debes mirar -  
Yoda*

## Agradecimientos

A toda mi familia por su apoyo, por ser un gran ejemplo y por ser mi más grande motivación. Por todas las historias de triunfo, fracaso, alegría y tristeza que me han hecho una gran persona.

A Karen, mi paragénesis y macla. Gracias por todos esos momentos de felicidad.

A la UNAM y a la Facultad de Ingeniería por brindarme la mejor educación, y por darme todas las herramientas necesarias para obtener el éxito.

A mis sinodales cuyos comentarios ayudaron a mejorar este trabajo, Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, M. en C. Roberto Maldonado Villanueva, Ing. Alfredo Victoria Morales, Dr. Gustavo Tolson Jones, y al Dr. Carlos Ortega Obregón.

A cada uno de mis profesores, por haberme brindado su conocimiento y experiencia, que sin duda formaran parte de mi persona.

Al Ingeniero Francisco Javier Medina Escutia, por enseñarme el arte de la Mineralogía Óptica. Por introducirme al mundo de la enseñanza y docencia.

Al Ingeniero Alfredo Victoria Morales, por ser un gran profesor, tutor y amigo durante gran la carrera. Por enseñarme el gran y hermoso mundo de la mineralogía, por marcar parte de mi vida, y enseñarme a observar y admirar la belleza de los minerales. Por compartirme tus conocimientos, contarme tantas anécdotas e historias, por tus buenos consejos y excelentes platicas. ¡Gracias Alfred!

Al Maestro Roberto Maldonado Villanueva por introducirme y guiarme dentro de la Petrología, por enseñarme que la Geología hay que vivirla con intensidad y pasión. Por tu amistad y confianza, por brindarme tu apoyo, para realizar este trabajo. Por haber marcado mi vida y contagiarme el amor por las rocas metamórficas y sobre todo las ¡eclogitas! Por enseñarme a ver la Geología de una manera muy distinta. ¡Gracias Roberto!

A mis amigos y compañeros David, Fabián, Víctor, Javier, Karlita, Alex, Argelia, Alonso, Omar con los que compartí esta hermosa travesía por varios años, tanto dentro de los salones de clase como en el campo, por todos los momentos de risa, compañía y sinceridad.

A Andrea, Emmanuel, Elder, Pancho, Fausto y Fabián compañeros del cubículo, por los buenos momentos que compartimos y compartiremos, por su apoyo y sus consejos. Gracias por sus comentarios y sugerencias que ayudaron a mejorar este trabajo. A todos los compañeros del taller de cartografía, por aquellos buenos momentos de ociosidad.

A Alex, Fernando y Uriel, por acogerme cuando llegue al cubículo, por los buenos momentos y ratos de pláticas que tuvimos y sobre todo por compartirme sus conocimientos y experiencias.

Se agradece al personal de los Instituto de Geología y de Geofísica que brindó apoyo para el desarrollo del trabajo de campo, así como en el procesamiento de las muestras y en los trabajos analíticos, en especial al M. en C. Jaime Díaz Ortega y a Martha Lagunas Xochitiotzin del Taller de Laminación, a la Ing. María del Consuelo Macías Romo del Laboratorio de Separación de Minerales, al Ing. Carlos Linares López del Laboratorio Universitario de Petrología y al M en C. Emiliano Campos Madrigal.

Esta tesis se realizó bajo el proyecto PAPIIT "Petrogénesis de la rocas metamórficas del Complejo Chuacús, Guatemala y sus implicaciones tectónicas" con clave IN104914 a cargo del Dr. Fernando Ortega Gutiérrez y del M. en C. Roberto Maldonado Villanueva, a los que les agradezco por su apoyo y total confianza.

# ÍNDICE

<b>Resumen</b>	
<b>Introducción</b> .....	<b>1</b>
<b>Marco Teórico</b> .....	<b>3</b>
<i>Metamorfismo durante la subducción</i> .....	4
<i>Trayectorias metamórficas</i> .....	7
<b>Contexto Geológico Regional</b> .....	<b>9</b>
<i>Evolución tectónica del Caribe</i> .....	9
<i>Complejo de Sutura de Guatemala</i> .....	11
Mélange serpentinitico del Norte de Motagua .....	12
Mélange serpentinitico del Sur de Motagua.....	13
Complejo Chuacús.....	13
<b>Problemática, Objetivo y Metodología</b> .....	<b>16</b>
<i>Problemática</i> .....	16
<i>Objetivos</i> .....	17
<i>Metodología</i> .....	18
Trabajo de campo.....	18
Trabajo analítico .....	18
<b>Unidades Litológicas y Geología Estructural</b> .....	<b>23</b>
<i>Unidades litológicas</i> .....	23
Unidad meta-ígneas.....	23
Unidad meta-sedimentaria.....	27
<i>Geología Estructural</i> .....	32
<b>Petrografía y Química Mineral</b> .....	<b>36</b>
<i>Petrografía</i> .....	36
Unidad meta-ígneas.....	36
Unidad meta-sedimentaria.....	46
<i>Química Mineral</i> .....	54
Plagioclasa .....	54
Mica.....	55
Anfibol.....	56
Granate.....	57
Clorita .....	63
Epidota .....	63
Cloritoide .....	63
Óxidos de Fe y Ti .....	63
<i>Paragénesis Mineral</i> .....	64
<b>Geoquímica y Geocronología</b> .....	<b>68</b>
<i>Geoquímica</i> .....	68
Geoquímica de elementos mayores, menores y traza .....	69
Diagramas de discriminación tectono-magmática para rocas de composición básica.....	71
<i>Geocronología</i> .....	74
<b>Termobarometría</b> .....	<b>76</b>
<i>Termobarometría clásica vs Termobarometría de multi-equilibrio</i> .....	76
<i>Consideraciones para el caso de estudio</i> .....	77
<i>Termobarómetros para rocas anfibolíticas</i> .....	78
Termómetro granate-horblenda.....	79
Barómetro granate-horblenda-plagioclasa-cuarzo .....	80
Puntos de intersección P-T.....	80
<i>Termobarometría de multi-equilibrio</i> .....	82
<b>Discusión de Resultados y Conclusiones</b> .....	<b>84</b>
<i>Discusión de resultados</i> .....	84
El Complejo Chuacús en el sector Rabinal .....	84
Condiciones del proceso metamórfico.....	85
Naturaleza de los protolitos.....	88
<i>Conclusiones</i> .....	91
<b>Referencias Bibliográficas</b> .....	<b>92</b>

---

## Lista de Figuras

Figura 1. Clasificación de orógenos .....	3
Figura 2. Modelos esquemático de los tipos de orógenos .....	5
Figura 3. Arquitectura de una zona de subducción.....	6
Figura 4. Trayectoria metamórfica clásica en sentido horario.....	8
Figura 5. Mapa topográfico con zonas de sutura y complejos de HP .....	10
Figura 6. Modelo esquemático de la evolución tectónica del Caribe .....	11
Figura 7. Mapa geológico de Complejo Chuacús .....	15
Figura 8. Resumen de la metodología seguida durante el trabajo de tesis.....	20
Figura 9. Fotografías a nivel afloramiento de la secuencia de ortogneises .....	25
Figura 10. Fotografías a nivel afloramiento de anfibolitas .....	26
Figura 11. Fotografías a nivel afloramiento de la secuencia de esquistos pelíticos.....	29
Figura 12. Fotografías a nivel afloramiento de mármoles y pizarras.....	31
Figura 13. Diagramas estereográficos .....	32
Figura 14. Deformación presente en la zona norte del Complejo Chuacús .....	34
Figura 15. Fotomicrografías de la secuencia de ortogneises .....	39
Figura 16. Fotomicrografías de anfibolitas .....	41
Figura 17. Fotomicrografías de anfibolitas .....	42
Figura 18. Fotomicrografías de los diferentes tipos de granate dentro de las anfibolitas .....	44
Figura 19. Fotomicrografías de los diferentes tipos de granate dentro de las anfibolitas .....	45
Figura 20. Fotomicrografías de la secuencia de esquistos pelíticos.....	47
Figura 21. Fotomicrografías de la secuencia de esquistos pelíticos .....	49
Figura 22. Fotomicrografías de mármoles y rocas calcosilicatadas.....	51
Figura 23. Fotomicrografías de mármoles y rocas calcosilicatadas .....	52
Figura 24. Fotomicrografías de pizarras .....	53
Figura 25. Diagrama de clasificación de feldespatos.....	55
Figura 26. Variación composicional de las micas blancas .....	57
Figura 27. Clasificación de anfíboles .....	59
Figura 28. Perfiles de variación composicional dentro del granates .....	60
Figura 29. Zoneamiento composicional de los granates.....	61
Figura 30. Zoneamiento composicional de los granates .....	62
Figura 31. Cuadro paragenético de las unidades estudiadas y su relación con el metamorfismo .....	64
Figura 32. Diagramas ternarios AFM.....	70
Figura 33. Diagramas de discriminación tectono-magmática.....	75
Figura 34. Resultados de presión y temperatura obtenidos con TWQ.....	81
Figura 35. Resultados P-T obtenidos con TWQ.....	82
Figura 36. Resultados P-T obtenidos con TWQ para termobarometría de multi-equilibrio .....	83
Figura 37. Evolución P-T del Complejo Chuacús y de la zona del Rabinal.....	89
Carta Geológica del Sector Rabinal del Complejo Chuacús, Guatemala.....	35

---

## Lista de Tablas

Tabla 1. Ubicación de las muestras recolectadas, tipo de roca y análisis efectuado .....	19
Tabla 2. Análisis representativos de la química mineral de los principales grupos minerales.....	65
Tabla 3. Análisis de elementos mayores, menores y algunos traza.....	68
Tabla 4. Química de las fases minerales utilizadas para los cálculos termobarométricos .....	79
Tabla 5. Puntos P-T obtenidos de la intersecciones de las 12 rectas.....	80

---

## RESUMEN

El Complejo Chuacús, ubicado en la parte central de Guatemala, constituye uno de los basamentos menos estudiados y más enigmáticos de toda América Central, ya que se encuentra emplazado entre el límite de la placa Norteamericana y de la placa del Caribe. Por otro lado, su relación con las rocas del sur de México y con los países de Centroamérica sigue siendo, hasta la fecha poco entendida y muy discutida.

La zona norte del Complejo Chuacús está compuesto por dos unidades litológicas distintas, una unidad meta-ígneas, constituida por una secuencia de ortogneises con anfibolitas y una unidad meta-sedimentaria, constituida por paragneises intercalados con esquistos pelíticos y mármoles.

La estructura interna de este sector del Complejo Chuacús presenta características estructurales similares a las presentes en todo el Complejo, las cuales corresponden con un evento de deformación  $s_{n+1}$ . Esta deformación fue sobrepuesta por un evento de deformación frágil-dúctil, el cual llega a originar una foliación milonítica  $s_{n+2}$ , esta foliación presenta evidencia de movimiento lateral izquierdo similar al encontrado en la zona de cizalla de Baja Verapaz. Posteriormente se caracterizó un evento de deformación de tipo dúctil-frágil, el cual dislocó y/o rotó a los bloques previamente deformados.

Los estudios petrográficos a detalle y de microsonda electrónica de las diferentes litologías descritas, muestran que las rocas se encuentran en facies de anfibolita, con asociaciones minerales que sugieren condiciones cercanas o transicionales a la facies de eclogita, resaltando las anfibolitas con granate y los esquistos de fengita y paragonita con granate. La termobarometría de mutli-equilibrio realizada en anfibolitas con granate presentes como bandas dentro de gneises indican condiciones de metamorfismo a  $\sim 15$  [kbar] y  $\sim 400$  [°C], correspondiente con mediciones de los núcleos de minerales, y condiciones de  $\sim 19$  [kbar] y  $\sim 540$  [°C], correspondientes con mediciones de los bordes de los minerales, resultados consistentes con los resultados de química mineral. En contexto con los datos P-T encontrados en la literatura, los resultados obtenidos sugieren un evento de progresión dentro de un trayectoria metamórfica en sentido horario la cual alcanza su pico metamórfico a condiciones de  $\sim 20-23$  [kbar] y  $\sim 700$  [°C], registradas en eclogitas.

La naturaleza de los protolitos coincide con los ambientes inferidos dentro de la evolución tectónica del Caribe. Las rocas anfibolíticas alojadas dentro de la secuencia gnéissica representan rocas máficas con una firma geoquímica de basaltos toleíticos, similares a los basaltos tipo MORB. Por otro lado los ortogneises analizados presentan características geoquímicas de rocas calco-alcálicas, similares a los magmas de arcos

---

continentales. Los esquistos de fengita y paragonita con granate representan rocas de origen sedimentario, como lutitas y limolitas.

La transición del Complejo Chuacús a las rocas pertenecientes al Bloque Maya, en especial la suite de granitos el Rabinal, es difusa. Esta área de transición es una zona amplia de cizalla, donde se observa deformación anterior a la asociada con la zona de cizalla de Baja Verapaz. No se observa una transición gradual, ya que las rocas de la zona norte del Complejo Chuacús presenta una intensidad de metamorfismo mayor que las rocas de la suite de granitos del Rabinal, y por otro lado, tampoco es tan abrupto como el que se ha cartografiado antes.

La zona norte del Complejo Chuacús corresponde con una porción cortical la cual sufrió una evolución de metamorfismo Cretácico progrado similar a las otras porciones del Complejo sin llegar a presenciar las mismas condiciones del pico metamórfico, experimentando probablemente un metamorfismo de menor profundidad que la porción sur del Complejo, impidiendo el desarrollo de fase minerales meta-estables de alta presión tanto en rocas meta-ígneas como meta-sedimentarias.

## INTRODUCCIÓN

Las roca metamórficas del Complejo Chuacús, ubicado en la parte central de Guatemala, constituyen uno de los basamentos más enigmáticos y poco estudiados de todo América Central ya que se encuentra emplazado en el límite de la placa Norteamericana y de la placa del Caribe. Por otro lado su relación con las rocas del sur de México y con los países de Centroamérica sigue siendo hasta la fecha poco entendida.

Actualmente el límite de estas placas se encuentra definido por un mosaico de bloques corticales ensamblados por el sistema de fallas Polochic-Motagua (Donnelly et al., 1990; Mann et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2007; Ratschbacher et al., 2009). Estos bloques han sido divididos en tres cinturones de alta presión los cuales conforman al Complejo de Sutura de Guatemala (Ratschbacher et al., 2009; Martens et al., 2012). Este complejo de sutura presenta una compleja y hasta la fecha, poco entendida historia, la cual registra diversos procesos tectónicos de gran relevancia, entre ellos destacan eventos de subducción, colisión y exhumación de corteza oceánica y de corteza continental (Martens et al., 2012).

La evolución tectónica de la zona del Caribe está estrechamente ligada con la relación del Bloque Maya con el Bloque Chortis, los cuales forman parte de la placa Norteamericana y de la placa del Caribe respectivamente. El debate actual se centra en discutir el carácter alóctono o autóctono del Complejo Chuacús con respecto al Bloque Maya y en general sobre su posición espacio-temporal durante la evolución tectónica de la zona de Centro América y el Caribe. El sector norte del Complejo Chuacús, en las cercanías de Rabinal es una zona clave para entender su evolución, ya que en dicha región el Complejo Chuacús se encuentra en aparente contacto tectónico con la porción sur del Bloque Maya. Recientemente se ha propuesto un modelo donde la transición entre las secuencias de bajo grado y el Complejo Chuacús es abrupto, proponiendo un contacto estructural mediante de la zona de cizalla de Baja Verapaz (Ortega-Obregón et al., 2008), contrastando con el modelo el cual planteaba una transición gradual de las rocas del Complejo Chuacús hasta llegar a las rocas del Bloque Maya. Otra interrogante es la extensión de las rocas de alta presión (posiblemente de ultra-alta presión) dentro del Complejo Chuacús. La mayoría de los estudios recientes se han enfocado en pocas localidades para estudiar las rocas de alta presión, limitando el estudio a una porción del Complejo Chuacús generalizando la evolución metamórfica de estas rocas para todo el Complejo.

Con la finalidad de entender la estructura interna y la evolución metamórfica del Complejo Chuacús, se estudiaron las unidades litológicas presentes en el área de estudio (Figura 7), analizando sus características

estructurales, texturales y paragenéticas. Este trabajo discute la relación entre las rocas del Bloque Maya (granito Rabinal) y las rocas del Complejo Chuacús, así como las condiciones de los proceso metamórficos que dieron le origen, para así poder entender su evolución tectónica.

## MARCO TEÓRICO

El estudio de las rocas metamórficas de alta presión representa una parte fundamental para entender la dinámica de los orógenos, en particular el descubrimiento de la coesita y del diamante en rocas corticales, durante los años 80 en Italia y en Noruega (Chopin, 1984; Smith, 1984) y en los 90 en Kazajistán (Sobolev y Shatsky, 1990), respectivamente, ha generado una revolución conceptual en los campos de la petrología metamórfica y de la tectónica, resultando en una notable explosión de investigaciones involucrando técnicas como la petrología, termobarometría, geoquímica y geocronología llevando a la re-evaluación de la mayoría de los complejos metamórficos y cinturones orogénicos alrededor del mundo. Esta revolución conllevó a un mejor entendimiento de la dinámica de la litosfera continental, de la interacción entre el manto y la corteza así como de la reología de los materiales a condiciones extremas. A su vez esto generó una nueva visión de los procesos de subducción, colisión y exhumación revelando la importancia de estos procesos durante el crecimiento continental y su relación con el reciclaje cortical.

Estos cambios de paradigmas trajeron consigo el concepto de metamorfismo de ultra-alta presión (UHP), un término que conforme transcurre el tiempo se ha vuelto un objeto de estudio cada vez más común, dado los constantes descubrimientos de minerales y texturas características de dichas condiciones en varios orógenos alrededor del mundo (Gilloti, 2013).

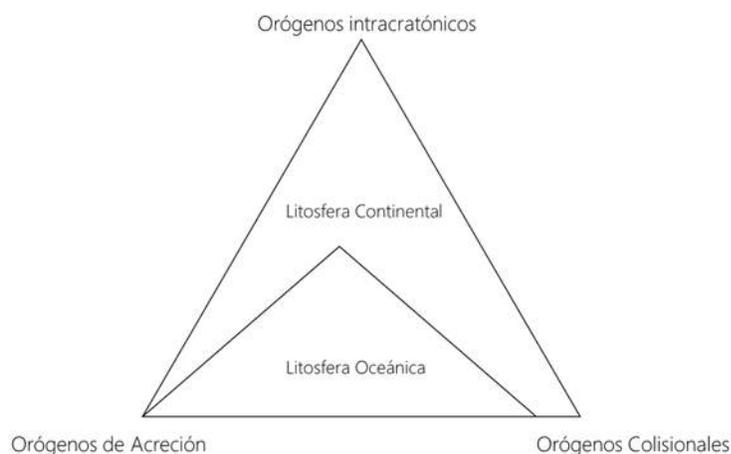


Figura 1. Clasificación de orógenos. Los orógenos colisionales incluyen a los aulacógenos (litosfera oceánica) y los formados por colisión de dos litosferas continentales. Los orógenos de acreción incluyen a los formados en márgenes continentales y en ambientes intraoceánicos. Los orógenos intracratónicos incluyen únicamente porciones de litosfera continental. Modificada de Cawood et al. (2009).

Cawood et al. (2009) divide a los cuerpos orogénicos con base en sus características geodinámicas dentro de un espectro de 3 miembros finales los cuales son: a) orógenos colisionales; b) orógenos de acreción y c) orógenos intracratónicos. Los orógenos colisionales son aquellos que se forman por la colisión de dos o más porciones de litosfera continental, los orógenos acrecionarios se forman en zonas donde existe una continua subducción de la corteza y los orógenos

intracratónicos se encuentran dentro de un continente alejado de cualquier tipo de margen activo (Figura 1 y Figura 2). El metamorfismo orogénico está ligado a los bordes convergentes de las placas tectónicas, existiendo distintos escenarios en los que interactúan los bordes de placa convergentes, por ejemplo: corteza oceánica con corteza oceánica, corteza continental con corteza oceánica y corteza continental con corteza continental (Klein y Philpotts, 2013). El mecanismo mediante el cual se desarrolla la convergencia de las placas tectónicas es la subducción. Generalmente el metamorfismo orogénico presenta dos etapas metamórficas consecutivas, la primera etapa presenta un régimen de alta presión-baja temperatura (HP/LT) relacionado a la subducción y la segunda etapa presenta un gradiente moderado de presión y temperatura relacionado a la colisión continental (Bucher y Grapes, 2011; referencias ahí citadas).

## Metamorfismo durante la subducción

Desde mediados del siglo pasado se empezó a presentar atención a las rocas metamórficas asociadas a las zonas y paleo-zonas de subducción. Uno de los trabajos pioneros fue el de Ernst (1977) donde enfatiza la importancia del estudio de esquistos azules y eclogitas como evidencia de antiguas zonas de subducción aseverando que su estudio es de vital importancia para poder entender la estructura y la evolución de las zonas de subducción.

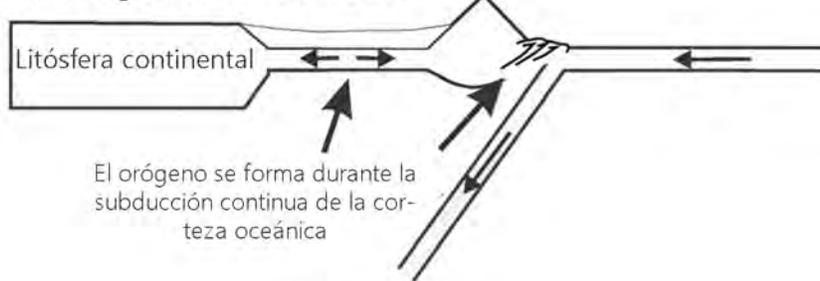
En la figura 3 se muestra la arquitectura de una zona de subducción convencional, la cual está compuesta por una porción de litosfera que no subduce (placa suprayacente), la placa que subduce (subyacente), el prisma de acreción, el arco volcánico, y las cuencas de antearco y trasarco.

La placa subducida va experimentando una serie de cambios estructurales y mineralógicos en respuesta al aumento de progresivo de presión y de temperatura. Debido al bajo gradiente geotérmico que existe en las zonas de subducción la temperatura se mantiene casi constante, después de que la placa libera la mayor parte de fluidos, la temperatura aumenta de manera considerable (Jamtveit y Austrheim, 2010). Estos eventos tectónicos son registrados por diferentes asociaciones minerales. Mientras la placa subduce las asociaciones minerales correspondientes a facies metamórficas de bajo grado, las cuales presentan presiones y temperaturas de  $\sim 3.5-6$  [kbar] y  $100-450$  [°C], como la de prehnita-pumpelita o esquistos verdes representada por actinolita- tremolita y epidota, son reemplazadas por las asociaciones minerales correspondientes con la facies de esquistos azules, la cual presentan como fase mineral característica al glaucófano ( $6-12.5$  [kbar] y  $200-500$  [°C]) y/o eventualmente a la facies de eclogita ( $P > 12.5$  y  $T > 400$ ), la cual muestra como fase

a) Orógenos colisionales



b) Orógenos de acreción



c) Orógenos intracratónicos



Figura 2. Modelos esquemáticos que ejemplifican la clasificación los diferentes tipos de orógenos. Explicación en el texto. Modificada de Cawood et al. (2009).

característica a la onfacita (Philpotts y Ague, 2009). Esta transición entre la facies de esquisto azul y eclogita representa la etapa de deshidratación de la placa (Jamtveit y Austrheim, 2010). A diferente escala, esta transición está representada por la reacción del anfíbol sódico (facies de esquisto azul) para generar un piroxeno sódico (facies de eclogita) y agua (Putnis y John, 2010).

Por otro lado, conforme la placa subduce y va liberando fluidos, principalmente agua y dióxido de carbono, que tienden a ascender a la cuña del manto la cual es una porción del manto que se encuentra ubicada entre la placa subyacente y suprayacente compuesta de peridotitas. Estas rocas al interactuar con el los

fluidos propician la serpentización el cual está representada por la reacción del olivino u otros minerales máficos como los piroxenos con el agua para formar serpentina y brucita (Jamtveit y Austrheim, 2010).

Durante la subducción la placa va arrastrando rocas sedimentarias de diversas fuentes, los cuales presentan poca madurez, mala selección y suelen contener bloques de rocas del basamento cristalino. Además de estos sedimentos terrígenos se encuentra la secuencia de sedimentos pelágicos que sobreyacen a la placa en subducción (Winter, 2010). Debido a la cinemática de subducción estos sedimentos son acrecionados contra la placa suprayacente, generando un arreglo caótico de sedimentos los cuales están fallados y deformados

(Figura 2b), de manera similar a un cinturón de pliegues y cabalgaduras (Philpotts y Ague, 2009). A este arreglo se le conoce como prisma de acreción.

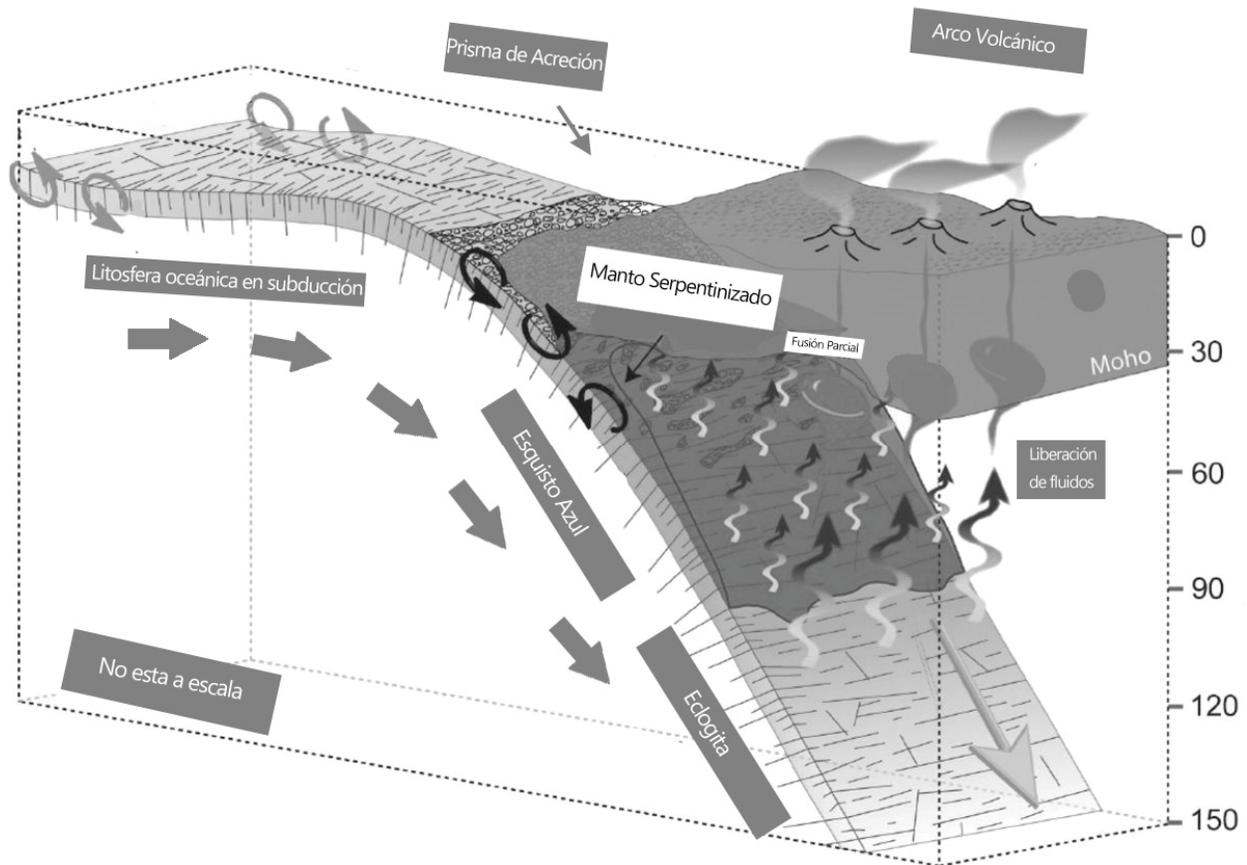


Figura 3. Arquitectura tradicional de una zona de subducción. Explicación en el texto. Modificada de Deschamps et al. (2013).

El prisma de acreción presenta evidencias de metamorfismo representado por la minerales miembros del grupo de la serpentina así como minerales formados por el metamorfismo de las arcillas originarias de los sedimentos pelágicos. Es importante resaltar que no todas las zonas de subducción presentan un prisma de acreción, algunas zonas de subducción actuales y antiguas carecen de prismas de acreción (Philpotts y Ague, 2009). En algunas ocasiones parte de estos sedimentos llegan a subducir con la placa, conforme los sedimentos descienden, aumenta progresivamente la presión pero debido al bajo gradiente geotérmico presente en las zonas de subducción la temperatura se mantiene casi constante, generando minerales de alta presión y baja temperatura (HP/LT) (Philpotts y Ague, 2009) como la lawsonita y/o anfíboles sódicos. Por su parte, los bloque de rocas cristalinas acarreados junto a los sedimentos presentaran transformaciones

minerales distintas debido a su química y a su reología, es decir, tendrán una respuesta distinta ante los cambios de presión y temperatura a los cuales sean sometidos.

Conforme la subducción avanza, si la placa que está subduciendo contiene porciones de corteza continental y corteza oceánica, al consumir la porción oceánica, el bloque continental colisionará con la otra porción continental de la placa suprayacente, generando un gran orógeno colisional (Figura 2a) (Cawood et al., 2009). Esto implica que el arco volcánico formado como consecuencia de la subducción sea acrecionado contra el continente y/o con otro arco volcánico y forme parte del orógeno recién formado. Esta acreción del arco volcánico tendrá como consecuencia el metamorfismo de las rocas ígneas extrusivas e intrusivas el cual generara rocas metamórficas de una clase química distinta a las formadas por el metamorfismo de las rocas máficas de la corteza oceánica (basalto y gabro) durante la subducción. Además, la colisión trae como consecuencia el engrosamiento y la deformación de la corteza continental y oceánica, los sedimentos y la corteza se pliegan generando un cinturón de pliegues y cabalgaduras, fallas inversas de bajo ángulo, los cuales ponen en contacto secuencias sedimentarias, rocas de la corteza oceánica y rocas pertenecientes al basamento cristalino (Klein y Philpotts, 2013). A su vez esta deformación y engrosamiento tiene como resultado la generación de rocas metamórficas con asociaciones minerales propias de las facies de esquistos verde, anfibolita y granulita características de un gradiente moderado de presión y temperatura (Klein y Philpotts, 2013) las cuales dependerán de la química y naturaleza de los protolitos. A la zona donde las dos porciones de corteza continental colisionan se le denomina sutura (Miyashiro, 1973).

## Trayectorias Metamórficas

Durante del último siglo se han desarrollado modelos termodinámicos que muestran los “recorridos” que las rocas siguen durante los procesos metamórficos. Estos “caminos” han sido denominados trayectorias metamórficas (P-T-t) donde las variables son la presión (P), la temperatura (T) y el tiempo (t) (Figura 4). El concepto de trayectorias metamórficas trajo consigo nuevas interrogantes, como por ejemplo, ¿Qué parte(s) de la trayectoria se conservaron en la roca? ¿Cómo diferenciar entre las asociaciones minerales de cada una de las etapas de la trayectoria metamórfica?

Por su parte para poder obtener la mayor información y poder darle un contexto tectónico es de vital importancia conocer el sentido de esta trayectoria, ya que existen trayectorias en sentido horario y en sentido anti-horario. De manera general las trayectorias en sentido horario muestran 3 etapas distintas, la primera etapa de engrosamiento cortical, una segunda etapa con un calentamiento isobárico y una última etapa

correspondiente a la exhumación (Frost y Frost, 2014). En cambio las trayectorias anti-horarias el orden de las etapas es al revés.

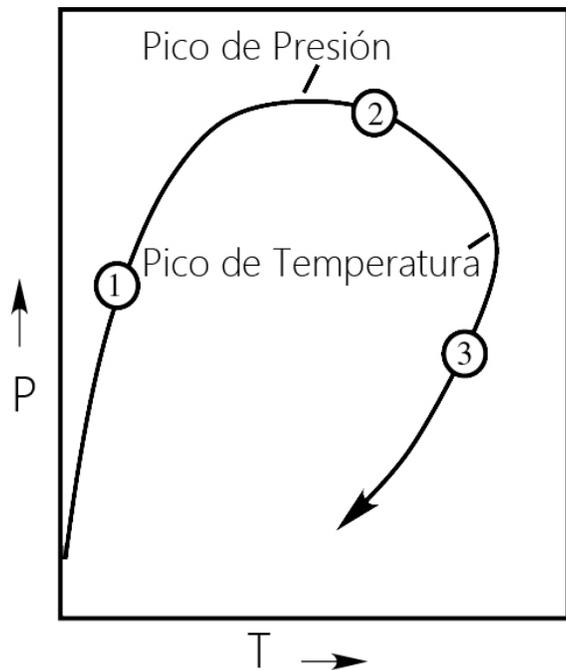


Figura 4. Trayectoria metamórfica clásica en sentido horario. 1) etapa de sepultamiento con un aumento rápido de presión y moderado de temperatura. 2) Calentamiento isobárico después de haber alcanzado el pico de presión. 3) Exhumación rápido evitando la re-transformación de las fases minerales. Modificado de Frost y Frost, 2014.

La mayoría de los complejos metamórficos asociados a zonas de subducción presentan generalmente un evento metamórfico progrado similar durante el cual experimentan variaciones mineralógicas significativas. Esta evolución mineralógica va de las fases minerales pertenecientes a la facies de prehnita-pumpelita, las cuales se transforman a fases minerales de esquistos verde (anfíboles cálcicos) y esquistos azul (anfíboles sódicos) y posteriormente a fases de eclogita (piroxenos sódicos) (Spear, 1993). En cambio durante la retrogresión presentan una trayectoria distinta, agrupándose en dos categorías principalmente, una en la cual el pico metamórfico es seguido por un evento de descompresión acompañado de media-altas temperaturas. Como consecuencia se presenta el remplazamiento de las fases minerales de facies de esquistos azul y eclogita por asociaciones minerales

características de la facies de esquistos verde y anfíbolita, por ejemplo en los Alpes, Nueva Caledonia, los Cíclades entre otros y otra categoría en la cual el camino de retrogresión es muy similar a su trayectoria prógrada, y en general las asociaciones minerales se encuentran bien preservadas, en este caso la curva de la trayectoria metamórfica es mucho más "cerrada" que en la otra categoría, por ejemplo el Complejo Franciscano en Estados Unidos (Spear, 1993; y referencias ahí citadas).

El estudio de rocas de alta y ultra-alta presión aunado al creciente desarrollo de la geocronología, termodinámica y la petrología experimental trajo consigo un re-entendimiento de las trayectorias metamórficas. En la actualidad se proponen diversas trayectorias metamórficas para un mismo complejo utilizando paqueterías de programación, los cuales modelan asociaciones minerales estables para una roca en particular y proponen presiones y temperaturas (pseudosecciones).

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

El área de estudio pertenece a la parte norte del Complejo Chuacús (Ortega-Gutiérrez et al., 2004) ubicado en la parte central de Guatemala en el denominado Complejo de Sutura de Guatemala (Giunta et al., 2002; Ratschbacher et al., 2009). Esta zona es de gran importancia tectónica ya que se encuentra ubicada entre el límite de la placa Norteamericana y la placa del Caribe (Figura 5). Estudios recientes han concluido que la formación del complejo Chuacús está relacionada con el origen y con la evolución Mesozoica de la placa del Caribe (Ortega-Gutiérrez et al., 2004; Solari et al., 2011; Martens et al., 2012; Solari et al., 2013), asimismo con la interacción espacio-temporal de dicha placa con el Bloque Maya.

### Evolución tectónica del Caribe

A mediados y a finales del siglo pasado la investigación sobre el Caribe se centraba principalmente en conocer el origen de la placa tectónica. Algunos autores apoyaban la idea de un origen in-situ entre América del Norte y América del Sur, mientras otros sugieren su origen en un escenario ligado al Pacífico, cercano a la placa Farallón, hipótesis en la que parece haber mayor consenso (Mann et al., 2007; Pindell et al., 2012). Por otro lado, en años recientes parte de la investigación sobre la evolución tectónica del Caribe se ha centrado en entender la distribución de los distintos cinturones orogénicos y complejos de sutura alrededor de la placa del Caribe (p.e. Complejo de Río San Juan, República Dominicana; Complejo de Sutura de Guatemala; Sierra del Convento, Cuba)(Figura 5).

Para un correcto entendimiento de la evolución del Caribe se requiere de la comprensión sobre el proceso de disgregación de Pangea, el cual de manera general comienza desde el Triásico con un proceso de rifting intenso, lo que lleva a la apertura del Océano Atlántico Norte y a la consecuente apertura del Golfo de México durante el Jurásico-Cretácico (Pindell et al., 2012). Durante la separación de Norteamérica y Sudamérica se ocurrió la apertura del Proto-caribe y la inserción de una porción de corteza oceánica de la placa del Pacífico, lo que generó la interacción de un arco volcánico con el continente y la generación de una serie de cuencas sintectónicas a lo largo de las márgenes del Caribe y de la Américas (Figura 6) (Pindell et al., 2009).

De acuerdo con Pindell et al. (2009) a lo largo del borde norte de Sudamérica y del borde sur de Norteamérica se desarrollaron márgenes pasivos, mientras que en el margen oeste existió una subducción con polaridad este lo que llevo a la formación de Gran Arco del Caribe (Figura 6), posteriormente hubo un cambio en la

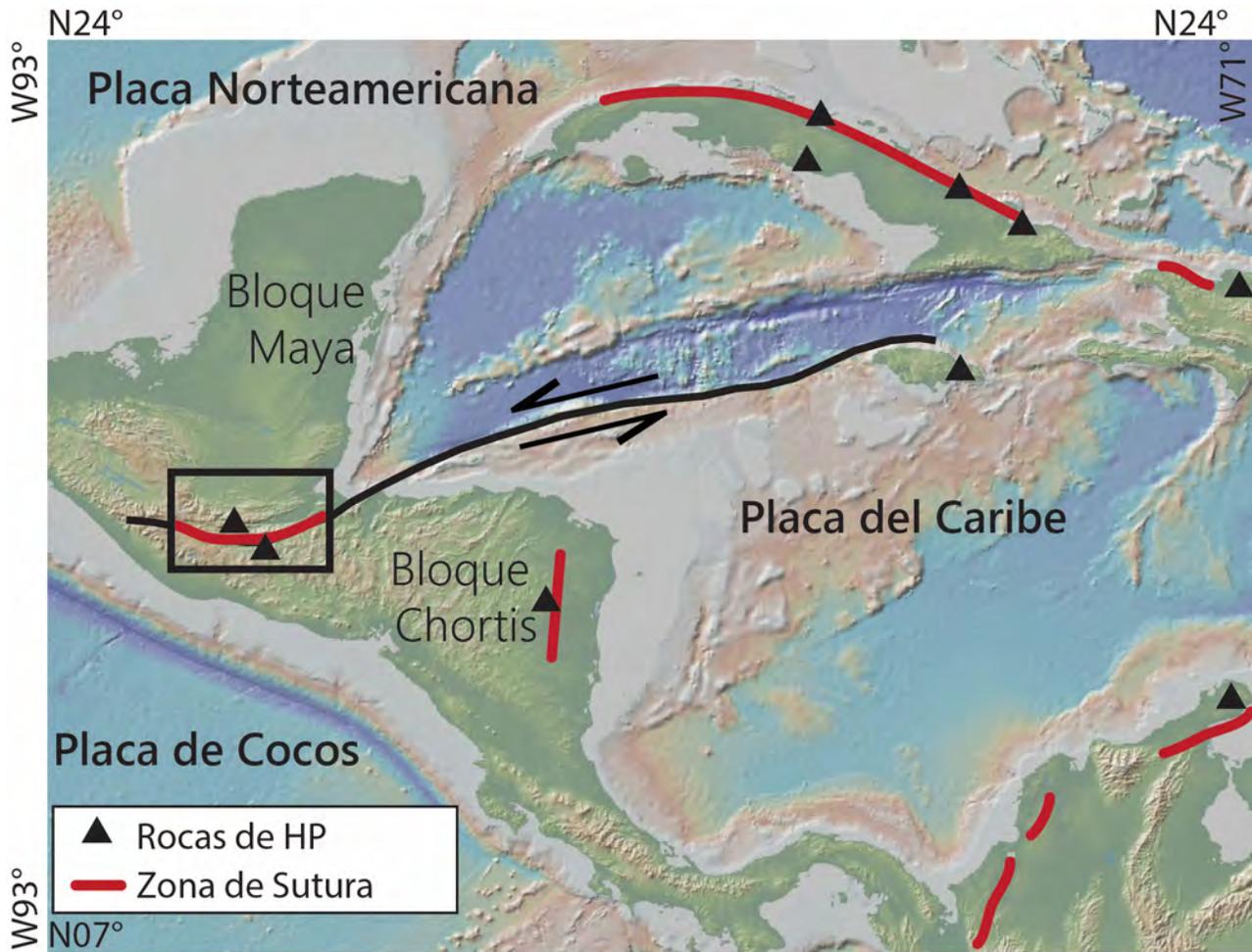


Figura 5. Mapa topográfico-batimétrico donde se presenta la ubicación de los distintos Complejos Metamórficos de HP y las principales zonas de sutura en un marco tectónico actual dentro del Caribe. Modificado de García-Casco et al. (2008).

polaridad de la subducción en una porción de la placa, provocando la subducción de una porción de un margen divergente, formando una ventana astenosférica. Subsecuentemente, conforme la subducción fue avanzando, se dio la migración del Gran Arco del Caribe hacia el este, colisionado contra las placas Norteamericana y Sudamericana durante el Cretácico hasta el Paleógeno (Figura 6) (García-Casco et al., 2008). Estos eventos de colisión y de subducción fueron registrados por un cinturón de rocas metamórficas principalmente HP/LT (alta presión-baja temperatura) denominado como cinturón orogénico del peri-Caribe (García-Casco et al., 2008), el cual se extiende desde Guatemala, Cuba hasta las Antillas y baja hasta la parte norte de Sudamérica principalmente Colombia y Venezuela (Figura 6) (García-Casco et al., 2008).

García-Casco et al. (2008) introdujeron el término Caribeana como un nuevo concepto paleo-geográfico para describir secuencias sedimentarias depositadas durante el Mesozoico en la zona noreste de la placa del Caribe. La evolución geodinámica de Caribeana (colisión-subducción-acreción) durante el Campaniano tardío

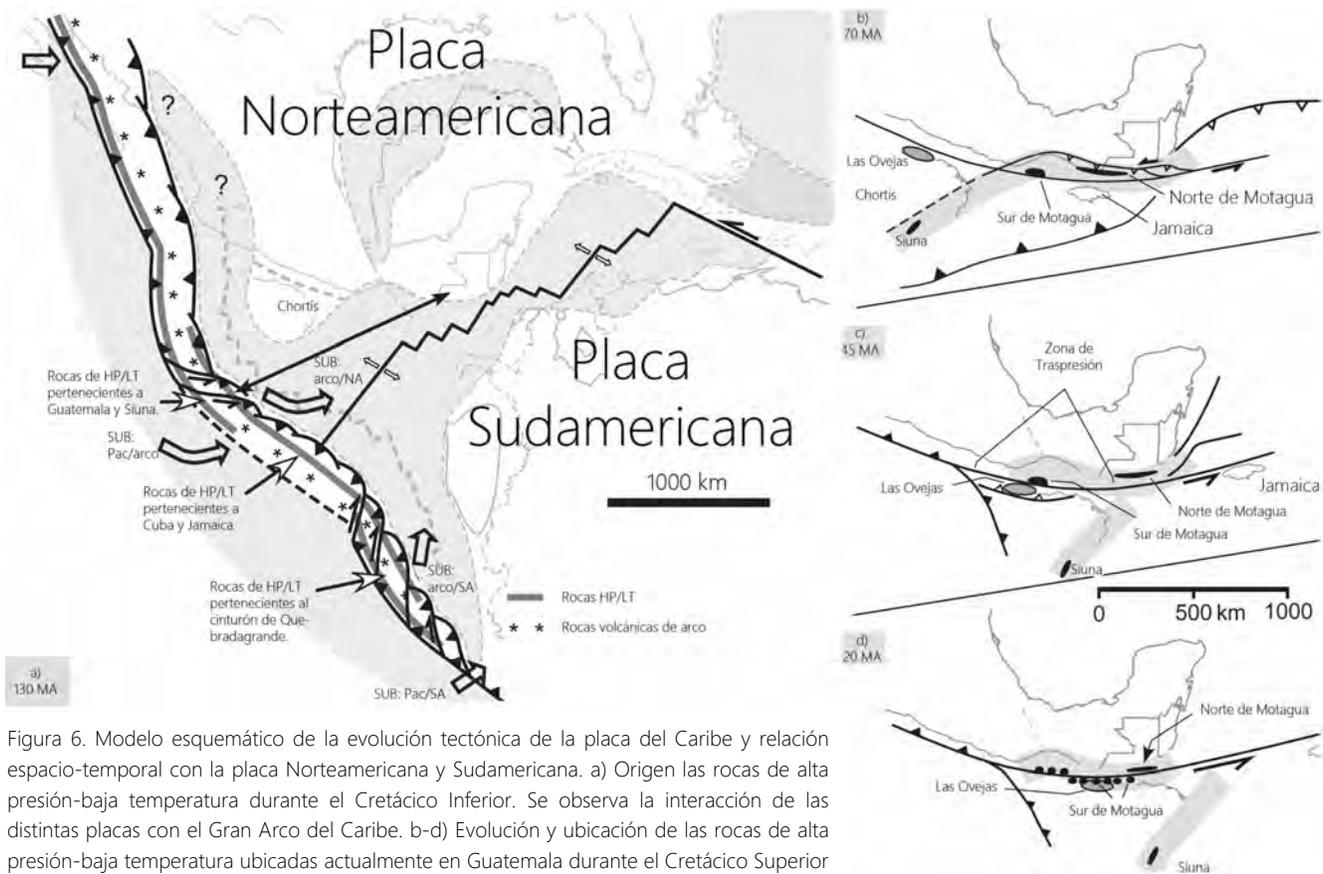


Figura 6. Modelo esquemático de la evolución tectónica de la placa del Caribe y relación espacio-temporal con la placa Norteamericana y Sudamericana. a) Origen las rocas de alta presión-baja temperatura durante el Cretácico Inferior. Se observa la interacción de las distintas placas con el Gran Arco del Caribe. b-d) Evolución y ubicación de las rocas de alta presión-baja temperatura ubicadas actualmente en Guatemala durante el Cretácico Superior al Paleógeno. Modificado de Pindell et al. (2012).

causó la interrupción de la actividad volcánica del Gran Arco del Caribe (Figura 6). El Gran Arco del Caribe se desintegró formando tres segmentos distintos (Burke, 1988), el segmento norte, central y sur. El segmento norte presenció dos eventos distintos, uno en el este y otro en el oeste. Durante el Cretácico tardío la parte este del segmento norte colisionó con el Bloque Maya formando el Complejo de Sutura de Guatemala (Pindell et al., 2012). Durante el Cenozoico, como consecuencia de la tectónica transpresional, se exhumaron los mélanges de la zona de Motagua (Pindell et al., 2012). En cambio, la zona oeste del segmento norte, que comprende lo que hoy en día es Cuba y La Hispaniola (Haití-República Dominicana), colisionó con Florida y la Bahamas causando la interrupción de la subducción en las Antillas Mayores (Burke, 1988).

## Complejo de Sutura de Guatemala

El límite actual de la placa Norteamericana y la placa del Caribe se encuentra definido por un mosaico de bloques corticales ensamblados por el sistema de fallas Polochic-Motagua (Donnelly et al., 1990; Mann et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2007; Ratschbacher et al., 2009). Estos bloques han sido divididos en tres cinturones de alta presión los cuales conforman al Complejo de Sutura de Guatemala (Ratschbacher et al.,

2009; Martens et al., 2012), el cual está constituido por el Complejo Chuacús y por los mélanges serpentiniticos del Norte y del Sur de Motagua (Figura 7). Los tres cinturones de alta presión presentan una compleja y, hasta la fecha, poco entendida historia, la cual registra procesos de subducción, colisión, exhumación y reciclaje de corteza oceánica y de corteza continental (Martens et al., 2012).

### *Mélange serpentinitico del Norte de Motagua*

Este mélange se encuentra ubicado en la parte norte de la falla Motagua (Figura 7) y consiste en un mélange con bloques de eclogitas, esquistos azules, anfibolitas y jadeítitas dentro de una matriz compuesta de serpentinitas, principalmente antigorita y rocas meta-sedimentarias, esencialmente cuarcitas y mica-esquistos, intercaladas con mármoles y paragneises (Harlow et al., 2004).

Marroni et al. (2009) interpretan este arreglo de rocas metamórficas como una porción de corteza oceánica con su cubierta sedimentaria, la cual durante el proceso de subducción recogió bloques de otras litologías a distintas profundidades, estos bloques de diferentes litologías presentan evidencias mineralógicas y estructurales de diverso eventos tectónicos, reconociendo 4 fases distintas. La primera fase está caracterizada por un bajo gradiente geotérmico, representado por una trayectoria de HP/HT (alta presión-alta temperatura) formada a 20–23 [kbar] de presión y de 600–650 [°C] de temperatura interpretado como el proceso de subducción de la placa oceánica (Marroni et al., 2009). El proceso de eclogitización de la placa subducida está representada por bloques de eclogita inmersos en el mélange antigorítico, que presentan una paragénesis de granate, onfacita, zoisita, fengita, plagioclasa, rutilo, y cuarzo (Marroni et al., 2009).

Los siguientes 3 eventos tectónicos son interpretados como el proceso de exhumación a través del canal de subducción y su posterior deformación en niveles corticales más someros (Marroni et al., 2009). Durante la exhumación a través del canal de subducción la placa se hidrata y la paragénesis principal de los bloques es reemplazada por una asociación mineral correspondiente con la facies de anfibolita y posteriormente por la asociación mineral característica de la facies de esquistos azul. Hasta la fecha el origen de los bloques de jadeítitas sigue en discusión. Existen dos explicaciones para entender su origen bajo el régimen de la subducción: una donde se le atribuye el origen de la jadeítitas al metamorfismo de alta presión de plagiogranitos y a las secuencias gnéisicas del Complejo Chuacús (Silva, 1970); y otra donde se atribuye a la recristalización de fluidos durante el ascenso por el canal de subducción, y su subsecuente descompresión (Harlow et al., 2003).

### ***Mélange serpentínico del Sur de Motagua***

Al sur de la falla Motagua (Figura 7) aflora el otro mélange serpentínico con bloques de esquisto azul y eclogitas con lawsonita. Estos bloques exóticos se encuentran inmersos en una matriz de antigorita y rocas de textura pizarrosa.

De manera general se han distinguido 2 eventos principales: un evento que alcanza el pico metamórfico en la facies de eclogita; y un evento de retrogresión a condiciones de facies de esquisto azul (Tsuji-mori et al., 2006). Estos eventos han sido interpretados por Tsujimori et al. (2006) como el proceso de eclogitización de la placa oceánica subducida, presentando una paragénesis de granate, onfacita, lawsonita, clorita, rutilo y cuarzo, iniciando a una presión de 11 [kbar] y a una temperatura de 300[°C] y continuando aproximadamente hasta 26 [kbar] de presión y 480 [°C] de temperatura (Tsuji-mori et al., 2006). El proceso de exhumación ocurrió a través del canal de subducción teniendo como consecuencia la hidratación de la placa y recristalización en facies de esquisto azul, con una asociación mineral de glaucófano, lawsonita, clorita, fengita, titanita y cuarzo (Endo et al., 2012). Durante la exhumación estas rocas se relacionaron con procesos metasomáticos y con rocas serpentínicas en zonas más someras de la corteza.

Endo et al. (2012) sugiere que la formación de este mélange no se dio durante un régimen de baja temperatura, si no que el proceso de baja temperatura se dio durante la exhumación, proponiendo un método de exhumación a través de un diapiro serpentínico.

### ***Complejo Chuacús***

El Complejo Chuacús limita al norte con la zona de cizalla de Baja Verapaz (Ortega-Obregón et al., 2008) y al sur con la falla Motagua (Figura 7). El Complejo Chuacús es un complejo metamórfico poli-deformado que presenta evidencia de procesos de alta presión y relativamente altas temperaturas (Ortega-Gutiérrez et al., 2004; Ratschbacher et al., 2009; Solari et al., 2011; Martens et al., 2012).

El Complejo Chuacús está compuesto por una secuencia de gneises cuarzofeldespáticos, los cuales presentan asociaciones de alta presión compuestas generalmente por albita, granate, cuarzo, fengita, biotita, zoisita, rutilo, y clinopiroxeno (Ortega-Gutiérrez et al., 2004). Los gneises cuarzofeldespáticos están intercalados con mica esquistos compuestos por porfidoblastos de granate y cianita dentro de una matriz de mica blanca, biotita, estaurólita, cloritoide, rutilo, zoisita y cuarzo. Estas rocas metapelíticas están alternados con mármoles, los cuales presentan asociaciones de alta presión formadas por calcita, cuarzo, zoisita, rutilo, mica blanca, clinocloro, porfidoblastos de pargasita y tremolita (Ortega-Gutiérrez et al., 2004).

Dentro de toda la secuencia existe niveles anfibolíticos, los cuales llegan a presentar fases minerales relictas de facies de eclogita; esta paragénesis está compuesta por onfacita, granate, rutilo y cuarzo y como minerales accesorios fengita y zoisita (Martens et al., 2012). Estas rocas presentan una marcada retrogresión (Martens et al., 2012) en facies de anfibolita. Como evidencia de fusión parcial, el Complejo Chuacús presenta pegmatitas de composición granítica. Estas pegmatitas son interpretadas como parte del leucosoma y las secuencias de gneises con bandas anfibolíticas parte de la restitas (Ortega-Gutiérrez et al., 2004; Solari et al., 2011).

Martens et al. (2012) proponen que durante el Cretácico superior, con una edad U-Pb de  $75.5 \pm 2$  Ma (medidos con circones en eclogitas), se dio la subducción de una porción de litosfera continental de la placa Norteamericana, representado por un evento de metamorfismo de alto grado en facies de eclogita con presiones entre 21-25 [kbar] y temperaturas de 650-750 [°C] (Ortega-Gutiérrez et al., 2004; Ratschbacher et al., 2009; Martens et al., 2012) a profundidades del manto y una retrogresión muy rápida, con una edad K-Ar de  $74.5 \pm 3.5$  Ma (medidos en anfíboles y micas blancas), durante la exhumación en facies de anfibolita a profundidades de la corteza. Esta rápida exhumación provocó descompresión originando la fusión parcial de gran parte del Complejo Chuacús, así como la generación de pegmatitas a lo largo de todo el Complejo. La edad Cretácica tardía contrasta con la edad paleozoica de la eclogitización propuesta por otros autores (p.e. Ortega-Gutiérrez et al., 2004; Ratschbacher et al., 2009; Solari et al., 2011), y por lo tanto también los modelos tectónicos propuestos.

Por otro lado la controversia actual sobre el Complejo Chuacús radica sobre su ubicación dentro el marco de la evolución de la placa del Caribe y la placa Norteamericana y sobre su carácter alóctono o autóctono con respecto al Bloque Maya, el cual forma parte de la placa Norteamericana. En trabajos recientes (p.e. Solari et al., 2011; Martens et al., 2012; Solari et al., 2013) se ha puesto en debate la naturaleza del Complejo Chuacús y su relación con la placa Norteamericana, específicamente en torno a la correlación de sus protolitos con las rocas del Bloque Maya, así como en el entendimiento de la transición del Complejo Chuacús con el Bloque Maya.

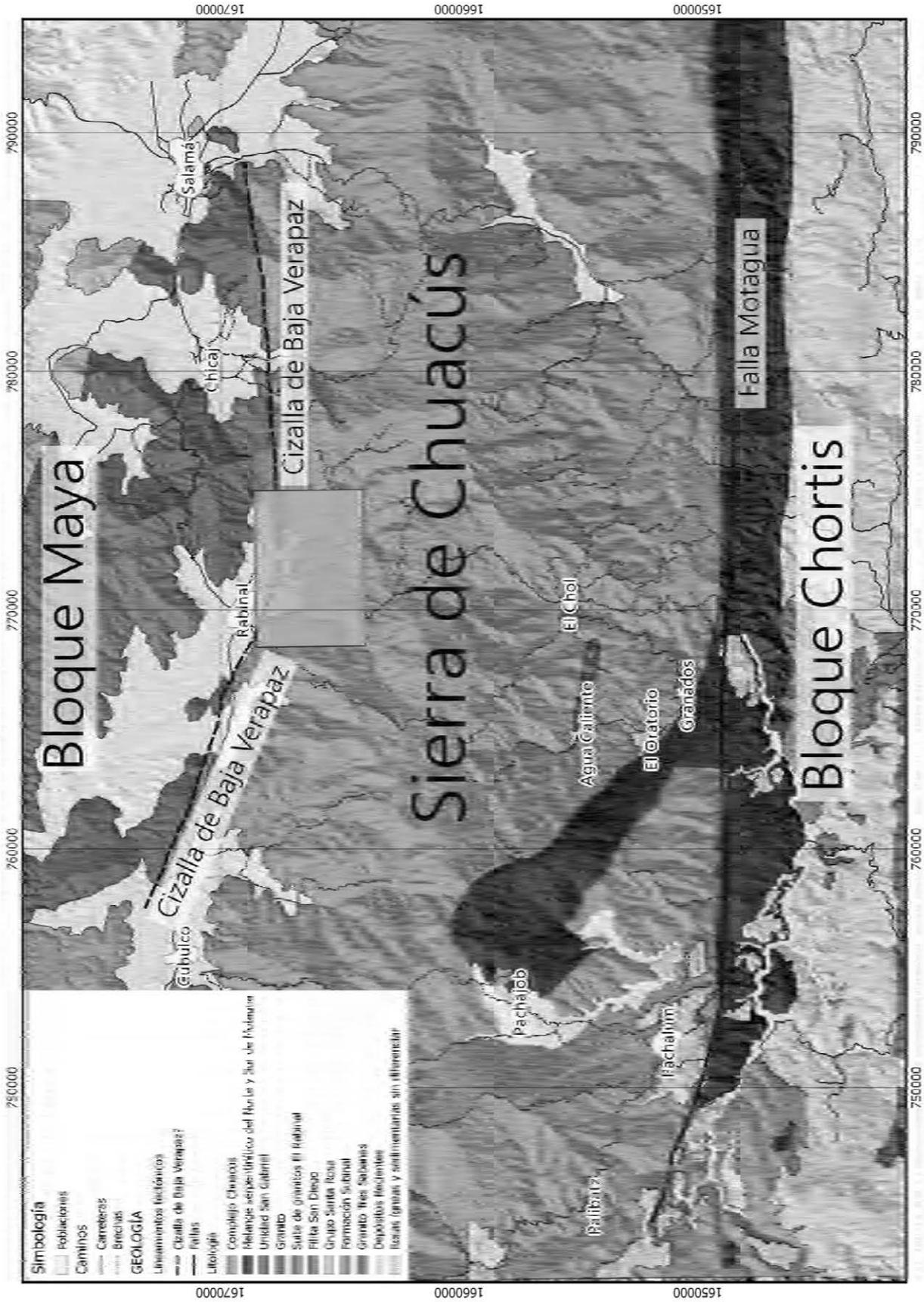


Figura 7. Mapa geológico del Complejo Chuacús. Se encuentra señalada la zona de estudio. Compilado a partir de Ortega-Gutiérrez et al. (2004); Ortega-Obregón et al. (2008); Solari et al. (2013).

## PROBLEMÁTICA, OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

### Problemática

En tiempos recientes diversos grupos de investigación se han enfocado en entender la evolución tectónica del Caribe, en especial la interacción de las placas de Norteamericana, Sudamericana, Caribe y Pacífico, enfocándose principalmente en las paleo zonas de subducción, las cuales generaron los actuales complejos metamórficos alrededor del Caribe (p.e. Ortega-Gutiérrez et al., 2004; Tsujimori et al., 2006; García-Casco et al., 2008a; Ratschbacher et al., 2009). En la zona del Caribe existe evidencias de que la presión alcanzada en los distintos complejos es diferente, además de mostrar una gran diversidad composicional, y mostrar distintos regímenes de temperatura durante la subducción, por ejemplo, la subducción “fría” de una corteza oceánica registrada por las eclogitas con lawsonita encontradas en Guatemala y República Dominicana (Tsujimori et al., 2006; Endo et al., 2009; Schertl et al., 2012). Por otro lado se han descrito zonas de subducción “calientes” de corteza oceánica, registradas por anfibolitas con granate parcialmente fundidas en Cuba (García-Casco et al., 2008b) y además evidencias de subducción de corteza continental en Guatemala, y Cuba (Ortega-Gutiérrez et al., 2004; Martens et al., 2012; García-Casco et al., 2008b). Estos proyectos de investigación han integrado distintas disciplinas, entre ellas, tectónica, geocronología, petrogénesis de rocas ígneas y de rocas metamórficas para poder resolver los problemas planteados. Sin embargo aún existe incertidumbre y existen muchas preguntas por contestar, por ejemplo entender y explicar los mecanismos de exhumación para cada uno de los complejos o simplemente integrar toda la información para concebir un modelo tectónico que describa la evolución de esta región en su conjunto. Estos problemas y la falta de información se debe principalmente a la falta de datos cualitativos y cuantitativos en algunas regiones donde se encuentran estos complejos metamórficos, además de que ciertas zonas no han sido estudiadas a detalle, por ejemplo carecen de cartografía geológica y de información petrológica que permitan entender a partir de las relaciones de campo y estudios analíticos sus condiciones de formación.

El Complejo de Sutura de Guatemala es una zona clave para entender la interacción y relación de Norteamérica y el Caribe. Dentro de los cinturones metamórficos que componen al Complejo de Sutura sobresale el Complejo Chuacús, ya que registra eventos de HP/HT (alta presión-alta temperatura) en una corteza continental subducida, y porque hasta la fecha prevalece la controversia y el debate acerca de su carácter alóctono o autóctono con respecto al Bloque Maya (Solari et al., 2011; Martens et al., 2012; Solari et

al., 2013) y en general sobre su posición espacio-temporal durante la evolución tectónica de la región de Centro América y el Caribe.

El sector norte del Complejo Chuacús, en las cercanías de Rabinal es una zona clave para entender la evolución de este Complejo en el marco de la evolución tectónica del Caribe, ya que en dicha región el Complejo Chuacús se encuentra en aparente contacto tectónico con la suite de granitos El Rabinal (Ortega-Obregón et al., 2008; Ratschbacher et al., 2009; Solari et al., 2013), la cual representa la porción sur del Bloque Maya. Anteriormente se pensaba que la transición de las rocas de bajo grado metamórfico ubicadas en la parte norte de Rabinal era gradual hasta llegar a las secuencias de alto grado del Complejo Chuacús (Van der Boom, 1972); esta idea contrasta con el modelo propuesto recientemente, donde la transición entre las secuencias de bajo grado y el Complejo Chuacús es abrupta, proponiendo un contacto estructural denominado “zona de cizalla de Baja Verapaz” (Ortega-Obregón et al., 2008), la cual separa dos secuencias litológicas muy distintas, con características estructurales y petrológicas contrastantes. Aunque, recientemente se ha documentado que el granito Rabinal registra un proceso metamórfico en condiciones de facies de esquisto azul con presiones de  $\sim 8$  [kbar] y temperaturas entre 280-330 [°C] (Solari et al., 2013). Sin embargo, esta zona no ha sido descrita a detalle y no se conoce la naturaleza de las rocas metamórficas que ahí afloran y por lo tanto, se ignoran las condiciones de metamorfismo que experimentó dicha secuencia litológica.

## Objetivos

Este trabajo de tesis tiene como finalidad presentar una cartografía a semi detalle, así como la caracterización estructural y petrológica del Complejo Chuacús en el sector Rabinal (Figura 7), la cual permita entender y precisar la relación entre las rocas del Bloque Maya (granito Rabinal) y las rocas del Complejo Chuacús, así como estudiar las condiciones de los procesos metamórficos que dieron origen al Complejo Chuacús en este sector, para así poder entender su evolución tectónica.

Los objetivos específicos de esta tesis son:

- Presentar una cartografía a semi detalle de la porción norte del Complejo Chuacús.
- Describir las principales unidades litológicas, así como sus características y relaciones estructurales.
- Realizar un estudio petrográfico detallado de las principales unidades metamórficas expuestas en la zona de Rabinal.

- Definir la naturaleza de los protolitos, así como su ambiente tectónico de formación.
- Realizar análisis termobarométricos para entender las condiciones metamórficas que dieron origen al Complejo Chuacús en este sector.
- Verificar la extensión del metamorfismo de alta presión en este sector del Complejo Chuacús.
- Integrar los datos petrográficos, geoquímicos, termobarométricos y relacionarlos con las características estructurales de las distintas unidades, lo que permita entender la estructura interna del complejo.

## Metodología

La metodología que se siguió para realizar el trabajo de tesis consistió principalmente de dos fases: trabajo de campo y trabajo analítico (Figura 8).

### *Trabajo de Campo*

El trabajo de campo consistió en una jornada inicial de 4 días, en los cuales se desarrolló una cartografía a semi-detalle escala 1:20,000 donde se tuvieron 33 estaciones de trabajo, en cada estación de trabajo se realizó la descripción megascópica y la caracterización estructural del afloramiento. En cada uno de los afloramientos se realizó un muestreo sistemático. Se colectaron 15 muestras representativas para realizar distintos trabajos analíticos (Tabla 1). En una segunda jornada de trabajo, la cual duró 2 días, se hicieron verificaciones de la cartografía y de la disposición estratigráfico-estructural de las unidades.

### *Trabajo Analítico*

#### *Sistemas de Información Geográfica*

Para el trabajo cartográfico se recopiló una serie de cartas topográficas, geológicas, modelos digitales de elevación y datos vectoriales de la zona de estudio. Mediante el software libre QGIS™ se compiló una carta base escala 1:12,500, la cual cuenta con curvas de nivel, vías de comunicación, y localidades cercanas. Sobre la base del mapa se realizó la digitalización de la carta geológica realizada en campo, dibujando litologías, rasgos estructurales, ubicando geográficamente las estaciones de trabajo y las muestras recolectadas en campo.

Tabla 1. Ubicación de las muestras recolectadas, tipo de roca y de análisis efectuado.

Estación	Ubicación		Clave de la Muestra	Tipo de Roca	Tipo de análisis		
	X	Y			Petrografía	EPMA	FRX
21	769363	1666465	CH-23	Anfibolita	x	x	x
5	769318	1664888	CH-24a	Esquisto	x		
5	769318	1664888	CH-24b	Esquisto	x	x	x
10	770010	1665738	CH-25a	Mármol	x		
10	770010	1665738	CH-25b	Mármol	x		
10	770010	1665738	CH-25c	Mármol	x		
1	770382	1664557	CH-26	Mármol	x		
2	770252	1664892	CH-27	Pizarra	x		
5	769318	1664888	CH-28a	Gneis	x		x
5	769318	1664888	CH-28b	Gneis	x		
9	769697	1665772	CH-29	Anfibolita	x		
14	771926	1665396	CH-30	Anfibolita	x		
18	772346	1666167	CH-31	Anfibolita	x		
31	773374	1666052	CH-32	Anfibolita	x	x	x
41	769590	1667510	CH-71	Cuarcita	x		

### *Petrografía y Química Mineral*

De las muestras obtenidas en campo se seleccionaron las menos alteradas y las más representativas de los litotipos observados para realizar los estudios petrográficos. Las muestras seleccionadas para los estudios petrográficos fueron preparadas en el laboratorio de laminación del Instituto de Geología y en el laboratorio de laminación en el Centro de Geociencias de la UNAM, siendo un total de 24 láminas delgadas. Los estudios petrográficos se realizaron en un microscopio petrográfico marca Carl Zeiss™ modelo Axio Vision. Las fotomicrografías se tomaron con una cámara Canon™ acoplada al microscopio. Los análisis petrográficos consistieron en microscopía óptica de luz transmitida mediante la cual se definieron las fases minerales presentes, se analizaron las texturas principales de la muestra y se identificaron las principales paragénesis asumiendo equilibrio químico entre las fases minerales.

Con base en la petrografía se seleccionaron 3 láminas delgadas (ver tabla 1) para obtener información química puntual de las fases minerales más representativas y de interés petrológico. Los análisis texturales y de química mineral se realizaron mediante microscopía electrónica. La preparación de muestras se realizó en el laboratorio de Separación de Minerales del Instituto de Geología. Los estudios en microsonda se realizaron en la Universidad de Oregon usando una microsonda Cameca SX-100 y en el Laboratorio Universitario de

Petrología de la UNAM, utilizando un equipo JEOL JXA-8900R con unas condiciones de operación de V=20 [kV] y I=50 [nA]. Los análisis obtenidos consistieron en 136 mediciones EDS y WDS, así como 4 mapas químicos.

Las fórmulas químicas de los minerales fueron calculadas por medio de una aplicación de Visual Basic de código abierto para Excel™ llamada CALCMIN, la cual cuenta con bases de datos para distintos minerales, realizando la normalización, corrección y filtrado de los resultados, lo que le permite calcular de manera rápida y efectiva las formulas minerales (Brandelik, 2009; y referencias ahí citadas).

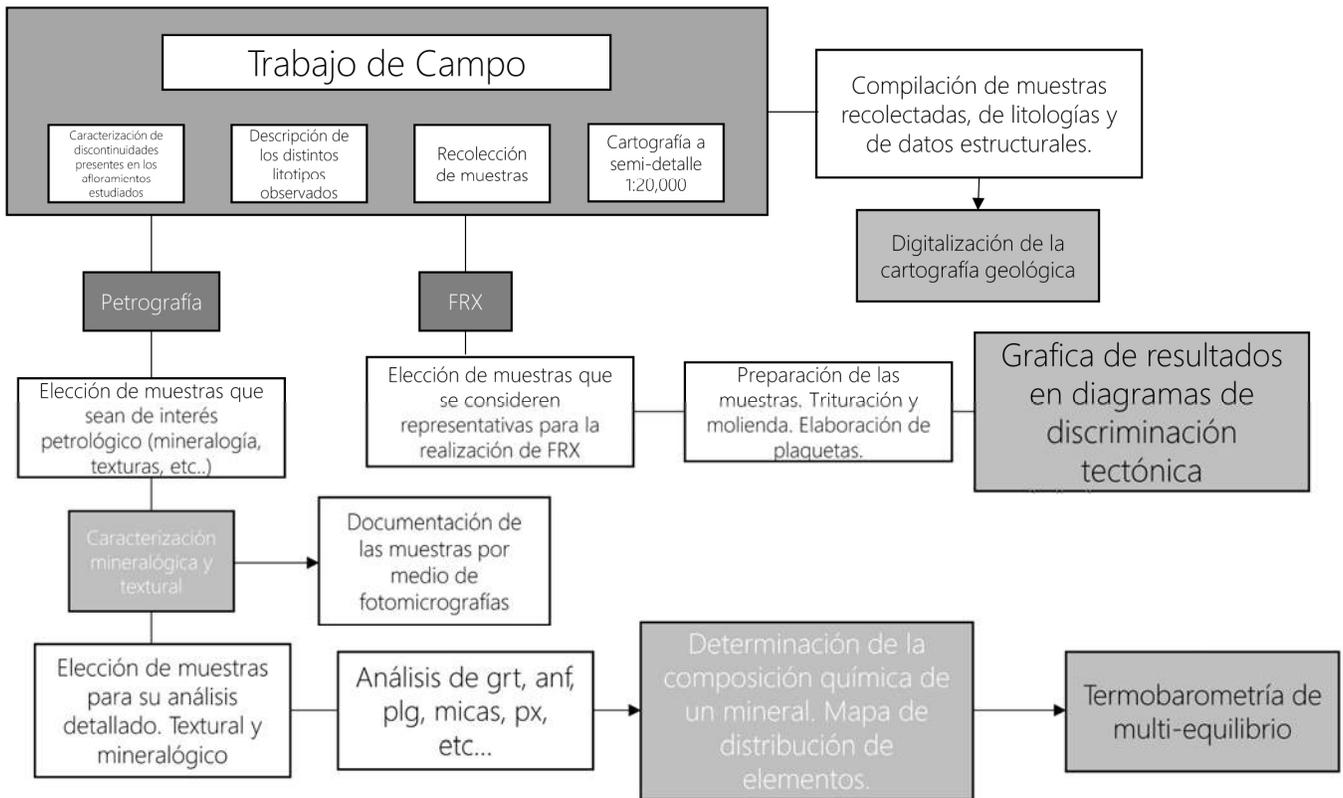


Figura 8. Resumen de la metodología seguida durante el trabajo de tesis.

*Geoquímica*

Con base en las relaciones de campo y sus características petrográficas se eligieron 4 muestras (CH-23, CH-24b, CH-28a Y CH-32) para el análisis de elementos mayores, menores y traza, con el fin de identificar la naturaleza de los protolitos de la secuencia estudiada. Estas muestras se analizaron por medio de fluorescencia de rayos X en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM, en un espectrómetro Rigaku ZSX Primus II.

La preparación de muestras se llevó a cabo en el Laboratorio de Molienda del Instituto de Geología. El método que se siguió para la preparación de muestras fue el siguiente:

1. Descostramiento de las muestras con un martillo, con el fin de remover las partes alteradas de la roca.
2. Trituración de las muestras seleccionadas por medio de una prensa hidráulica.
3. Molienda y pulverización de la muestra mediante el pulverizador de anillos.

Las porciones de las muestras pulverizadas se depositaron en bolsas pequeñas aisladas para evitar su posible contaminación. Es muy importante recalcar que se siguió un estricto control para evitar la contaminación entre las muestras durante la preparación de muestras.

#### *Termobarometría*

Los cálculos termobarométricos se realizaron para la muestra que corresponde con una anfibolita con granate de la localidad Quebrada Pacoy, utilizando el programa TWQ. Este programa utiliza una base de datos internamente consistente (Berman, 1991) para realizar cálculos de presión y de temperatura. Con el equilibrio de fases hipotético identificado en la petrografía y con la ayuda de la microscopía electrónica se eligieron geotermómetros y geobarómetros para hacer los cálculos de termobarometría. Como termómetro se utilizó la asociación Grt-Hbl (Graham y Powell, 1984) y como barómetro la asociación Grt-Hbl-Pl-Qtz (Kohn y Spear, 1990), ambos graficados utilizando los datos de TWQ.

#### *Geocronología*

Las muestras elegidas para realizar las dataciones fueron un ortogneis con el fin de conocer la edad de las rocas encajonantes de las anfibolitas y la pizarra para realizar procedencia de circones. Para la preparación de las muestras para geocronología se siguió la misma secuencia de pasos que para geoquímica, salvo que las muestras una vez trituradas no se metieron a la pulverizadora de anillos, si no que se realizó un tamizado desde la malla 60 hasta la malla 200, separando varias fracciones de distintas granulometrías, para la búsqueda de los minerales a fechar. Una vez obtenidas las distintas fracciones se separaron las diferentes fases minerales mediante la mesa Wilfley. Este equipo mediante el uso de agua y la inclinación de la mesa, separa las fases minerales dependiendo su densidad. Para el uso de este equipo se requiere mucha limpieza ya que se utilizan 6 cubetas donde se van depositando las diferentes fases dependiendo su peso. Las fracciones separadas se vaciaron en cajas de Petri inmersas en acetona y se pusieron a secar para su futura separación. Una vez

separadas las fracciones de distintas densidades se pasó a la separación por medio del microscopio estereoscópico a partir de las propiedades ópticas de los circones.

## UNIDADES LITOLÓGICAS Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

### Unidades Litológicas

La zona norte del Complejo Chuacús corresponde a una secuencia metamórfica, con una gran variabilidad litológica con evidencias mineralógicas y estructurales de un metamorfismo en facies de anfibolita, además de presentar al menos tres eventos de deformación. Con base en sus características petrológicas y en criterios de campo, las litologías presentes dentro del área de estudio se han agrupado en dos unidades principales: a) Unidad meta-ígneas y b) Unidad meta-sedimentaria. La unidad meta-ígneas consiste en una secuencia de ortogneises y cuerpos de anfibolita, mientras que la unidad meta-sedimentaria consiste en una secuencia de paragneises, esquistos pelíticos y de mármoles.

A continuación se describe de manera detallada las características litológicas y estructurales de dichas unidades, así como sus relaciones espaciales de la manera que fueron reconocidas durante la cartografía y el análisis a nivel de afloramiento.

#### *Unidad meta-ígneas*

##### *Ortogneises cuarzo-feldespáticos*

La secuencia de ortogneises cuarzo-feldespáticos es una de las secuencias de mayor distribución en la zona de estudio, presenta una foliación general SE-NW y un buzamiento promedio de 30° al SW. Esta secuencia presenta una gran extensión lateral (decenas de kilómetros), la cual se observa en algunos sectores a lo largo de la carretera El Chol-Rabinal dentro y fuera del área de estudio. La mayoría de los afloramientos se encuentran en barrancas donde hay cascadas y en los cauces de los ríos que cortan a la carretera con dirección al Rabinal. La secuencia principal de ortogneises que se estudió aflora en la porción sur occidental del área de estudio. En los afloramientos se observan grandes secuencias de ortogneises con un bandeamiento de dimensiones métricas. Esta secuencia muestra una relación de concordancia estructural con paragneises y esquistos pelíticos. La secuencia de ortogneises presenta una composición granítica y una asociación mineral conformada por cuarzo + feldespatos + epidota + mica oscura ± mica blanca ± granate (Figura 9). Las bandas máficas de la secuencia están compuestas de mica oscura y epidota, las bandas félsicas están compuestas de cuarzo, feldespatos, mica blanca, mica oscura y epidota. De manera megascópica el tamaño de los cristales varía entre grano medio y grano grueso, pero en las zonas de mayor deformación se llega a

observar grano fino (Figura 9). La foliación está dada por la orientación preferencial de las micas, además en ciertas zonas la secuencia llega a presentar porfidoblastos de feldespato y granate. Esta secuencia gnéica fue intrusionada por una serie de pegmatitas de manera discordante a la foliación y a través de los planos de foliación de los gneises (Figura 9c).

### *Anfibolitas*

Las anfibolitas están dispuestas tanto en cuerpos con dimensiones cartografiables así como en bandas anfibolíticas, las cuales se pueden observar a lo largo de toda el área de estudio. Estas bandas se encuentran dispuestas dentro de las secuencias gnéicas; generalmente el tamaño de las bandas es de decenas de centímetros de ancho y una longitud de decenas de metros (Figura 10). El afloramiento más extenso observado pertenece a un bloque de anfibolita con dimensiones métricas fuertemente alterada, en la parte central del área de estudio; este afloramiento se encuentra en el camino que llega al poblado de Chirrum. Las anfibolitas presentan una asociación mineral compuesta de anfíbol + feldespato + cuarzo ± granate ± micas ± clorita. Dentro de toda el área de estudio se puede observar gran variación en la composición mineralógica de las anfibolitas, en ciertas secciones se observa mayor cantidad de feldespato ligada a una menor cantidad de granate, y viceversa (Figura 10d-c). El granate suele aparecer como porfidoblastos y en algunos bloques/bandas presentan una disposición en vetillas, donde además están intercrecidos con fases félicas. De manera megascópica estas rocas presentan tanto texturas granoblásticas de grano medio a grueso como texturas de foliación, resaltadas en las zonas de mayor deformación, donde presentan una foliación incipiente dada por los anfíboles, con granate y feldespato dentro de una matriz de grano fino. La foliación incipiente de las bandas es SE-NW con un buzamiento promedio de 35° al SW, esta foliación sigue la misma tendencia que la secuencia gnéica que lo contiene.



Figura 9. Fotografías a nivel de afloramiento de la secuencia de ortogneises. Los Chorros y Quebrada Pacoy. a), b) Ortogneises con porfidoblastos de feldespato dentro de una matriz de mica oscura y mica blanca. c) Plegamiento que afecta a la secuencia de ortogneises. d) y e) Fases félsicas abudinadas dentro de la secuencia gnéssica. f) Foto de afloramiento de la secuencia de ortogneises.



Figura 10. Fotografías a nivel de afloramiento de anfibolitas. a) Anfibolita con porfidoblastos de granate y plagioclasa. b), d), e) y f) Bandas y bloques anfibolíticos con tamaños métricos dentro de las secuencias gnéssica. c) Anfibolita con granate, la cual presenta evidencias de deformación milonítica. Ouebrada Pacov.

### *Unidad meta-sedimentaria*

#### *Paragneises*

La secuencia de paragneises presentan gran distribución por toda el área de estudio, los afloramientos mejor preservados se encuentran sobre los caminos, en barrancas y ríos. Esta secuencia presenta una gran extensión lateral, llegando a salirse del área de estudio. La mayor parte de la secuencia aflora de manera intermitente sobre la carretera El Chol-Rabinal; de igual manera se encontró un gran afloramiento sobre la barranca Los Chorros, donde la secuencia de paragneises aflora en una sección de varias decenas de metros. La zona donde se describió y estudió la secuencia se encuentra ubicada en la parte sur occidental de la zona de estudio, encontrándose en concordancia estructural con la secuencia de ortogneises y esquistos pelíticos. Los paragneises presentan una foliación general SE-NW con un buzamiento promedio de 30° al SW. En ciertos sectores la secuencia se encuentra plegada generando una segunda foliación por plano axial, el plegamiento observado es de tipo isoclinal; esta foliación presenta el mismo rumbo SE-NW y un buzamiento mayor, el cual es de 75° al NE. Los paragneises presentan una asociación mineral compuesta de cuarzo + feldespatos + mica blanca + mica oscura ± granate. La foliación está dada por la orientación preferencial de las micas; las bandas melanocráticas están compuestas por la acumulación de mica oscura; la matriz granoblástica está compuesta por cuarzo y feldespatos los cuales presentan un tamaño de grano que varía entre grano medio y grueso; en ciertos sectores el granate y los feldespatos aparecen como porfidoblastos. Esta secuencia se encuentra intercalada con otras rocas de origen sedimentario, como los esquistos pelíticos, y los mármoles; además en ciertos sectores, al igual que los ortogneises, llega a contener bandas anfíbolíticas.

En las cercanías del poblado Rabinal aflora una secuencia de paragneises, los cuales están compuestos esencialmente por cuarzo ± mica blanca. Presentan una textura granoblástica formada por mosaicos de cuarzo equigranular y esporádicamente se encuentran intercrecidas con bandas de centímetros de mica blanca. Esta unidad aflora como cuerpos tabulares con espesores de varios metros presentado una marcada foliación con rumbo SE-NW y un buzamiento promedio de 70° al SE. La mayoría de los afloramientos se encuentran cubiertos por vegetación, por lo que se dificultó su estudio.

#### *Esquistos pelíticos*

Los esquistos pelíticos son una secuencia que se encuentra distribuida a lo largo de toda el área de estudio pero es menos abundante que las dos secuencias gnéicas. Los afloramientos más extensos se encuentran sobre la carretera El Chol-Rabinal y sobre el río que pasa por la barranca de Los Chorros.

De acuerdo con su mineralogía, esta secuencia se dividió en dos grupos, uno asociado a los ortogneises (grupo 1) y otro asociado a la secuencia de mármoles y cuarcitas-psammitas (grupo 2). La asociación mineral de los esquistos pelíticos del grupo 1 está conformada por mica blanca + clorita + granate + cuarzo  $\pm$  feldespatos  $\pm$  cloritoide  $\pm$  estaurolita. La asociación mineral de los esquistos pelíticos del grupo 2 está formada por mica blanca+ mica oscura + cuarzo  $\pm$  clorita  $\pm$  granate (Figura 11). La foliación en la secuencia está dada por la orientación preferencial de las micas y la clorita. Ambas presentan tamaño de grano que varía entre fino y medio, por su parte el granate y la estaurolita se presentan como porfidoblastos. Una de las características principales de la unidad es que presenta gran variedad mineralógica en cuestión de metros, habiendo niveles con budines de mica blanca de grano fino con cuarzo y otros niveles con porfidoblastos de estaurolita (Figura 11c-f). Esta secuencia se encuentra intercalada con los ortogneises, paragneises y mármoles, y a su vez se encuentra intrusionada por algunos cuerpos pegmatíticos que afectan a las dos secuencias gnéisicas. En la zona sur occidental, donde se describió al grupo 1, se observa a la secuencia en concordancia estructural con los ortogneises. La secuencia de esquistos pelíticos del grupo 1 presenta una foliación principal SE-NW con un buzamiento promedio de 30° al SE, por su parte los esquistos pelíticos tipo 2 presentan una foliación con rumbo SW-NE con una buzamiento promedio al NW de 40°. En los sectores centrales del área de estudio, la sub-unidad tipo 2 está afectada por plegamiento isoclinal, generando una foliación por plano axial con un rumbo SE-NW y un buzamiento promedio de 75° al NE.

#### *Rocas Calcosilicatadas y Mármoles*

La unidad constituida por rocas calcosilicatadas y mármoles se ubica principalmente en la parte sur central del área de estudio. En la zona de estudio los mármoles y rocas calcosilicatadas se presentan en forma de bandas y bloques con espesores de decenas de metros y en ciertas zonas se ubican secuencias de centenares de metros de espesor (Figura 12c). Los principales afloramientos, donde fue la secuencia fue estudiada, se encuentran sobre el río que baja de la barranca de Los Chorros, sobre la carretera El Chol-Rabinal y en un banco de materiales sobre una brecha que va de la aldea Chirrum al entronque con la carretera El Chol-Rabinal. En la mayoría de los sectores la roca se encuentra alterada, y los afloramientos ubicados sobre la carretera se encuentran cubiertos de vegetación.



Figura 11. Fotografías a nivel de afloramiento de la secuencia de esquistos pelíticos. a) - d) Esquistos pelíticos de mica blanca con granate. e) y f) Esquistos pelíticos con dos tipos de mica blanca, granate y clorita. Se observa el abudamiento de mica blanca de grano fino asociados espacialmente con lentes de cuarzo, en la interfase entre estos dos minerales se observa la presencia de granate, el cual además forma bandas junto a la mica blanca. Los Chorros.

A lo largo de los afloramientos la secuencia carbonatada se encuentra intercalada con los paragneises y esquistos (tipo 2) estando en contacto de manera concordante y con frecuencia se observan bandas o lentes de anfibolitas. La unidad presenta una foliación con un rumbo SE-NW con un buzamiento promedio de 35°, siendo paralela a la de la unidad de paragneises y esquistos pelíticos. En la zona central del área de estudio existe un cambio en la foliación, presentando un rumbo SW-NE y un buzamiento promedio de 35° al NW. Los mármoles presentan una asociación mineral compuesta por carbonatos + mica blanca ± anfíbol ± cuarzo ± epidota ± grafito (Figura 12a-b-d). Esta unidad presenta una gran variabilidad mineralógica y morfológica, en ciertas porciones del área de estudio se encuentra intercalada con bandas anfibolíticas, en otras secciones presenta bandeamiento dado por bandas de epidota, y en otras secciones la foliación de la roca está dado por la orientación preferencial de micas y anfíboles. Megascópicamente el tamaño de grano varía de grano medio a grano grueso, siendo evidente la recristalización de la calcita, los minerales máficos aparecen como porfidoblastos dentro de una matriz de carbonatos y cuarzo.

### *Pizarra*

Esta unidad litológica sólo se encontró en un afloramiento de unos pocos metros de largo sobre la carretera El Chol-Rabinal. Su continuación vertical no se pudo observar a detalle, ya que los afloramientos están cubiertos por la vegetación. Esta unidad está en contacto con la secuencia de mármoles-gneises-esquistos aunque no se pudo observar la naturaleza del contacto. Esta secuencia presenta un intenso fracturamiento y plegamiento en toda la extensión del afloramiento (Figura 12e-f). La pizarra presenta un tamaño de grano fino, el cual impide observar a detalle la mineralogía de la roca, la única fase observable es la mica blanca, además de presenta una intensa crenulación.

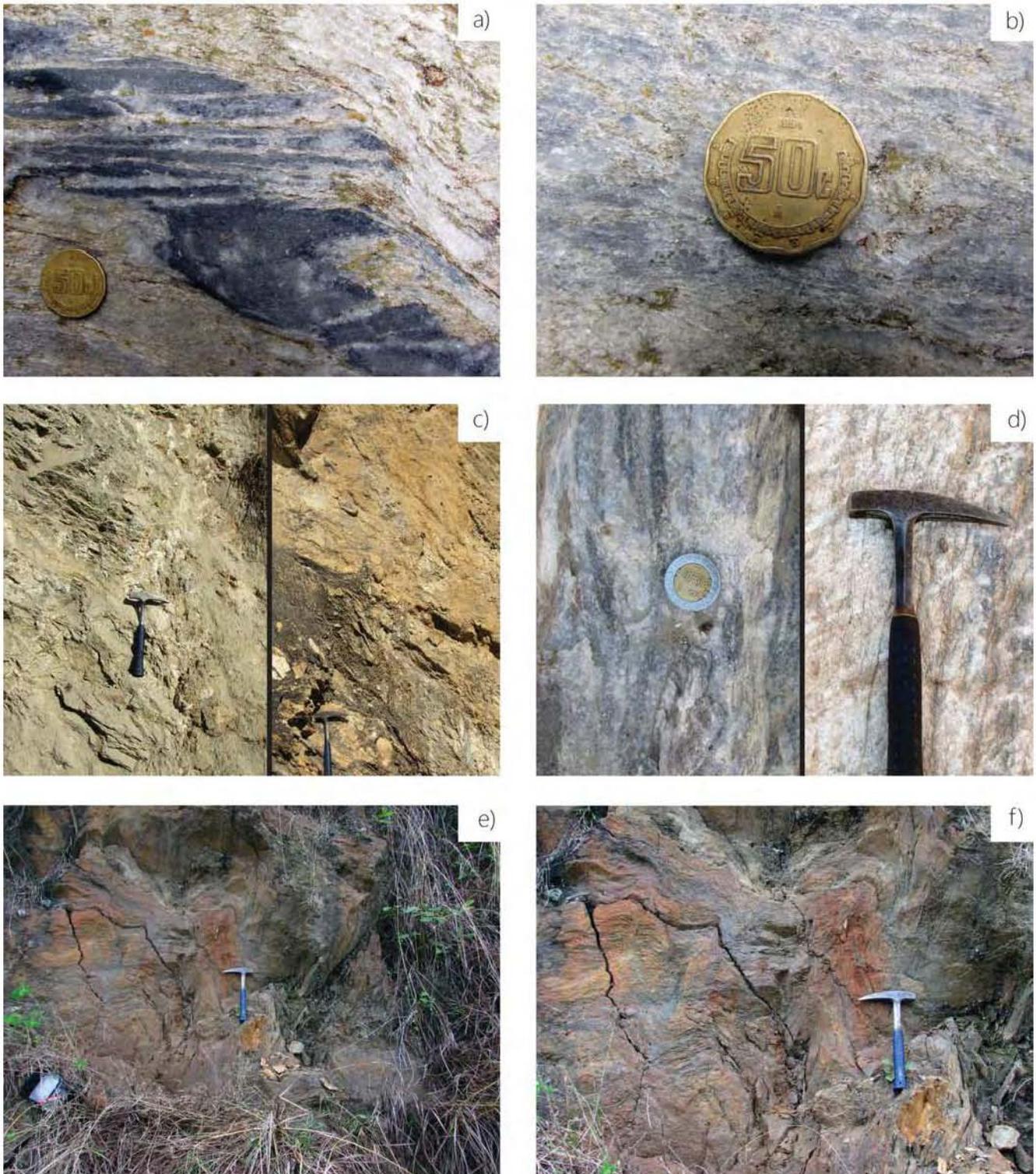


Figura 12. Fotografías a nivel de afloramiento mármoles y la pizarra. a) y b) Mármol impuro con carbonatos y bandas de epidota con cuarzo, mica blanca y anfíbol. Los Chorros. c) y d) Rocas calcosilicatadas compuestas por carbonatos, anfíbol, cuarzo y epidota, localidad banco de materiales. Aldea Chirrum. e) y f) Pizarra con plegamiento la cual presenta gran alteración. El Chol-Rabinal.

## Geología Estructural

De manera general todas las unidades presentes en el área de estudio comparten una tendencia principal de foliación  $s_{n+1}$ , el cual presenta un rumbo azimuthal promedio de  $\sim 143^\circ$  con una inclinación de  $\sim 30^\circ$  al SW. Este tendencia predominante está originado por el plegamiento de una foliación  $s_n$  anterior. Adicionalmente, estas estructuras se ven afectadas por estructuras de cizalla las cuales posiblemente rotaron y/o dislocaron a las estructuras antes descritas (Figura 14).

La foliación  $s_n$  representa la estructura más antigua que se reconoce y consiste en una foliación esquistosa a gnéica generada por la orientación de minerales laminares y tabulares (p. e. micas, anfíboles, etc.), así como por el desarrollo de listones de cuarzo recristalizado. Es probable que esta foliación se haya desarrollado durante un proceso metamórfico de grado medio a alto.

La foliación  $s_n$  se encuentra deformada, generando un plegamiento de tipo cerrado a isoclinal, cuyos planos axiales definen una foliación penetrativa  $s_{n+1}$ , predominante en toda el área de estudio y análoga a la que se observa en la mayor parte de la Sierra de Chuacús. Se reconocieron al menos tres familias de este tipo de plegamiento, una familia principal de pliegues asimétricos e inclinados al NE con una charnela buzante, presentando un plano axial con un rumbo promedio de  $\sim 143^\circ$  y una inclinación de  $\sim 30^\circ$  al SW. Una segunda familia caracterizada por un plano axial con rumbo SE-NW y buzamientos promedio de  $50^\circ$  al SW y de  $75^\circ$  al

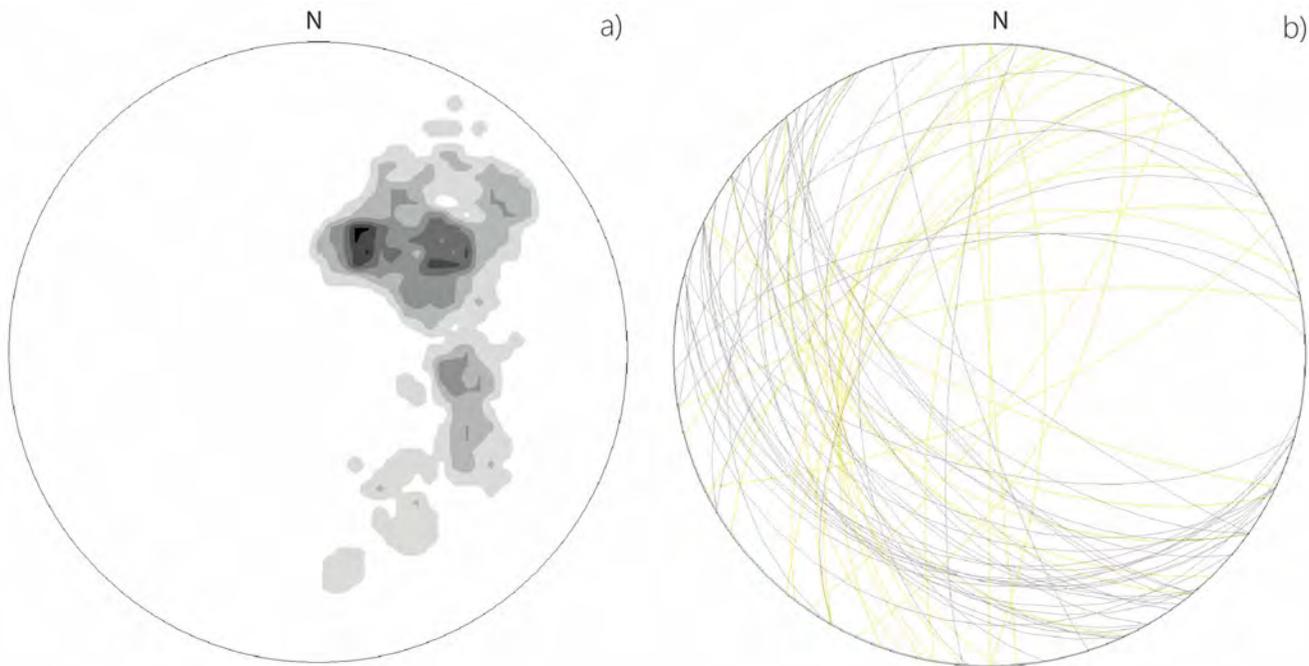


Figura 13. Diagramas estereográficos de las fases de deformación. a) Densidad de polos de todas las foliaciones ( $s_{n+1}$ ) medidas en el área de estudio. b) Otra representación de las foliaciones ( $s_{n+1}$ ) correspondientes a la zona norte del Complejo Chuacús, amarillo sector oeste, gris sector este. La proyección se realizó en el hemisferio inferior del estereograma de igual área de Schmidt.

NE, siendo pliegues asimétricos, apretados e inclinados. Esta familia se observó afectando a la secuencia de pizarras (Figura 14a), y a la secuencia de esquistos pelíticos respectivamente (Figura 14f). Una tercera familia consiste en pliegues inclinados, asimétricos y cerrados cuyo plano axial posee un rumbo al NE-SW, con buzamientos promedio de 70° al NW y de 75° al SE. Estas estructuras se observaron principalmente en las inmediaciones de la zona de cizalla de Baja Verapaz y en la secuencia de gneises, en las cercanías de Chirrum respectivamente (Figura 14b).

Las estructuras  $s_{n+1}$  se encuentran afectadas por una serie de estructuras de cizalla, que ponen en evidencia un proceso de deformación dúctil-frágil que en algunas zonas llega a generar una foliación  $s_{n+2}$ , en general, restringida a la parte centro y centro oriental del área de estudio. De manera megascópica se pueden observar dos tendencias de lineamientos casi paralelos a la zona de cizalla Baja Verapaz presentando un rumbo promedio E-W. En esta porción del área de estudio la foliación presenta un rumbo E-W con un buzamiento vertical. A nivel afloramiento se puede observar una marcada reducción en el tamaño de los cristales de las secuencias afectadas, principalmente gneises y anfibolitas (Figura 14d-e). Texturalmente estas unidades presentan evidencias cinemáticas de la deformación sufrida. En los gneises se puede observar estructuras con abudamineto de las fases félsicas las cuales sugieren un movimiento lateral izquierdo, estos indicadores se observan la parte superior de las rocas (Figura 14d). En las anfibolitas se observan una gran reducción en el tamaño de las fases minerales, además observar una intensa orientación de los anfíboles y granates (Figura 14e). Estas rocas presentan una marcada crenulación y son cortadas por numerosas vetillas de cuarzo.

En la parte central del mapa en las cercanías del poblado Chirrum afloran augen-gneises compuestos por cuarzo + feldespatos + mica oscura + mica blanca  $\pm$  clorita (Figura 14c). Los porfidoblastos de estas rocas están compuestas por feldespatos y la matriz compuesta por las fases anteriormente mencionadas se observan de grano muy fino. En estas rocas no se observan indicadores que sugieran la dirección del movimiento ni se observó una lineación bien desarrollada por lo que no se pudo obtener información estructural de mayor relevancia. De acuerdo con las evidencias encontradas en campo, es probable que esta deformación de tipo dúctil-frágil haya dislocado y/o rotado a las foliaciones y a las rocas miloníticas descritas anteriormente.

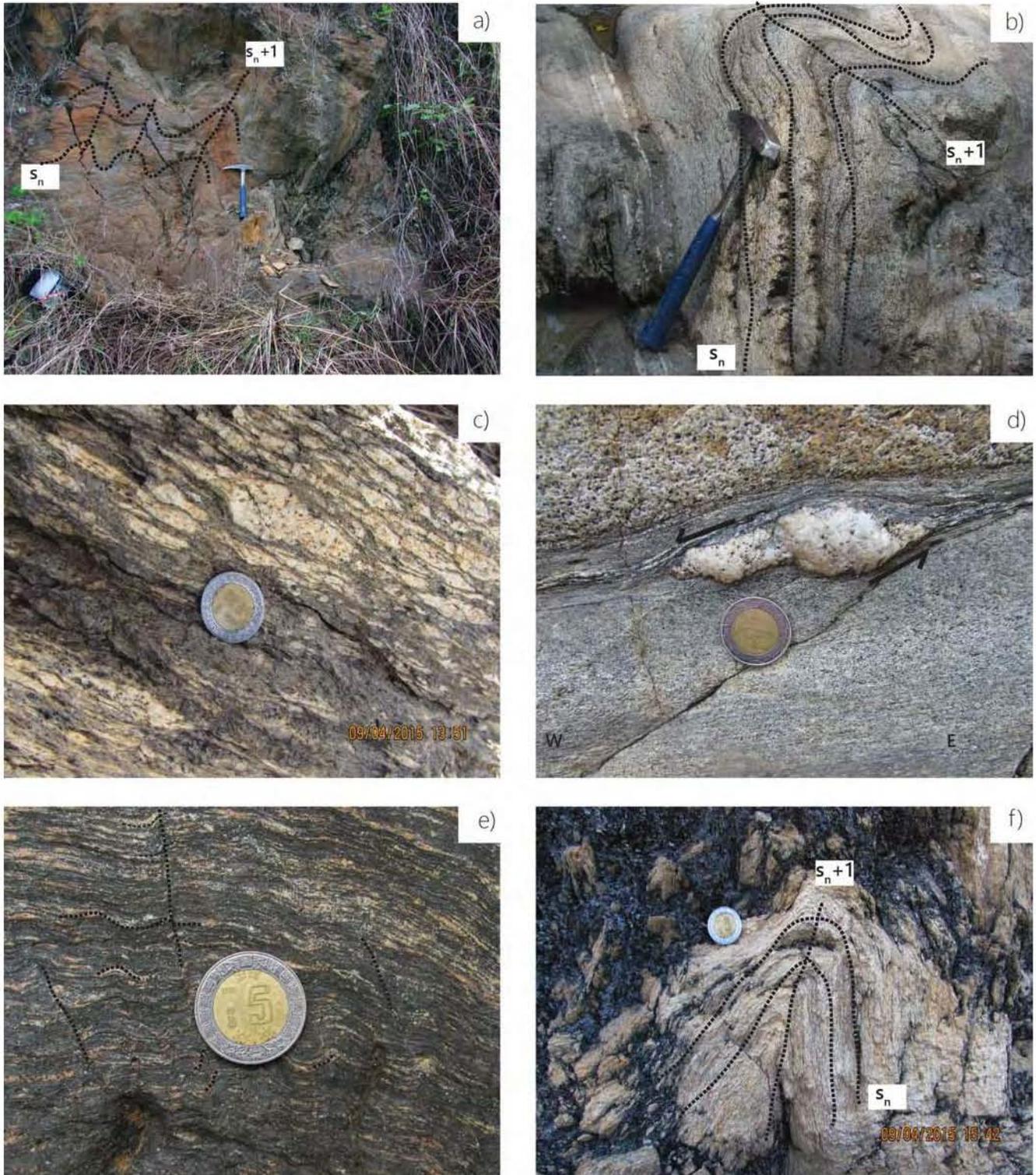
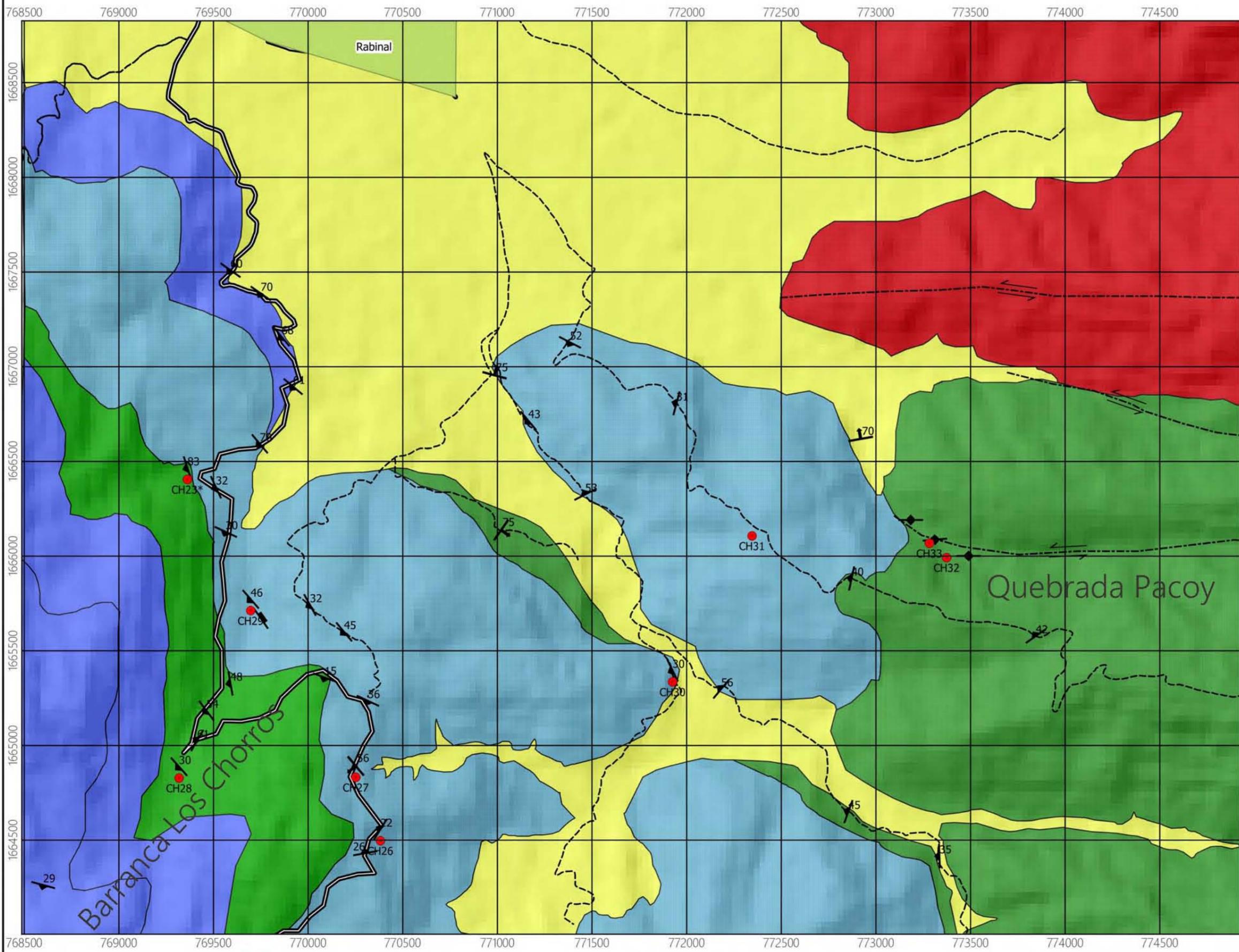


Figura 14. Deformación presente en la zona norte del Complejo Chuacús. a), b) y f) Diferentes fases de deformación caracterizadas en la zona de estudio.  $S_n$  corresponde a la foliación más antigua reconocida en campo,  $S_{n+1}$  corresponde a una foliación por plano axial. c) Detalle de un augen-gneis. Aldea Chirrum. d) Deformación milonítica e indicadores cinemáticos los cuales sugieren un movimiento lateral izquierdo con una dirección E-W. Quebrada Pacoy. e) Anfibolita milonitizada en la cual se observa una marcada reducción de tamaño de grano y deformación de los granates y de fases félsicas.

# Carta Geológica del Sector Rabinal del Complejo Chuacús, Guatemala



**SIMBOLOGÍA**

**TOPOGRAFÍA**

- Curvas de nivel

**VIAS DE COMUNICACIÓN**

- - - Brechas
- Carreteras

**LOCALIDADES**

- Población

**GEOLOGÍA**

- Muestras

**Datos estructurales**

- ◆ Foliación milonítica
- Fractura
- Foliaciones
- Foliación por plano axial

**Rasgos Estructurales**

- Cizalla

**Litología**

- Depositos recientes
- Granito Rabinal
- Ortogneises con anfibolita
- Paragneises con esquistos pelíticos
- Mármol y esquistos pelíticos (anfibolitas)

Carta Geológica del Sector Rabinal del Complejo Chuacús, Guatemala

David Hernández Uribe  
 1:12500

## PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL

### Petrografía

En esta sección se describen las unidades litológicas mencionadas en la sección anterior a nivel microscópico en la misma secuencia que en ese capítulo. Los detalles de cómo se realizaron los estudios petrográficos se pueden consultar en el capítulo de *Problemática, Objetivos y Metodología*, por lo que se le sugiere al lector abordar esa sección antes de iniciar este capítulo.

Las abreviaciones para describir las fases minerales que se utilizaran en este capítulo son las siguientes:

**qtz** = cuarzo, **hbl** = hornblenda, **grt** = granate, **kfs** = feldespato potásico, **plg** = plagioclasa (albita), **rt** = rutilo, **ilm** = ilmenita, **ttn** = titanita, **bt** = biotita, **ms** = muscovita, **chl** = clorita, **opq** = opacos, **cld** = cloritoide, **ep** = epidota, **zo** = zoisita, **czo** = clinozoisita, **cal** = carbonatos, **wm** = mica blanca.

### *Unidad meta-ígne*

#### *Ortogneises*

En este litotipo se pueden observar un paragénesis principal compuesta por cuarzo + feldespato-k + albita + epidota + biotita + muscovita + titanita (Figura 15a-b). Estas rocas presentan una textura granoblástica con una matriz cuarzo-feldespática además de una textura de foliación lepidoblástica incipiente en forma de bandas formadas por minerales máficos.

La matriz está compuesta por un mosaico equigranular con cristales subedrales y anedrales de cuarzo, feldespato potásico y albita; gran parte de estos cristales presentan extinción onduladante. La albita presenta maclas de deformación mecánica. Los feldespatos potásicos presentan maclas de enrejillado típicas de la microclina. Los bordes de estos cristales son semi-rectos y en ciertas zonas llegan a ser sinuosos e irregulares, mostrando una migración incipiente de bordes. Estos cristales dentro de este mosaico forman ángulos diedrales y puntos triples en el contacto de los cristales de la matriz.

Los minerales máficos aparecen dentro de la matriz cuarzo-feldespática como pequeñas bandas de 1 [mm] de mica blanca, biotita y epidota diseminada. Además, esta asociación mineral aparece formando bandas que varían entre 1 y 2 [cm]. En estos dominios la roca presenta una textura lepidoblástica, donde la foliación está dada por la orientación preferencial de la biotita y de la mica blanca. En esta zona hay un intercrecimiento de biotita, muscovita epidota, cuarzo y hornblenda. Estas bandas gruesas están formadas por cristales

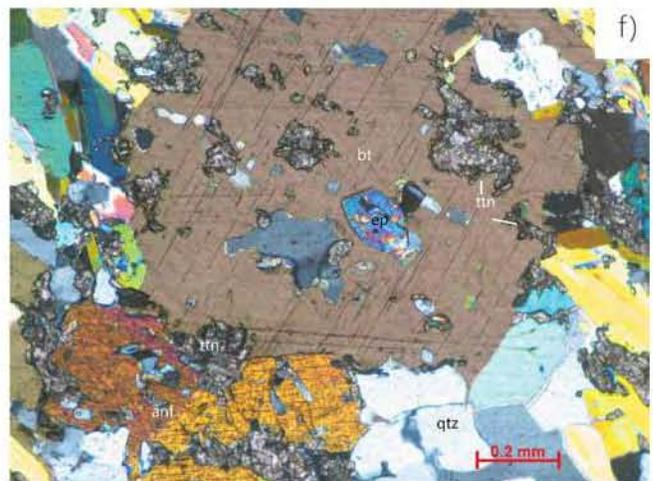
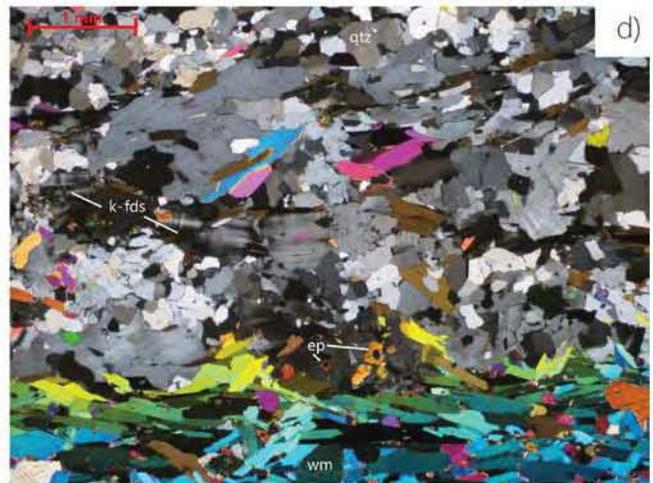
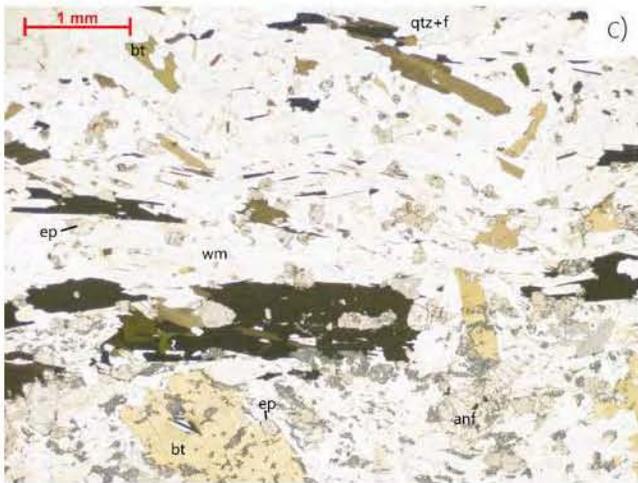
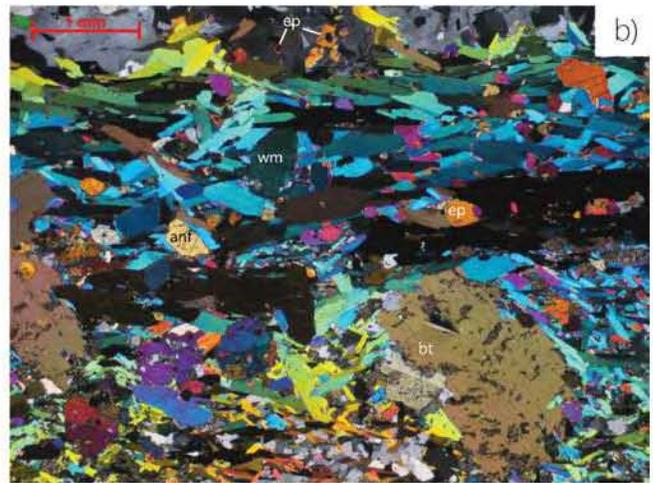
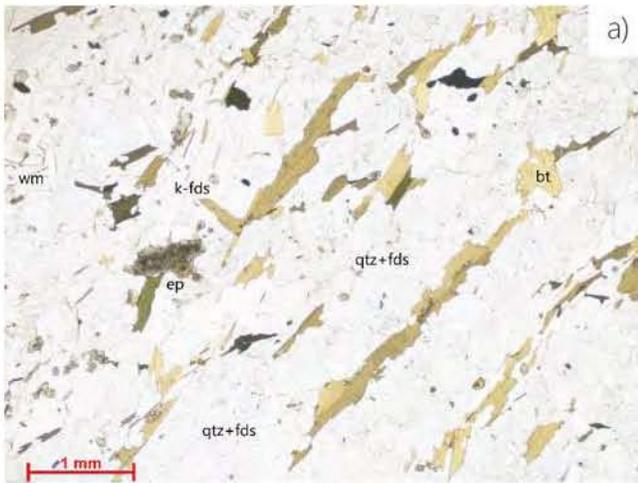
intercrecidos de muscovita y de biotita, ambos con una textura decusada, seguida por cristales de epidota de grano fino intercrecida con un mosaico de cuarzo recristalizado con algunos cristales de hornblenda intercrecidos. En la parte central de la banda no se puede observar una secuencia de minerales definida, solo se observa un intercrecimiento de todas las fases mencionadas anteriormente, seguida por la misma banda de mica blanca y biotita decusada con bandas de epidota.

La muscovita presenta una forma que varía entre euedral y subedral con pequeñas inclusiones de epidota; generalmente se encuentra intercrecida con biotita formando parte de la foliación, o bien, reemplazando a la biotita por sus bordes y por el crucero, además llega a estar presente de manera intersticial dentro de la matriz equigranular (Figura 15c-d).

Se reconocieron dos generaciones de biotita, una que forma parte de la foliación gnéisica y otra que está presente dentro del bandeamiento. La biotita que forma parte de la foliación gnéisica se encuentra de manera intersticial dentro de la matriz cuarzo-feldespática conservando la misma orientación que presenta en las bandas, estos cristales de biotita presentan una forma subedral con inclusiones de epidota y en algunos cristales inclusiones de titanita. Por otro lado la biotita suele presentarse como porfidoblastos subedrales y anedrales con tamaños entre 1 y 1.5 [mm] con textura poiquiloblástica con numerosas inclusiones de epidota titanita y cuarzo (Figura 15e-f).

La epidota se presenta como cristales subedrales con bordes irregulares aislados dentro de la matriz cuarzo-feldespática con tamaños de ~0.1 [mm] y como porfidoblastos anedrales de ~1 [mm] dentro de la zona de bandas máficas, estos porfidoblastos presentan numerosas inclusiones de cuarzo, y presenta un fracturamiento intenso. La epidota presenta núcleos de una primera generación de epidota posiblemente allanita, la cual está representada por los diferentes colores de interferencias bajos o anómalos en centro del cristal y hacia los extremos presenta colores de interferencia de 2° orden. En la sección de bandas máficas gruesa se puede observar cristales de epidota con maclas simples y además los cristales presentan una extinción ondulante (Figura 15h).

La hornblenda presenta una forma subedral-anedral, es incolora con un pleocroísmo débil a amarillo claro. Presenta colores de interferencia amarillos de segundo orden, además de presentar maclas simples. Estos cristales suelen presentar inclusiones de titanita y cuarzo (Figura 15g).



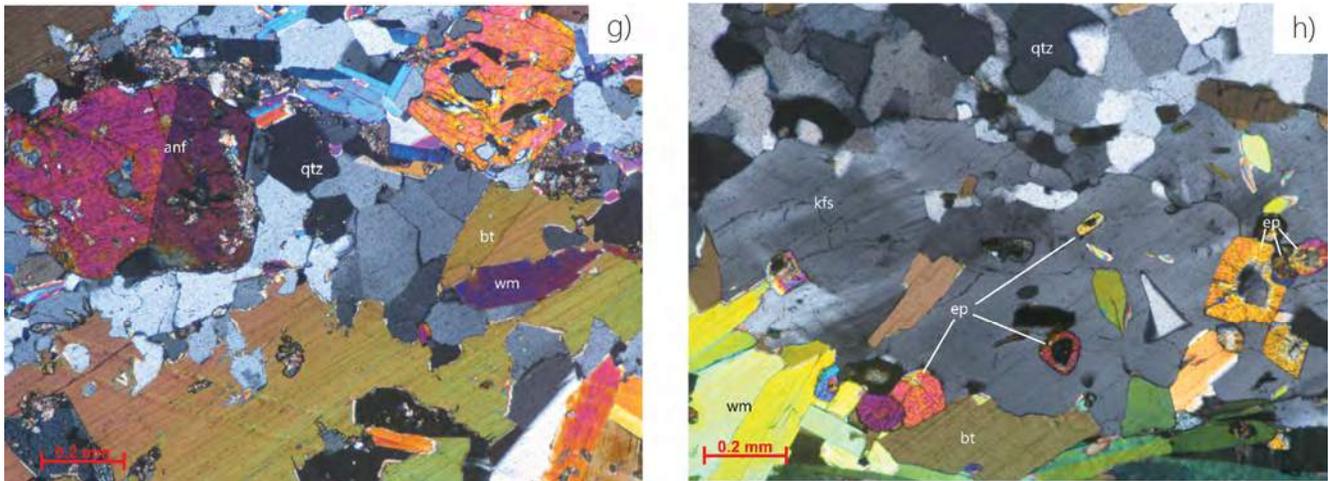


Figura 15. Fotomicrografías de mineralogía, estructuras y paragénesis de los ortogneises. a) Imagen con luz paralela de la foliación gnéssica formada por mica oscura y blanca, se puede observar a las epidotas de color pardo con un alto relieve así como el mosaico de cuarzo y feldespatos. b) Imagen con nículos cruzados de la bandas de 1 a 3 (mm) de minerales máficos, observándose una secuencia de mica blanca, epidota biotita cuarzo y anfíboles. c) Imagen a luz paralela de la interfaz entre las bandas gruesas compuestas por minerales máficos y el gneiss cuarzo-feldespático. Se observan las inclusiones de titanita dentro de la mica oscura. d) Imagen con nículos cruzados del mosaico compuesto por cuarzo, albitas y feldespato-k. Además se observa a las epidotas con los núcleos de fases preexistentes. e) Imagen a luz paralela de los porfidoblastos de mica oscura con inclusiones de titanita y mica blanca. Se puede observar el intercrecimiento de epidota con la mica blanca. f) Imagen con nículos cruzados del detalle de un porfidoblasto de mica oscura con numerosas inclusiones de titanita y epidota. En la parte inferior se puede observar un anfíbol maclado con ilusiones de titanita y cuarzo. g) Imagen con nículos cruzados de cristales subhedrales de anfíboles maclados con inclusiones de titanita y cuarzo. h) Imagen con luz paralela de cristales subhedrales y euhedrales epidotas con núcleos preexistentes.

### *Anfibolitas*

La paragénesis de estas rocas está definida por hornblenda + albita + cuarzo + titanita  $\pm$  ilmenita  $\pm$  granate  $\pm$  clinzoisita; además, presentan relictos de epidota y zoisita (Figura 16). Las rocas estudiadas presentan variación mineralógica y textural existiendo anfibolitas granoblásticas con granate en la matriz y en vetillas, anfibolitas con foliación sin granate, y anfibolitas milonitizadas con granate.

La textura, en general, de este litotipo varía entre granoblástica y nematoblástica (Figura 19a-b), ambas compuestas por una matriz equigranular de hornblenda intercrecida con cristales de cuarzo, albita y en algunos casos zoisita y/o epidota (Figura 17a-b).

La hornblenda presenta formas que varían entre anedral-subedral con bordes rectos, irregulares y sinuosos, todos observándose corroídos. Estos cristales presentan un tamaño variable de  $\sim 0.2$  [mm] y porfidoblastos de 1 [mm]. La hornblenda generalmente forma ángulos diedrales entre las caras de otros cristales de hornblenda y granate y en ciertas zonas se observa la formación de puntos triples con cristales de cuarzo y feldespato. Los cristales de hornblenda presentan una textura poiquiloblástica con numerosas inclusiones de cuarzo, epidota y granate, las cuales no presentan una orientación o patrón de una antigua foliación. Además

presentan inclusiones o exsoluciones intracrystalinas de fases minerales las cuales no pudieron ser identificadas ópticamente con precisión (Figura 17e-f). La mayoría de los cristales de hornblenda presentan extinción ondulante y en algunos cristales se llegan a observar maclas simples.

El cuarzo y la albita muestran una forma que varía entre subedral y anedral. Existe una gran variedad de geometrías de bordes de estos cristales, habiendo cristales con bordes rectos, bordes irregulares y bordes lobulados. Estos bordes muestran evidencia de migración, llegan a formar puntos triples entre ambos minerales y ángulos diedrales con los bordes de los hornblenda. Los cristales de cuarzo y albita suelen presentar extinción ondulante y no se logró observar la presencia de maclas de deformación.

En la mayoría de las muestras descritas se observa epidota, zoisita y clinozoisita dentro de la matriz. Generalmente se llega a observar la asociación clinozoisita  $\pm$  zoisita con la epidota como inclusión en otras fases minerales (Figura 16a-d). Los cristales zoisita y clinozoisita son subedrales y llegan a presentar tamaños menores a 0.2 [mm]. La epidota es de grano fino, aparecen intercrecida junto con la hornblenda en las muestras con mucha albita y sin granate. Generalmente la zoisita y clinozoisita presentan la misma orientación que la foliación de la roca, aunque cuando se encuentran intercrecidos con el cuarzo no presentan una orientación definida. Aparte de aparecer dentro de la matriz de la roca también se observa una generación de clinozoisita como inclusiones dentro de los hornblenda.

Una de las fases minerales que está presente en casi todas las muestras es el granate. Este mineral aparece como porfidoblastos subedrales con tamaño promedio de 1 [mm] inmersos en la matriz granoblástica o nematoblástica (Figura 18b); como inclusiones subedrales y anedrales con tamaños menores a 0.1 [mm] dentro de la hornblenda (Figura 19c-d); como cúmulos de cristales subedrales con tamaño menor a 0.1 [mm] (Figura 18c-d y 19a-b); y aparecen como cristales de tamaño menor a 1 [mm] de forma subedral formando vetillas que cortan a la anfibolita (Figura 18e-f).

Los porfidoblastos de granate presentan bordes rectos y semi-rectos, con numerosas inclusiones de grano fino de epidota y cuarzo. Los granates suelen presentar un grado medio de fracturamiento. En ciertas muestras los granates fueron reemplazados por clorita a través de las fracturas, formando pseudomorfo de clorita (Figura 17c-d).

Los cristales de granate que se encuentran como inclusiones dentro de la hornblenda presentan pocas inclusiones, generalmente de epidota y cuarzo, y presentan un bajo grado de fracturamiento. Estos cristales no presentan reemplazamiento de clorita ni de algún otro mineral.

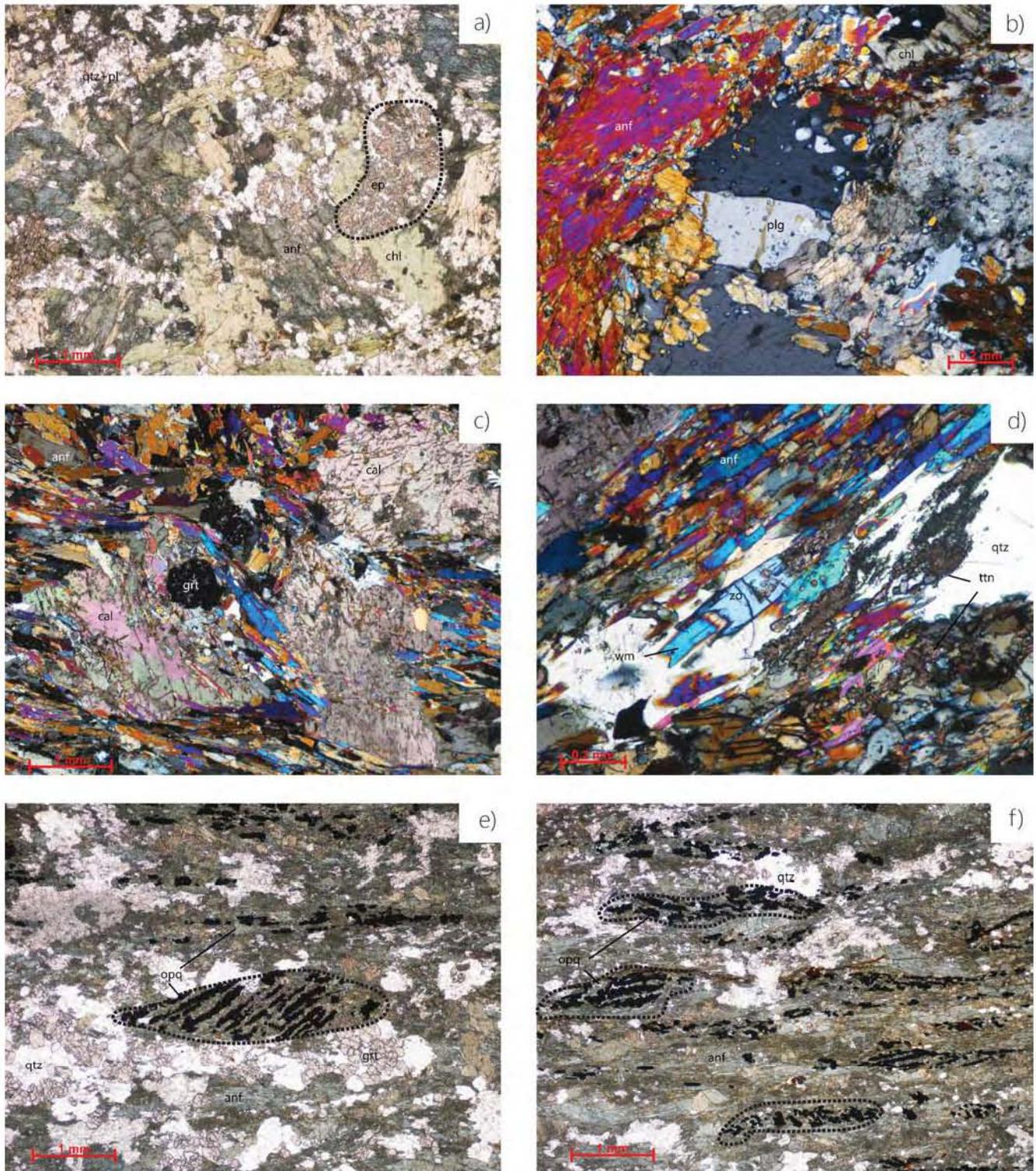


Figura 16. Fotomicrografías de la mineralogía que presentan las anfibolitas. a) Imagen con luz paralela de una anfibolita con granate, se observa anfíbol, epidota y clorita. b) Imagen con luz paralela de una anfibolita con granate donde se observa el intercrecimiento con albíta. c) Imagen con nícoles cruzados de una anfibolita con granate y porfidoblastos de carbonatos inmersos en un matriz nematoblástica compuesta por anfíbol. d) Imagen con nícoles cruzados del detalle de la matriz nematoblástica donde se observa el reemplazamiento de zoisita por mica blanca, además de presentarse asociada a la titanita. e) Imagen con luz paralela de pseudomorfos de minerales opacos después de una fase mineral preexistente dentro de la matriz nematoblástica de la anfibolita con granate. f) Imagen con luz paralela de pseudomorfos de minerales opacos los cuales se presentan en forma de bandas paralela a la foliación de la roca.

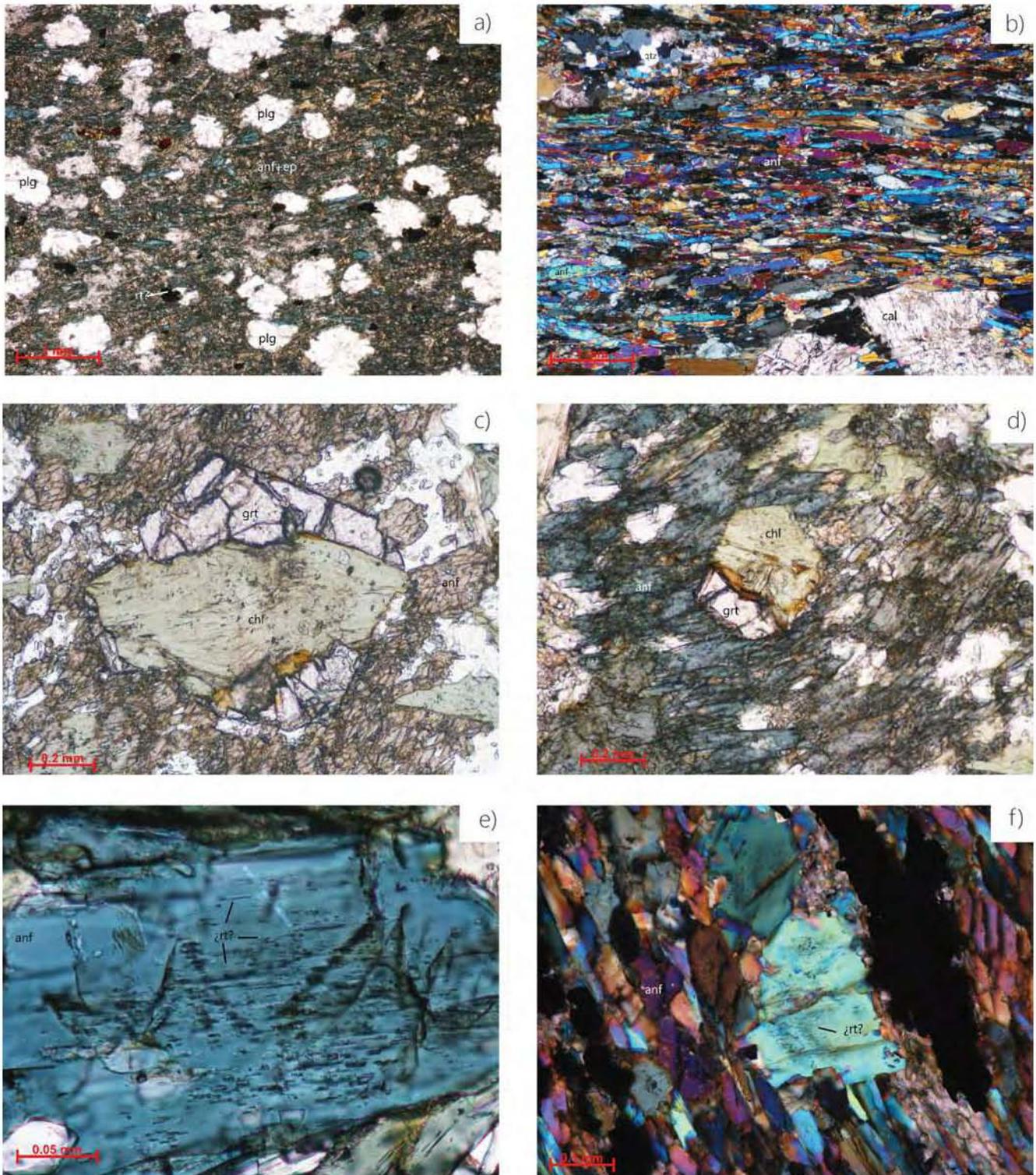


Figura 17. Fotomicrografías de diversas texturas presentes en las anfibolitas. a) Textura porfidoblástica con porfidoblastos de albita dentro de una matriz foliada formada por un intercrecimiento de anfíbol fuertemente pleocróico con cristales subhedrales de epidota. b) Textura nematoblástica formada por la orientación preferencial de anfíboles y escasa zoisita. Además se observa mosaicos de cuarzo y fenoblastos de carbonatos. c) Reemplazamiento de granate por clorita dentro de una matriz de anfíbol y cuarzo. d) Pseudomorfo de clorita después de granate dentro de una matriz de anfíbol y cuarzo. e) y f) Exsoluciones de zirconio dentro de un anfíbol, presentan un orientación preferencial siguiendo los ejes cristalográficos del anfíbol.

Los granates que aparecen como cúmulos están ligados a la presencia de mosaicos de cuarzo recristalizado formando pequeñas acumulaciones entre los planos de foliación. Los cristales de granate en estas zonas forman puntos triples al contacto con otros cristales de granate. Además de ligero fracturamiento, y están libres de inclusiones, aunque llegan a presentar inclusiones de cuarzo y epidota.

Los granates que forman vetillas presentan bordes corroídos y sinuosos, llegando a haber cristales con forma ameboidal (Figura 18a). Estos cristales tienen una textura poiquiloblástica con inclusiones de cuarzo y rutilo. No se logra distinguir un patrón dentro de las fracturas que indique una antigua foliación. Los bordes de los granates varían, siendo rectos en los extremos de las vetillas y hacia el centro de la vetilla pasan a ser bordes semi-rectos o irregulares. Dentro de las muestras que presentan vetillas, la geometría varía ligeramente. Se reconocieron dos tipos de vetillas, una formada por puro granate, con poco cuarzo entre los bordes de los cristales, y otro tipo que presenta un arreglo formado por granate a los extremos y el centro constituido por cuarzo recristalizado formando puntos triples con otros cristales de cuarzo, los cuales no presentan inclusiones y tienen extinción ondulante. Dentro de la zona central se llega a presentar clorita de manera intersticial entre el mosaico, y de manera más aislada se presenta mica blanca.

Casi todas las anfibolitas estudiadas presentan manchones de titanita con inclusiones de ilmenita, y en algunos casos estas dos fases minerales se encuentra formando bandas paralelas a la foliación. En otros sectores de la muestra los minerales opacos forman pseudomorfos y pequeños bolsones, los cuales toman forma de budines (Figura 16e-f). En las anfibolitas pertenecientes a la zona de Chirrum, en la parte sur oriental de la zona de estudio, se observan microestructuras de deformación dúctil, habiendo micro-plegamiento afectando a las bandas de hornblenda, titanita e ilmenita y a las bandas de granate; así como deformación frágil evidenciado por micro fallas y micro fracturas rellenas de epidota  $\pm$  clinozoisita dentro de un mosaico recristalizado cuarzofeldespático; este mosaico de cristales presenta numerosas inclusiones sólidas de grano muy fino, las cuales no se pudieron identificar ópticamente.

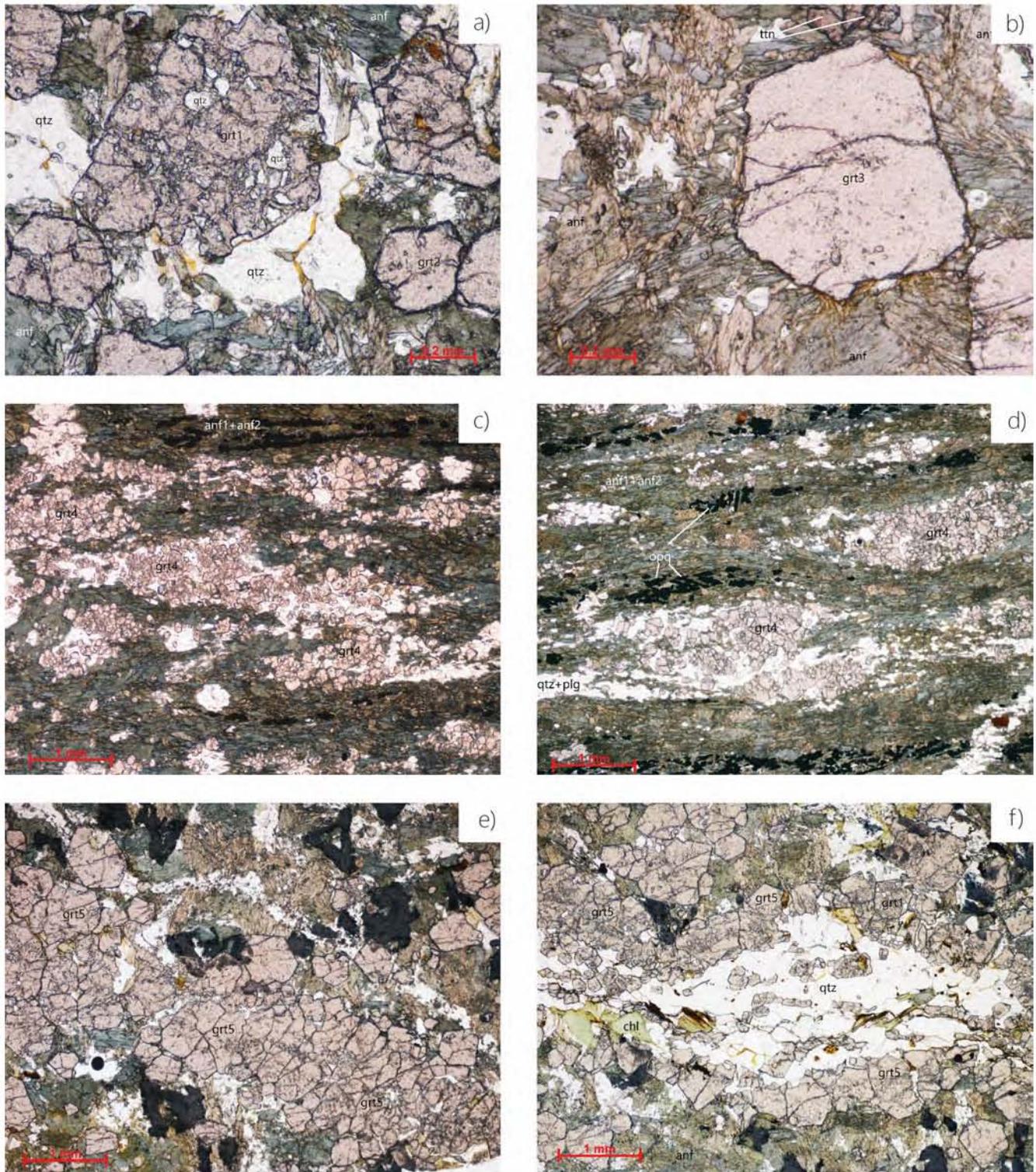


Figura 18. Fotomicrografías de los diferentes tipos de granates presentes en las anfibolitas. a) Granate ameboidal, con numerosas inclusiones de cuarzo de distintos tamaños. b) Porfidoblasto euhedral de granate con pocas inclusiones dentro de una matriz de anfíbol y cuarzo. c) y d) Cúmulos de granate los cuales se encuentran limitados por los planos de foliación de la roca formados por anfíbol, titanita y minerales opacos. Dentro de las acumulaciones el granate está asociado a cuarzo y albita. e) y f) Detalle de las vetillas formadas por acumulaciones de granates. Dentro de las vetillas se llega a observar cuarzo, clorita y mica blanca. **grt1**-ameboidal; **grt2**-inclusion dentro de anfíbol; **grt3**-porfidoblasto; **grt4**-cumulos; **grt5**- vetillas.

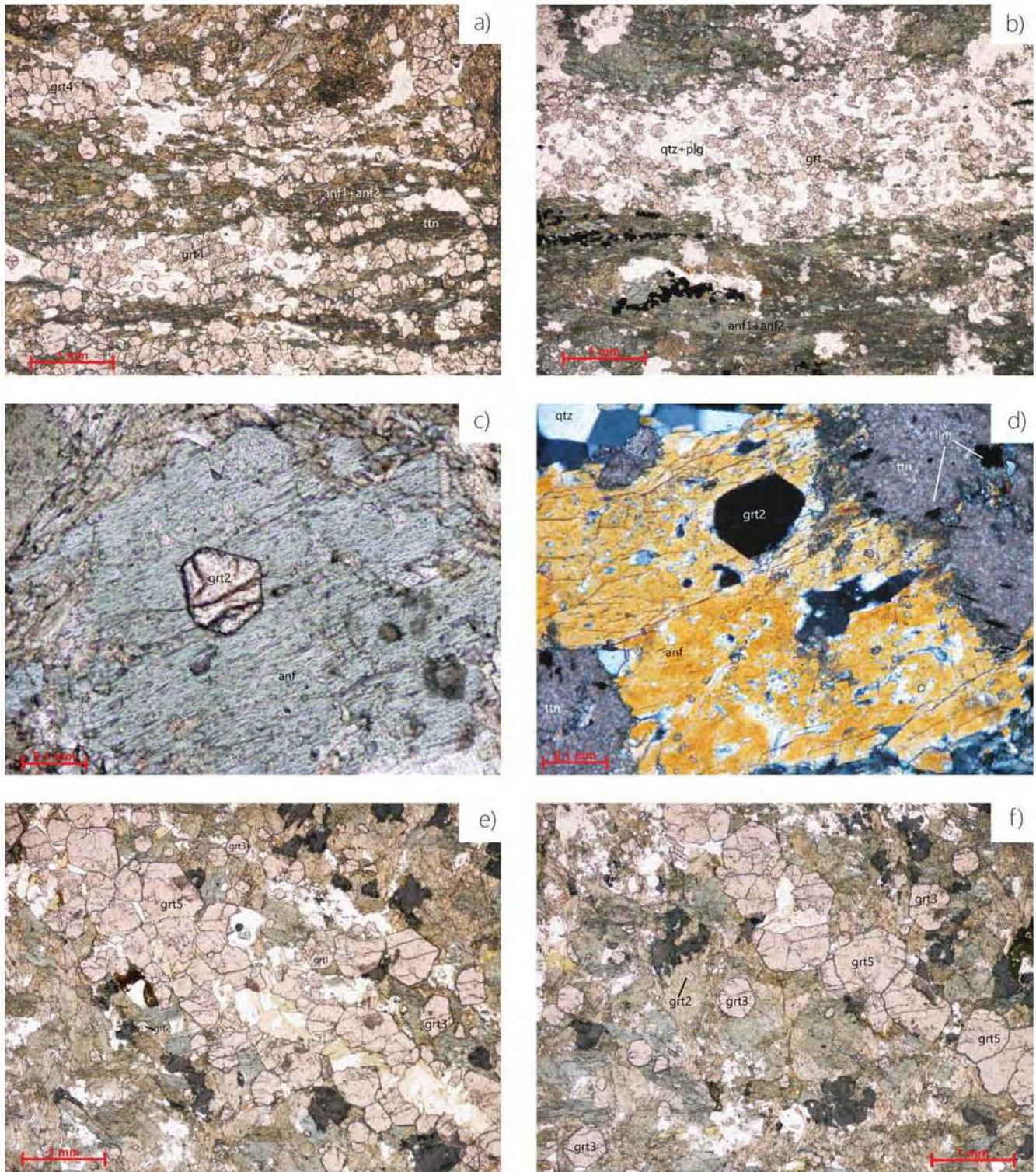


Figura 19. Fotomicrografías de los diferentes tipos de granates presentes en las anfibolitas. a) y b) Acumulaciones de granate delimitadas por la foliación de la anfibolita, se observa bandas de dos tipos de anfíbol, titanita y minerales opacos. c) y d) Inclusiones de granate dentro de anfíboles. e) y f) Distintos tipos de granate presentes en la anfibolita.

## *Unidad meta-sedimentaria*

### *Esquistos pelíticos*

La descripción petrográfica que se presenta a continuación hace referencia a los esquistos pelíticos pertenecientes al grupo 1, descrita en el capítulo anterior. La secuencia de paraesquistos del grupo 1 presenta una paragénesis compuesta por muscovita fengítica + granate + cuarzo ± titanita ± ilmenita y una segunda paragénesis de cloritoide + epidota ± rutilo (Figura 20). Estas rocas presentan una textura lepidoblástica formada por la orientación de muscovita fengítica y clorita, con bolsones de cuarzo entre los planos de foliación, así como porfidoblastos de granate (Figura 20c-f).

El granate ocurre como cristales de tamaño menor a 1 [mm] y con morfologías subedrales a anedrales, presentando bordes rectos, lobulados, sinuosos y corroídos. De manera general el granate presenta un intenso fracturamiento aunque se observan cristales con muy poco fracturamiento (Figura 20a). Dentro de las fracturas se puede observar una intensa oxidación. La mayoría de los granates presentan inclusiones de grano muy fino (<0.1 [mm]) las cuales llegan a presentar un patrón de orientación definida. Estas inclusiones son generalmente de cuarzo y un mineral con colores de interferencia de segundo orden el cual no pudo ser identificado ópticamente, aunque posiblemente rutilo. Además de este tipo, hay inclusiones que presentan una distribución aleatoria, estas inclusiones son de titanita, rutilo y minerales opacos (Figura 21c-d). Se puede observar un reemplazamiento de clorita a través de las fracturas del granate así como por sus bordes. El granate está distribuido a manera de cúmulos dentro de la matriz de grano fino, aunque también se llega a observar cristales aislados dentro de la matriz foliada (Figura 20b-e-f).

La matriz lepidoblástica está compuesta por muscovita fengítica, clorita y ocasionalmente por mica blanca de grano fino. Dentro de esta matriz se puede observar micro pliegues que afectan la matriz lepidoblástica, existiendo una incipiente crenulación (Figura 20b-c y 21a).

La mica blanca está presente en toda la secuencia de esquistos pelíticos, presenta una forma eudral y subedral con tamaños que varían 0.1 [mm] y 0.5 [mm]. En ciertos sectores estos cristales presentan extinción ondulante como resultado de la crenulación.

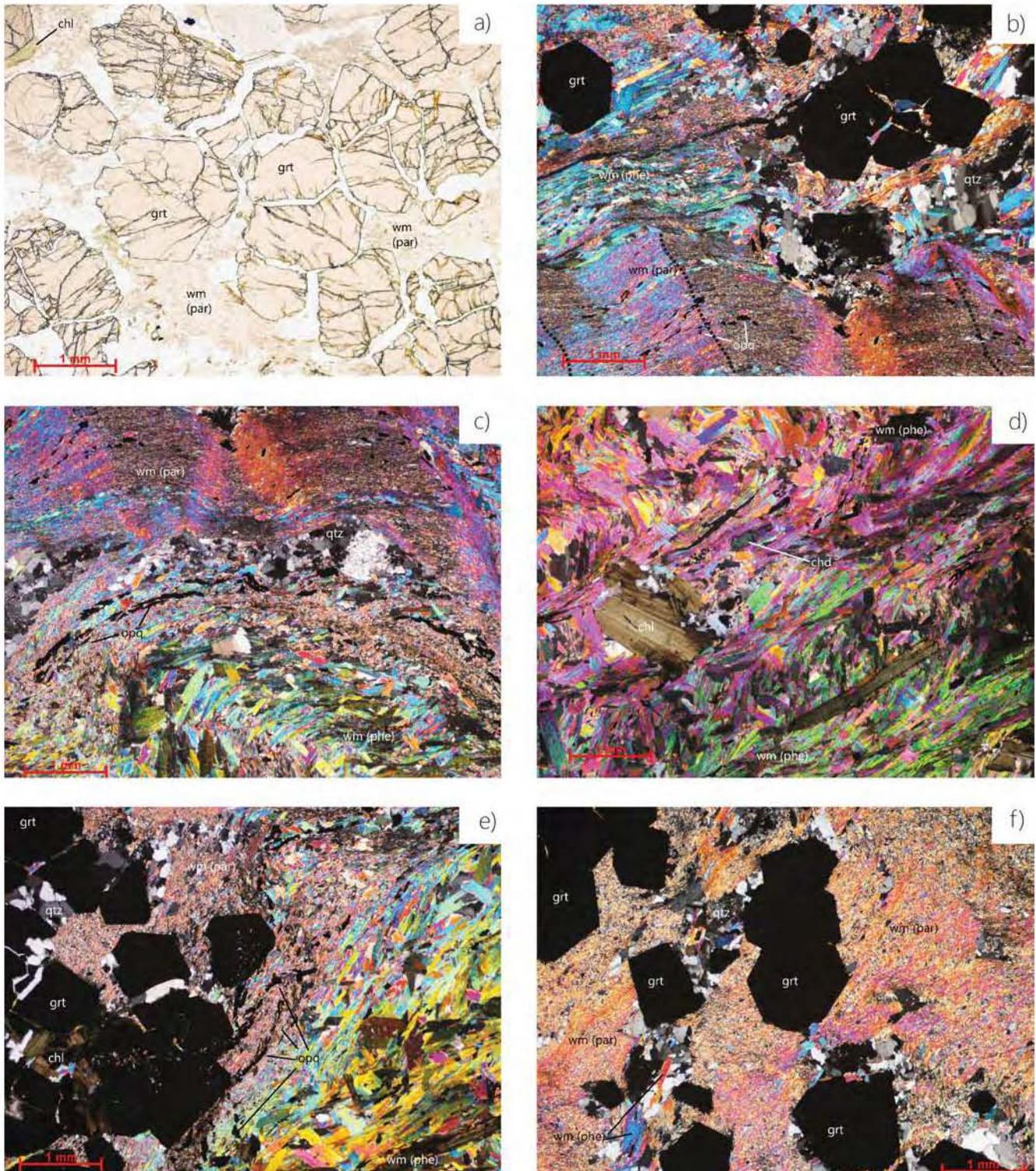


Figura 20. Fotomicrografías de la mineralogía y rasgos petrográficos de los esquistos pelíticos. a) Grupos de granates con fracturamiento dentro de una matriz compuesta por mica blanca de grano fino y cuarzo. b) Porfidoblastos de granate dentro de una matriz lepidoblástica compuesta por una mica de grano grueso y una mica de grano fino con intensa deformación, además se observa lentes de cuarzo con extinción ondulada. c) Lentes de cuarzo entre bandas de mica blanca de grano fino y mica blanca de grano grueso. De manera paralela a la foliación se observan minerales opacos. d) Detalle de la zona de mica blanca de grano grueso. Se observa cristales de cloritoide y clorita. e) Interfaz entre los dos tipos de mica blanca, se observan minerales opacos asociados a la interfaz. Reemplazamiento del granate por clorita a través de sus fracturas, además se observa cuarzo asociados a los granates. f) Porfidoblastos de granate dentro de la mica blanca de grano fino, se observa el cuarzo asociados a los granates.

En otras zonas la muscovita fengítica presenta una orientación definida y en otras una textura decusada en donde se encuentra intercrecida con cuarzo y cloritoide (Figura 21b). También está presente dentro de las fracturas del granate, separando al cristal en distintas partes. Los cristales de muscovita fengítica presentan reemplazamiento de clorita, habiendo pseudomorfos de clorita.

La mica blanca de grano fino está presente formando pequeños bolsones o cúmulos con cristales paralelos a la foliación. Los cristales de mica blanca de grano fino suelen estar intercrecidos con cuarzo y otros minerales opacos (Figura 20c-f). En ciertos sectores rodea al granate y llega a observarse como pseudomorfos tabulares intercrecida con epidota y cuarzo.

La clorita es una fase mineral común en toda la secuencia de esquistos pelíticos, que como se ha mencionado anteriormente, se encuentra reemplazando a los granates y a la mica blanca, pero además está presente formando a la matriz lepidoblástica (Figura 20d-e). Estos cristales suelen presentar un tamaño menor a 1.5 [mm], además están intercrecidos con la mica blanca.

El cloritoide presenta una forma subedral con un tamaño promedio de 0.1 [mm]. Este mineral está intercrecido con la mica blanca con textura decusada, además en estas zonas de la roca está intercrecidas con rutilo.

En esta unidad se puede observar cristales subedrales y anedrales de epidota, los cuales presentan colores de interferencia altos. Estos cristales presentan bordes corroídos y un tamaño ~0.5 [mm].

El cuarzo aparece como un mosaico equigranular dentro de la foliación. Estos cristales presentan bordes irregulares y sinuosos con extinción ondulada. Los cristales de cuarzo presentan evidencia de migración de bordes, aunque llegan a observarse mosaicos poligonales. Además de estos cúmulos el cuarzo se encuentra intercrecido con mica blanca, clorita y cloritoide. También se puede observar cuarzo entre las fracturas espaciadas que separa al granate en distintos pedazos, o que lo separa de otros cristales de granate (Figura 20b-c).

Los minerales opacos forman parte de la foliación de la roca, dispuestos en bandas paralelas a la mica blanca de grano fino y a la muscovita fengítica. Además se puede observar minerales opacos que no muestran una dirección u orientación definida dentro de la roca (Figura 21e-f). Estos cristales están presentes como inclusiones dentro de los granates, y en ciertas zonas están asociadas a los bordes de los granates y en otras se encuentra intercrecidas con rutilo.

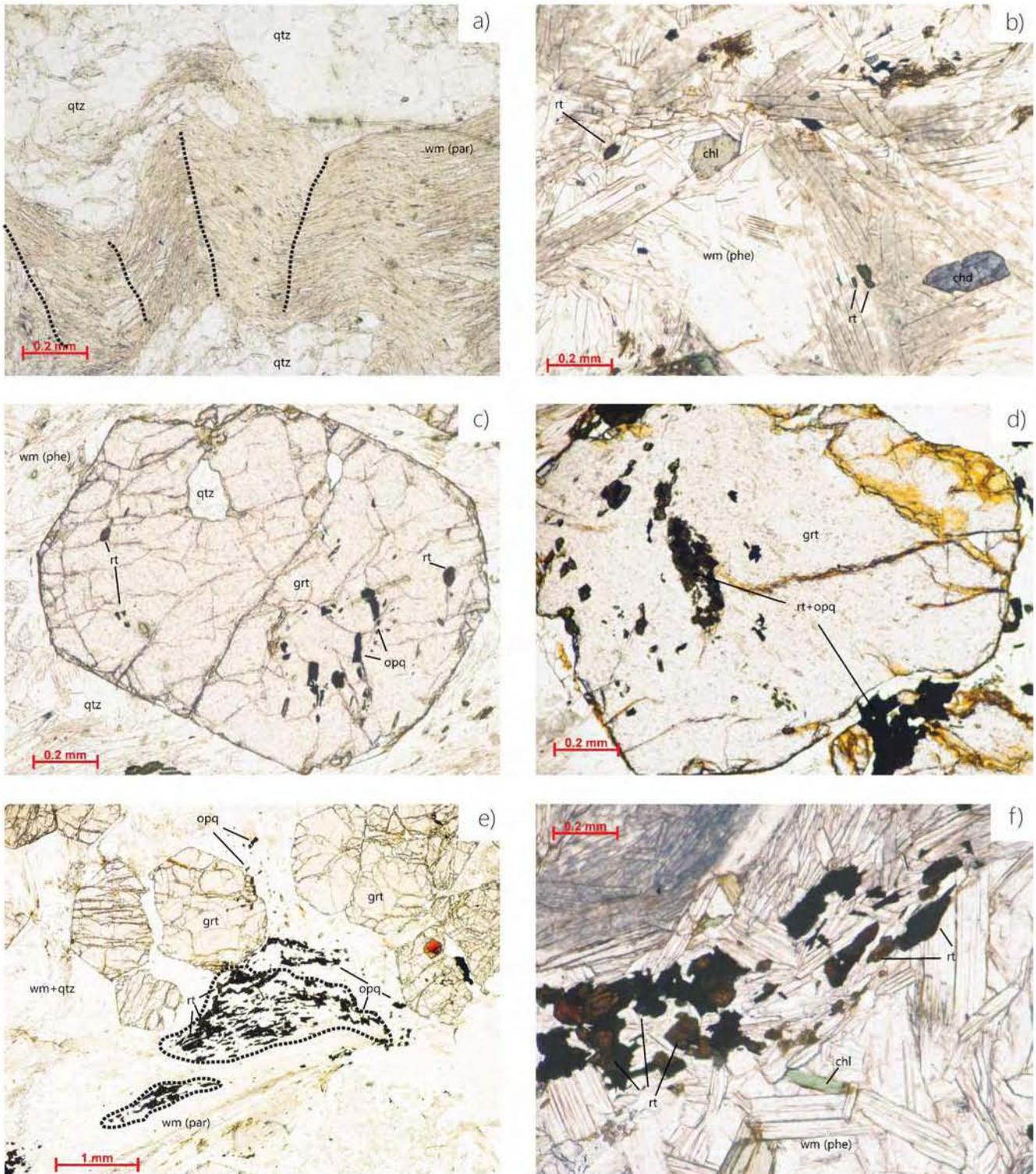


Figura 21. Fotomicrografías de la mineralogía y estructuras presentes en los esquistos pelíticos. a) Deformación dúctil la cual afecta a ciertas bandas de mica blanca de grano fino. b) Cloritoide dentro de las bandas de mica blanca de grano grueso. Se observa bandas de pequeños cristales de rutilo. c) Porfidoblasto de granate con numerosas inclusiones de cuarzo, rutilo y de minerales opacos (ilmenita), este cristal presenta un grado alto de fracturamiento. d) Porfidoblasto de granate con inclusiones de rutilo y de minerales opacos (ilmenita), este cristal no presenta gran intensidad de fracturamiento. e) Minerales opacos y rutilo asociados a granates. f) pequeños cristales de rutilo dentro de las bandas de mica blanca de grano grueso.

*Rocas Calcosilicatadas y Mármoles*

Esta litología presenta una mineralogía muy variada. De manera general estas rocas presentan una asociación mineral formada por carbonatos + cuarzo + tremolita-hornblenda + muscovita  $\pm$  titanita  $\pm$  epidota  $\pm$  zoisita  $\pm$  feldespato  $\pm$  opacos (Figura 22 y 23). La unidad de mármoles presenta una variada gama de texturas existiendo texturas porfidoblásticas constituida por un mosaico inequigranular de carbonatos y cuarzo con porfidoblastos de hornblenda y texturas granoblásticas constituidas por mosaicos de carbonatos recristalizada con cuarzo.

Los cristales de carbonatos y cuarzo presentan una forma subedral y anedral algunas veces bordes irregulares y sinuosos. Los carbonatos y el cuarzo presentan una intensa migración de borde. En la mayoría de los casos ambos cristales presentan extinción ondulante y en el caso de los carbonatos se observan maclas de deformación intracristalina. En algunas muestras se puede observar inclusiones de cuarzo dentro de los cristales de carbonatos. En algunas muestras se observan bolsones de cuarzo dentro de la matriz granoblástica, estos cristales exhiben migración de bordes y extinción ondulada (Figura 23c-d-e).

Las muscovitas presentan una orientación definida, formando planos de foliación incipientes. Estos cristales presentan un forma euedral y subedral, con tamaños menores de 1 [mm]. Generalmente todos estos cristales muestran extinción ondulada y se encuentran asociadas a cristales de hornblenda (Figura 22b y 23a-f).

La tremolita-hornblenda presenta una forma subedral con bordes rectos e irregulares; su tamaño tiene gran variación, los porfidoblastos presentan tamaños promedio de  $\sim 2$  [mm]; esta intercrecida dentro del mosaico de carbonatos y cuarzo, presentando tamaños que varían entre 0.5 [mm] y 1 [mm].

Todos los cristales de hornblenda presentan una orientación definida la cual es paralela a la foliación dada por las micas blancas. En ciertas porciones la hornblenda presenta maclas simples, dentro de estos cristales existen inclusiones de carbonatos y pequeños cristales de mica blanca (Figura 22e-f y 23a-b-f).

De manera poco común se observa epidota intercrecida dentro de la matriz granoblástica. Estos cristales presentan una forma subedral con bordes irregulares de tamaño promedio de 0.5 [mm]. En algunos sectores se llegan a observar bandas compuestas por epidota, albita y cuarzo intercaladas con vetillas de carbonatos (Figura 22c-d).

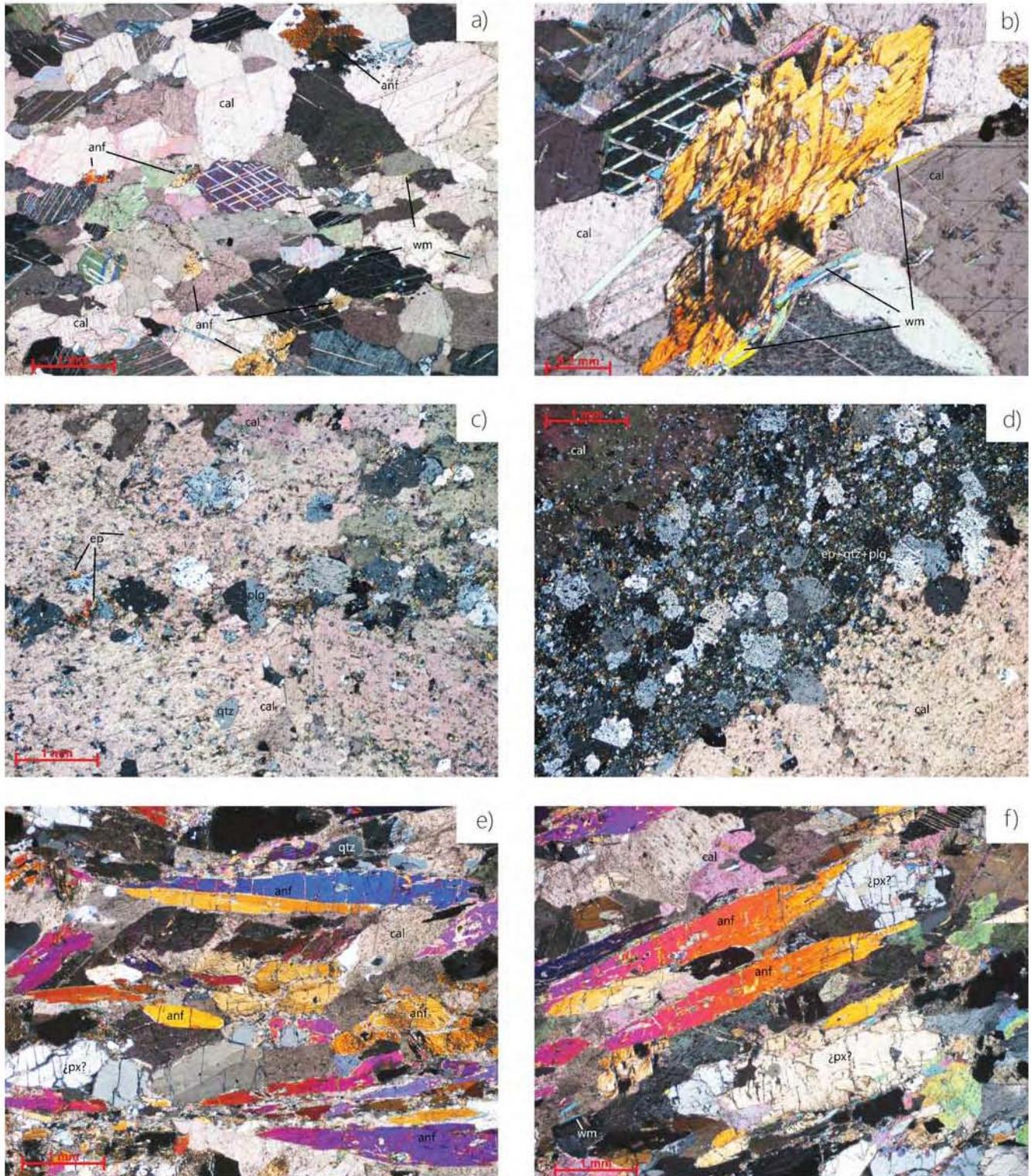


Figura 22. Fotomicrografías de las características petrográficas de rocas calcosilicatadas y mármoles. a) Textura granoblástica inequigranular compuesta por carbonatos, anfíbol y mica blanca. b) Detalle de un anfíbol con inclusiones de carbonatos y con mica blanca en sus bordes. c) Matriz inequigranular de carbonatos con cristales de albita y cuarzo con epidota diseminada. d) Banda formada por cristales subhedrales-anhedrales de cuarzo, albita y epidota dentro de una matriz de carbonatos. e) y f) Textura nematoblástica formada por la orientación preferencial de anfíboles y posiblemente piroxeno dentro de una matriz de cuarzo, carbonatos y mica blanca.

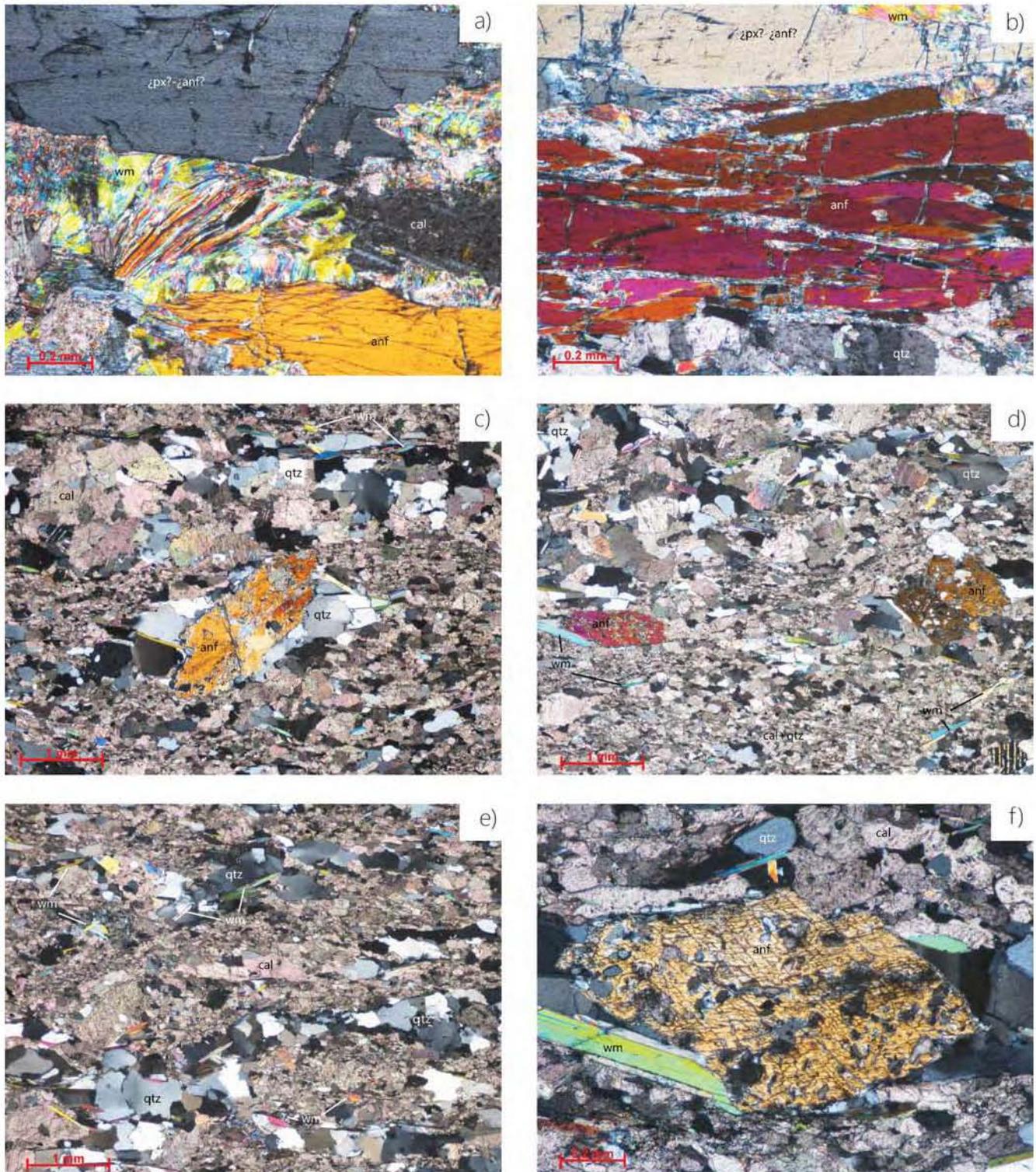


Figura 23. Fotomicrografías de las características petrográficas de rocas calcosilicadas y mármoles. a) y b) Cristales finos de mica blanca entro de los cristales de anfíboles. c) a f) Matriz inequigranular de carbonatos y cuarzo con porfidoblastos de anfíbol y mica blanca formando una foliación incipiente. El cuarzo está presente como bandas y lentes asociado a los cristales de mica blanca y anfíbol. Los anfíboles presentan inclusiones de cuarzo y carbonatos

De manera esporádica se puede observar otra fase mineral la cual presenta colores de interferencia de primer orden, intercrecidos con la hornblenda; el crucero en dos direcciones no se encuentra muy bien desarrollado por lo que ópticamente no se pudo definir la naturaleza de este mineral, por la asociación mineral se puede pensar que es un piroxeno u otra hornblenda con menor birrefringencia (Figura 22e-f y 23a-b).

### *Pizarra*

Este litotipo presenta una asociación mineral compuesta de muscovita + cuarzo + opacos (Figura 24). La pizarra presenta una textura lepidoblástica espaciada con mosaicos de cristales de cuarzo intercrecidos entre los planos de foliación. La foliación de la roca está compuesta por la orientación preferencial de la muscovita; estos cristales presentan una forma eudral y llegan a presentar extinción ondulante. El cuarzo está intercrecido entre los planos de foliación, y presenta una ligera variación de tamaño; hay cristales de grano fino y de grano medio, presentando extinción ondulante. Los bordes de los cristales de cuarzo generalmente son irregulares, aunque en ciertas secciones se observan cristales de cuarzo formando puntos triples, estos cuarzos presentan un mayor tamaño. Dentro de todas estas fases minerales hay minerales opacos intercrecidos, probablemente grafito, estos minerales opacos forman bandas que siguen la misma foliación de la roca.

Generalmente se puede observar micro-plegues isoclinales y bandas de cizalla que afecta a toda la muestra. Los pliegues están formados tanto por las micas como por las bandas de cuarzo, así como por las bandas de minerales opacos (Figura 24b).

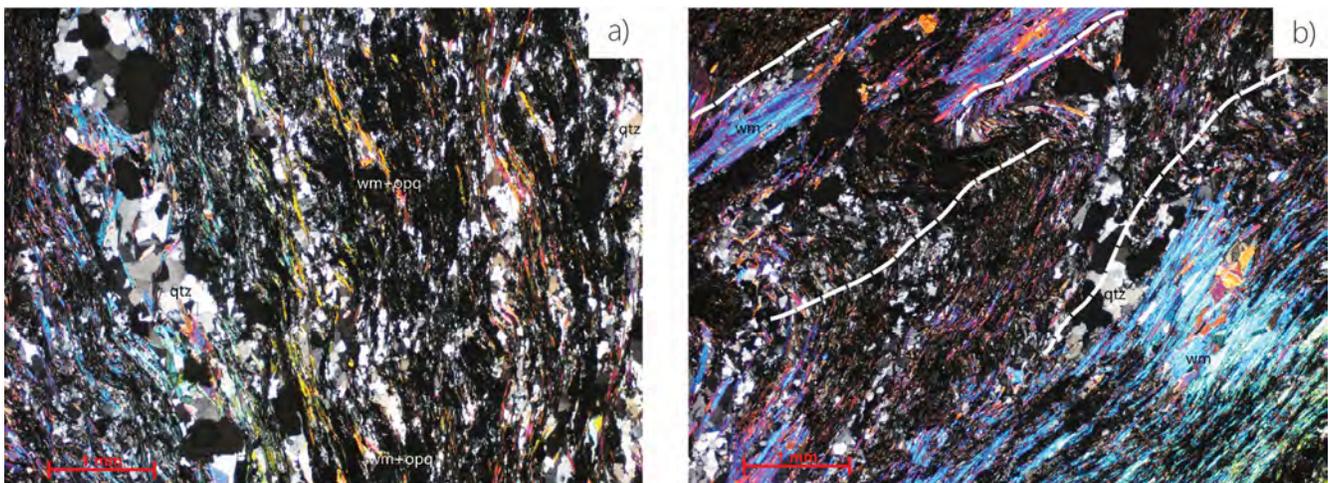


Figura 24. a) y b) Fotomicrografías de las características mineralógicas y estructurales de pizarras. Bandas de cuarzo y de mica blanca con minerales opacos las cuales presentan intenso plegamiento.

## Química Mineral

En esta sección se describen las características químicas de algunas fases minerales de interés petrológico mencionadas anteriormente. Los detalles de cómo se realizaron los estudios analíticos se encuentra en el capítulo de *Problemática, Objetivos y Metodología*, por lo que se le sugiere al lector abordar esa sección para aclarar cualquier duda. En la tabla 2 se pueden observar análisis químicos representativos de cada una de las fases analizadas a continuación.

### *Plagioclasa*

Se eligieron dos muestras de anfibolitas con granate para hacer mediciones cuantitativas de plagioclasa. Una corresponde a una anfibolita con granate ubicada en la Quebrada Pacoy (parte granoblástica), en la zona cercana a la cizalla de Baja Verapaz, y la otra corresponde a una anfibolita con vetillas de granate (parte central de las vetillas).

El cálculo de la fórmula mineral se realizó con base en 8 oxígenos. Las albitas analizadas son ricas en el componente albita (~Ab90). Estas albitas presentan valores altos de xNa ( $Na/(Na+Ca+K)$ ) los cuales varían entre 0.94-0.99, y por su parte valores bajos de xCa ( $Ca/(Na+Ca+K)$ ) (Figura 25). Las albitas muestran un ligero zoneamiento con un núcleo con mayor cantidad de sodio y un pequeño enriquecimiento de calcio a los bordes. Este zoneamiento químico es casi imperceptible en los análisis químicos e invisibles ópticamente (Figura 25).

Las albitas medidas dentro de las vetillas de granate muestra una ligera variación composicional con respecto a las que se encuentran dentro de la matriz anfibolítica. Las albitas medidas en la matriz granoblástica de las anfibolitas con granate de la zona de Baja Verapaz presentan una cantidad mayor de sílice, con valores de 3.05-3.07 apfu (átomos por unidad de fórmula) con respecto a las plagioclasas ubicadas dentro de las vetillas de granate los cuales presentan valores de ~2.91 apfu. Por otro lado la cantidad de xNa varía ligeramente entre ambas rocas; en las anfibolitas con vetillas de granate se encuentra valores de ~0.9425, en cambio en las anfibolitas con granate se encuentran valores de 0.98-0.99.



fino) y a una fase con valores altos de K (muscovita de grano grueso). Para la anfibolita con vetillas de granate solo se encontraron muscovitas.

La paragonita presentan valores de Si que varían entre 2.92-3 apfu; por otro lado presentan valores bajos de titanio con 0.06-0.08 de % en peso ( $\text{TiO}_2$ ), valores bajos de hierro con 0.78-0.96 de % en peso ( $\text{FeO}_{\text{total}}$ ) y valores de sodio altos de 1.78-1.95 apfu. Además presentan valores de magnesio bajos de  $\sim 0.01$  apfu. Esta fase mineral presenta un correlación inversamente proporcional entre  $x\text{Na}$  ( $\text{Na}/\text{Na}+\text{Ca}+\text{K}$ ) y  $x\text{K}$  ( $\text{K}/\text{Na}+\text{Ca}+\text{K}$ ), implicando que a una mayor cantidad de sodio corresponde un menor cantidad de potasio.

Las micas blancas con alto contenido de potasio corresponden con una muscovita fengítica. Estas micas presentan valor de Si que varía entre 3.04-3.27 apfu, además presentan valores mayores de titanio con 0.22-0.32 de % en peso ( $\text{TiO}_2$ ) con respecto a la paragonita, valores altos de hierro con valores de 2.04-3.78 de % en peso ( $\text{FeO}_{\text{total}}$ ) y valores altos de potasio de 1.22-1.73 apfu, además presenta una cantidad variable y mayor de magnesio, con valores de 0.16-0.49 apfu. Esta fase mineral muestra la misma correlación inversa entre  $x\text{Na}$  y  $x\text{K}$ .

Ambas fases de mica blanca presentan comportamientos químicos contrastantes. Para hacer evidente este comportamiento se realizaron diagramas donde se grafica un ion vs la cantidad de sílice total (TSi) (Figura 26) Como se puede observar en los gráficos, la paragonita presenta valores más altos de Na y Al con respecto a la muscovita fengítica, por su parte esta fase mineral presenta valores más alto de Ti, Mg, Fe y K que la paragonita. A su vez la paragonita presenta valores más bajos de Si y la muscovita fengítica valores más altos.

### ***Anfíbol***

Dos muestras fueron seleccionadas para hacer mediciones cuantitativas de anfíbol; estas muestras corresponden a dos anfibolitas con granate de dos localidades distintas. La primera ubicada en la localidad de Los Chorros y la otra en el área cercana a la zona de cizalla de Baja Verapaz. Ambas muestras presentan ligera variación mineralógica y un alto contraste textural. El cálculo de la formula mineral se hizo con base en 23 oxígenos. De manera general se distinguieron dos tipos distintos de este mineral, uno correspondiente a la familia de los anfíboles cálcicos y otra que corresponde con los anfíboles sódico-cálcicos. Los anfíboles cálcicos corresponden con la variedad de magnesio-hornblenda y ferro-hornblenda (Figura 27).

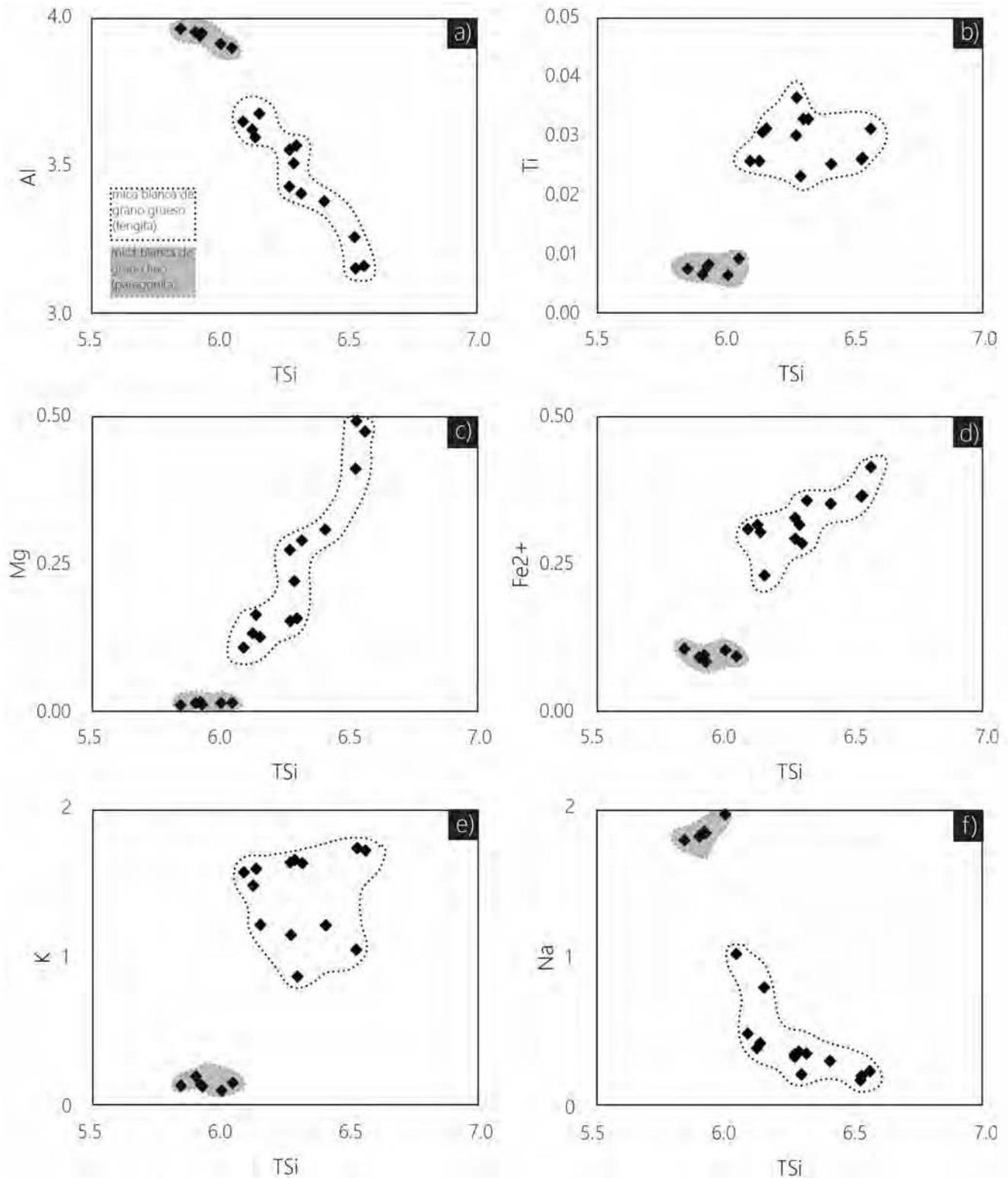


Figura 26. Variación composicional de las micas blancas dentro de los esquistos pelíticos. a) TSi vs Al. b) TSi vs Ti. c) TSi vs Mg. d) TSi vs Fe<sup>2+</sup>. e) TSi vs K. f) TSi vs Na.

La magnesio-hornblenda muestra un valor de Si de 6.57-6.93 apfu con valores de xMg ( $Mg/Fe^{2+}+Mg$ ) que varían entre 0.52-0.66, además de presentar contenidos de potasio con valores de 0.29-0.52 de wt % ( $K_2O$ ). Los valores de titanio varían entre 0.34-0.46 de wt % ( $TiO_2$ ).

La ferro-hornblenda presenta un valor de Si de 6.57-6.66 apfu con un valores de xMg ( $Mg/Fe^{2+}+Mg$ ) que varía entre 0.41-0.47, por otro lado, presentan contenidos de K con valores de 0.25-0.42 de wt % ( $K_2O$ ). Sus valores de titanio son de 0.25-0.51 wt % ( $TiO_2$ ).

Los anfíboles sódico-cálcicos analizados corresponden con las variedades de barroisitas y ferro-barroisitas (Figura 27). Las barroisitas presentan un valor de 6.61-6.67 apfu Si, así como valores de xMg ( $Mg/Fe^{2+}+Mg$ ) que varían entre 0.50-0.54, por otro lado, presentan contenidos de potasio con valores de 0.32-0.54 de wt % ( $K_2O$ ) y sus valores de titanio varían entre 0.33-0.40 de wt % ( $TiO_2$ ). La ferro-barroisita presenta un contenido de sílice de 6.69 apfu, su valor de xMg ( $Mg/Fe^{2+}+Mg$ ) es de 0.49, presenta un valor 0.45 de wt % de potasio ( $K_2O$ ) y un valor de 0.40 de wt% de titanio ( $TiO_2$ ).

Los anfíboles correspondientes a las muestras de Los Chorros presentan corresponden casi en su totalidad con anfíboles cálcicos, mientras que los medidos en la zona norte del área de estudio corresponden tanto a los anfíboles cálcicos como a los sódico-cálcicos.

### ***Granate***

Los granates analizados corresponden con una anfíbolita con vetillas de granate una ubicada en la localidad Los Chorros, una anfíbolita con granate perteneciente a la Quebrada Pacoy en las cercanías de la zona de cizalla de Baja Veraz y a un esquisto con paragonita y fengita. Se realizaron 2 secciones de mediciones con 20 puntos a lo largo de dos porfidoblastos de granates euedrales con bordes ligeramente corroídos en la anfíbolita de Los Chorros (porfidoblasto dentro de la matriz nematoblástica) y en el esquisto con paragonita y fengita (Figura 28). Por su parte se analizaron otros granates tanto en su núcleo como en su borde en las tres rocas. El cálculo de la fórmula mineral se hizo con un número de iones con base en 24 oxígenos.

De manera general todos los granates analizados presentan un aumento progresivo de xMg ( $Mg/Fe^{2+}+Mg$ ) del núcleo a los bordes de cristal, además presentan una composición general rica en almandino (Figura 29).

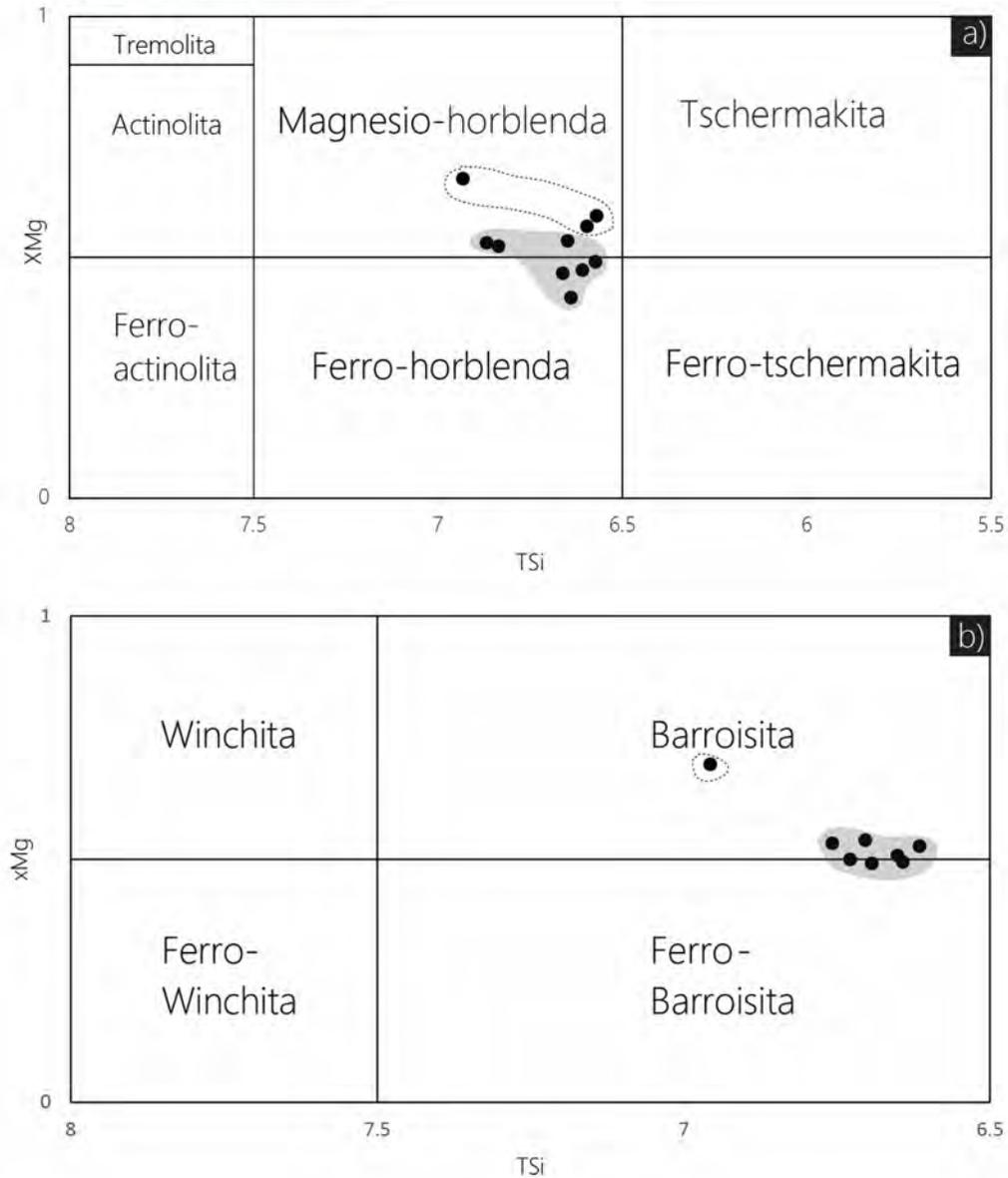
anfibolita con  
vetillas de granate

anfibolita con  
granate

Figura 27. Clasificación de anfíboles según Leake et al. (1994).

a) Anfíboles cálcicos; Parámetros del diagrama:  $Ca_B \geq 1.5$ ;  $(Na+K)_A < 0.5$ ;  $Ca_A < 0.5$ .

b) Anfíboles sódico-cálcicos; Parámetros del diagrama:  $(Na+K)_A < 0.5$ ;  $(Ca+Na)_B \geq 1$ ;  $0.5 < Na_B < 1.5$ . Explicación en el texto.



El granate de la anfibolita de Los Chorros presenta un núcleo rico en espesartina y empobrecido en almandino ( $Alm_{44-49}GrS_{32-34}Sps_{18-20}Py_{1.1-1.5}$ ), con valores de xMg ( $Mg/Fe^{2+}+Mg$ ) de 0.02-0.03. Los bordes en esta muestra se vuelven progresivamente más ricos en almandino y en piropo ( $Alm_{64-66}GrS_{29-31}Py_{3.3-4.6}SpS_{0.37-0.96}$ ) presentando valores de xMg ( $Mg/Fe^{2+}+Mg$ ) que varían entre 0.05-0.06 (Figura 28; Figura 29; Figura 30).

La anfibolita con granate ubicada en la Quebrada Pacoy presenta granates con un núcleo relativamente rico en espesartina y pobre en almandino ( $\text{Alm}_{50-63}\text{Grs}_{31-39}\text{Sps}_{2.5-8.8}\text{Pyr}_{1-2}$ ), con valores de  $x\text{Mg}$  ( $\text{Mg}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$ ) de 0.02-0.03. Los bordes se vuelven progresivamente más ricos en almandino y piropo ( $\text{Alm}_{64-66}\text{Grs}_{29-31}\text{Pyr}_{3.3-4.6}\text{Sps}_{0.37-0.96}$ ) con valores de  $x\text{Mg}$  ( $\text{Mg}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$ ) de 0.04-0.05.

El granate medido en el esquistos de paragonita y fengita presenta un núcleo ligeramente enriquecido en espesartina y empobrecido en piropo ( $\text{Alm}_{63-64}\text{Grs}_{16}\text{Sps}_{11-12}\text{Pyr}_7$ ), con un valor de estable de  $x\text{Mg}$  ( $\text{Mg}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$ ) de 0.1. Hacia los bordes la composición se vuelve progresivamente más rica en almandino y piropo ( $\text{Alm}_{71-73}\text{Pyr}_{12-16}\text{Grs}_{8-12}\text{Sps}_{1-2}$ ) presentando valores de  $x\text{Mg}$  ( $\text{Mg}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$ ) que varían entre 0.15-0.18 (Figura 28; Figura 29; Figura 30).

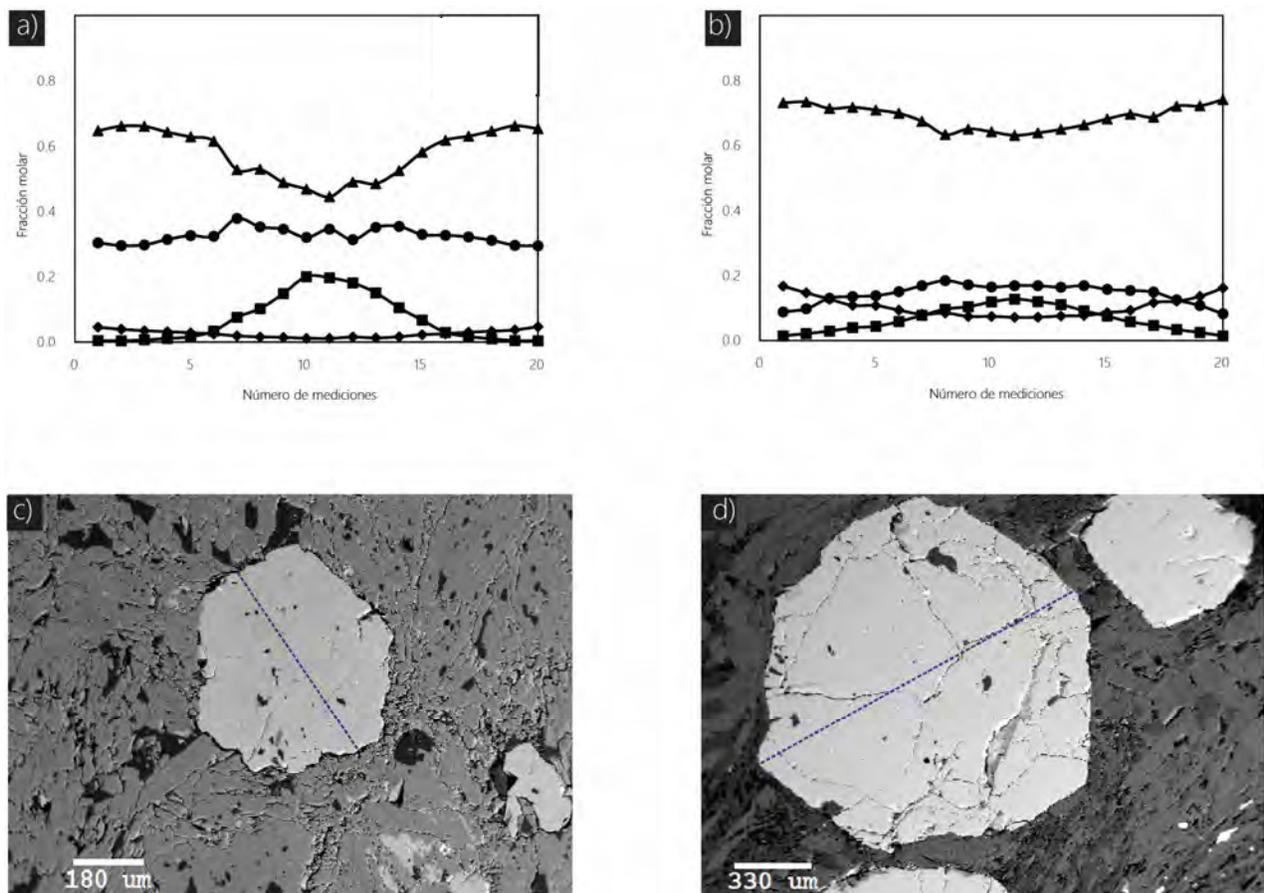


Figura 28. Perfiles de variación composicional dentro del granate en: a) y c) anfibolita con granate; b) y d) Esquistos pelítico de fengita y paragonita. Explicación en el texto. ● Grosularia. ◆ Piropo. ▲ Almandino. ■ Espesartina

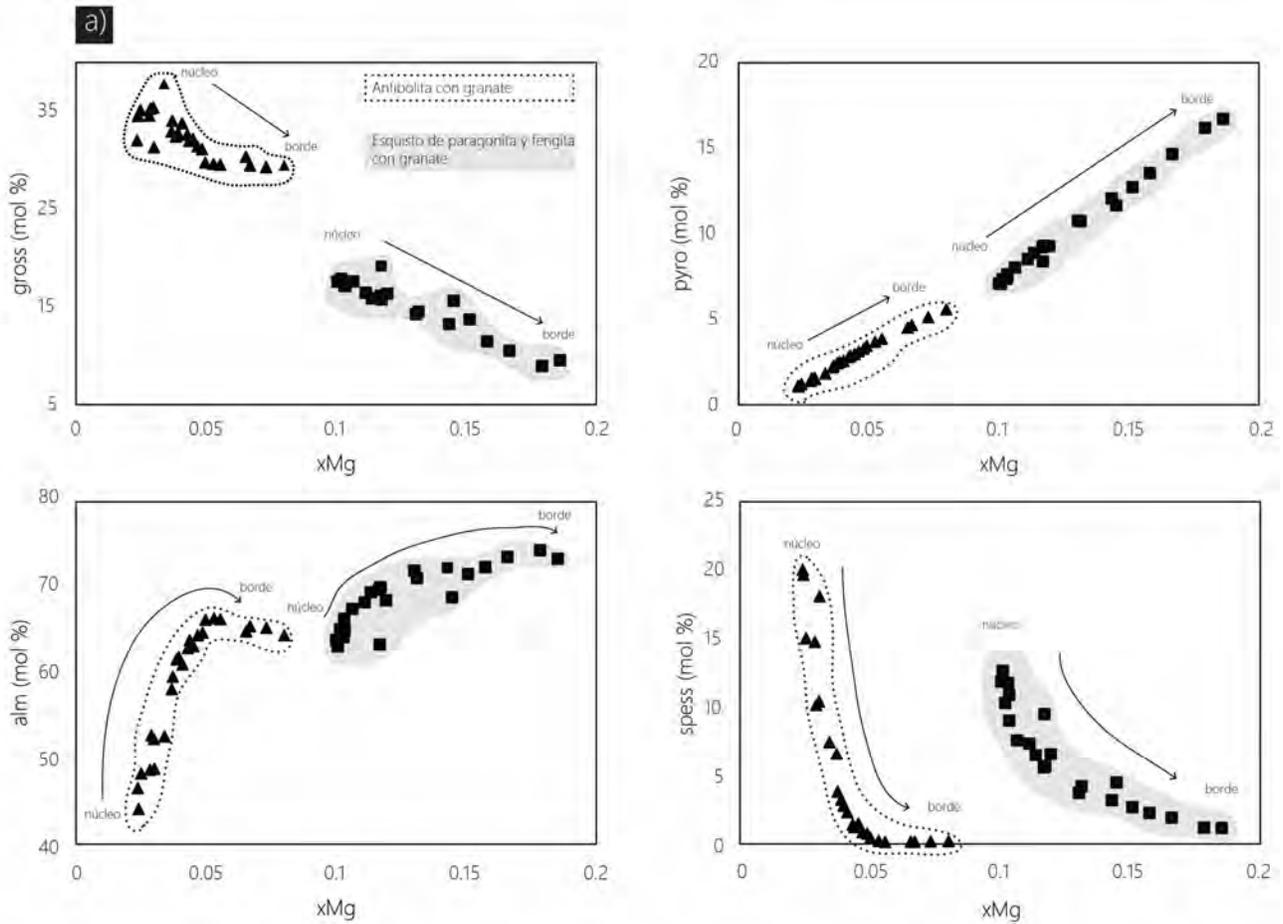
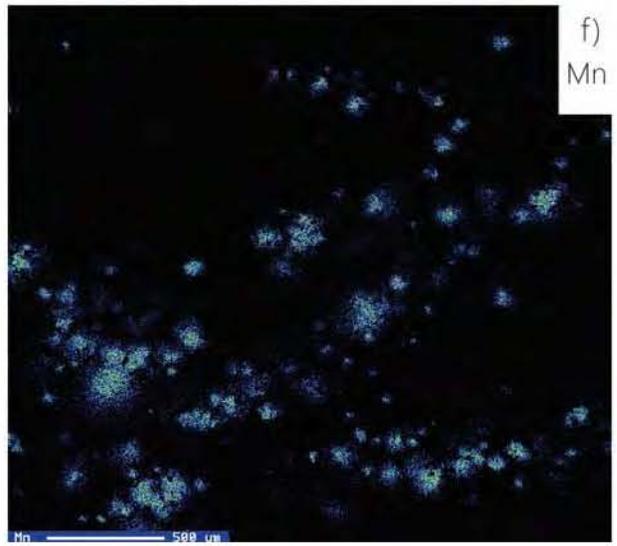
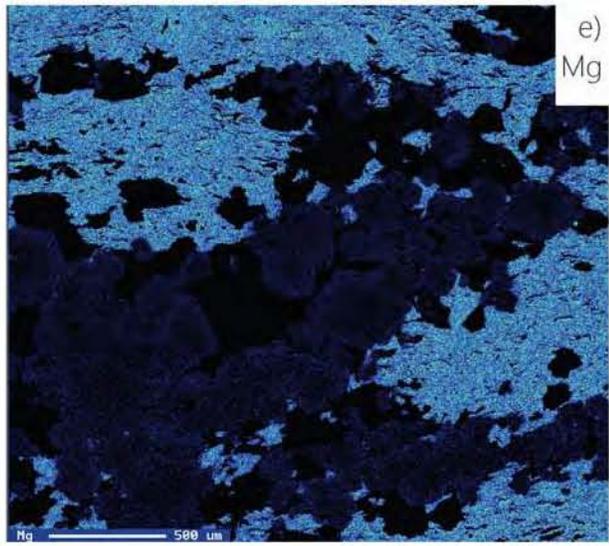
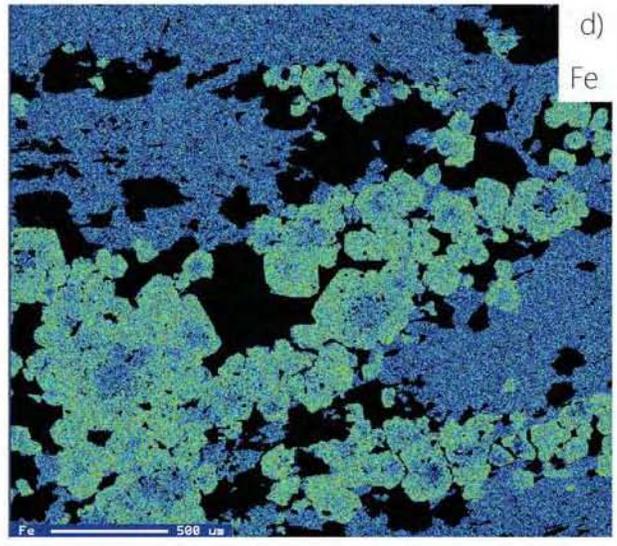
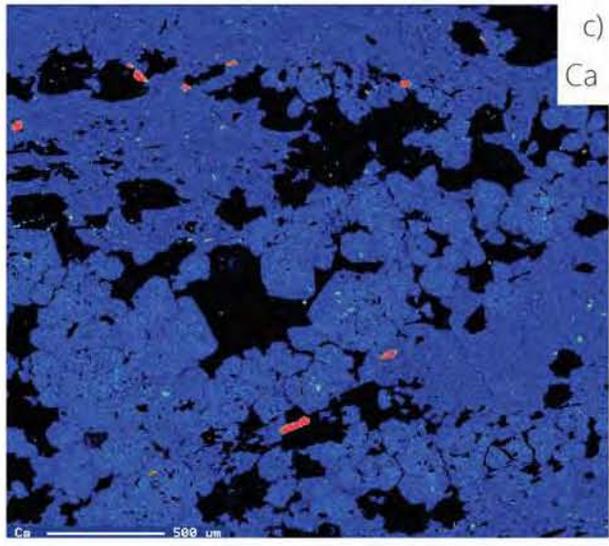
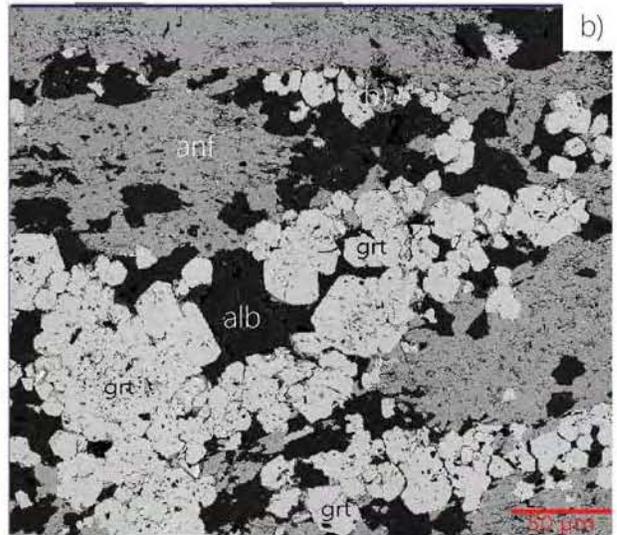
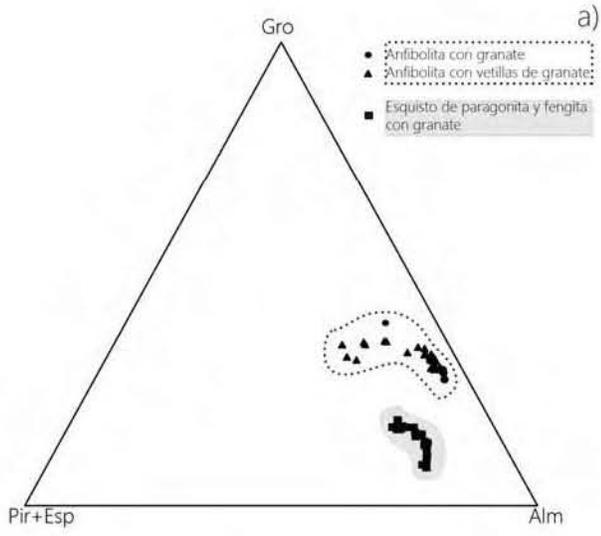


Figura 29. Zoneamiento composicional de los granates. Explicación en el texto.

El mapa de distribución elemental realizado en la anfibolita con granate recolectada en la Quebrada Pacoy muestra de manera gráfica el zoneamiento de estos granates, los cuales presentan una disposición geométrica en forma de cúmulos entre la foliación nematoblástica. En el caso de los granates se puede observar un núcleo enriquecido en Mn y un enriquecimiento de Fe hacia los bordes de los cristales, por su parte la cantidad de Mg y Ca se mantiene homogénea en todo el cristal (Figura 30). El mismo patrón se refleja en la figura 29.

Figura 30. a) Diagrama ternario con la composición de los granates analizados. b) Imagen tomada con la microsonda electrónica de una porción de la anfibolita con granate. c)-f) Mapas de distribución elemental donde se observa la mayor cantidad de un elemento con colores cálidos y con colores fríos la menor cantidad, haciendo evidente el zoneamiento químico presente. Explicación en el texto.



### *Clorita*

Esta fase mineral fue analizada en el esquisto de paragonita y fengita. El cálculo de la fórmula mineral se hizo con un número de iones con base en 28 oxígenos. Las cloritas presentan un valor que varía entre 5.29-5.39 de Si apfu, un valor medio de Fe con 4.09-4.25 apfu y valor alto de xMg de 0.54-0.55. Las cloritas presentan un valor bajo de Mn y Ti ambos con 0.01 apfu (Tabla 2).

### *Epidota*

La epidota fue analizada en la muestra correspondiente al esquisto de paragonita y fengita. Esta fase mineral presenta un valor de Si de 2.89-3.05 apfu, un valor bajo de Al con 2.03-2.4 apfu y valores altos de Fe<sup>3+</sup> de 0.66-0.87 apfu. Los valores de Ca son un poco variables estando en un intervalo de 1.66-1.89 apfu (Tabla 2).

### *Cloritoide*

Esta fase mineral fue medida en la muestra de esquisto de paragonita y fengita. El cloritoide presenta un valor de Si que se encuentra en un rango de 2.17-2.21 apfu. Por otro lado tiene valores altos de Fe<sup>2+</sup> 1.39-1.51 apfu, valores medios-bajos de Mg de 0.46-0.6 apfu y de Mn de 0.006-0.016 apfu (Tabla 2).

### *Óxidos de Fe y Ti*

Las tres muestras escogidas para hacer análisis de microsonda presentan fases minerales de óxidos de Fe y Ti. Estas fases minerales son ilmenita, titanita y rutilo. El rutilo fue medido únicamente dentro del esquisto pelítico de fengita y paragonita con granate; este mineral presentó una composición ideal, con impurezas de FeO<sub>total</sub> de 1.11 wt% (FeO). La ilmenita presenta valores bajos de Mn de 0.35-0.48 de wt % (MnO), la fase presente en la anfíbolita presenta valores más altos de Mg (0.14-0.20) que la ilmenita presente en el esquisto pelítico (0.01-0.03). La titanita presenta cantidades variables de Al 0.89-1.12 en wt % (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), y por su parte presenta cantidades bajas de wt % de Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, variando entre 0.03 y 0.06, y por otro lado presenta impurezas de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 0.37-0.98 wt%, las muestras pertenecientes a la anfíbolita con vetillas de granate presenta los valores más bajos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Tabla 2).

### Paragénesis mineral

Con los resultados obtenidos al momento se es posible plantear un cuadro paragenético donde se sintetiza la paragénesis de las rocas analizadas de acuerdo a la naturaleza del protolito y de su relación con el proceso metamórfico (Figura 31).

Los criterios utilizados para la realización de dicho cuadro fueron los siguientes: Se consideraron como fases minerales relictas aquellas que se encuentran como inclusión dentro de otra fase mineral. Las fases más euedrales, con bordes rectos, que no presentan indicios de reacción, se consideraron como fases que se formaron durante la progresión y que lograron conservarse, de tal manera que representan al pico metamórfico alcanzado. Las fases que aparecen como coronas de reacción, se encuentran reemplazando a otros minerales. Estas fases minerales corresponden a condiciones de presión y temperatura más bajas que las alcanzadas durante la progresión y el pico metamórfico (Figura 31).

Con base en esto es posible afirmar que ambas rocas se encuentran en facies de anfibolita, existiendo relictos de alta presión tanto en los esquistos pelíticos y en las rocas anfibolíticas.

Figura 31. Cuadro paragenético de las unidades estudiadas y su relación con el metamorfismo.

Rocas Meta-Ígneas			
Mineral	Inclusión	Progresión-Pico Metamórfico	Retrogresión
Horblenda	Magnesio-Ferro-Horblenda	x	x
	Barroisita	x	
Cuarzo	x	x	x
Albita		x	x
Clinozoisita	x	x	
Epidota	x		
Granate	Ameboidal	x	
	Inclusión dentro de anfíbol	x	
	Porfidoblasto	x	
	Cumulos	x	
	Vetillas	x?	x?
Fengita		x?	x?
Ilmenita		x	
Clorita			x
Biotita			x?
Calcita			x
Titanita		x	

Rocas Meta-Sedimentarias			
Mineral	Inclusión	Progresión-Pico Metamórfico	Retrogresión
Fengita	Fengita en mármoles	x	
	Fengita en esquistos	x	
	Fengita en pizarras	x	
Granate		x	
Cuarzo	x	x	
Clorita		x	x
Rutilo	x	x	
Cloritoide		x	
Paragonita			x
Epidota			x
Anfíbol	Tremolita-Horblenda	x	
Calcita		x	
Ilmenita	x	x	

Tabla 2. Análisis representativos de la química mineral de los principales grupos minerales.

	Feldespato	Mica Blanca		Anfiboles					
	Albita MT <sub>4</sub> O <sub>8</sub> Anfibolita con granate	Fengita I <sub>2</sub> M <sub>4-6</sub> T <sub>8</sub> O <sub>20</sub> (OH,F) <sub>4</sub> Esquisto pelítico	Paragonita	Magnesio-horblenda	Ferro-horblenda A <sub>0-1</sub> B <sub>2</sub> C <sub>5</sub> T <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH,F) <sub>2</sub>	Ferro-Barroisita	Barroisita		
SiO <sub>2</sub>	71.24	45.37	45.67	45.26	45.01	45.69	45.22		
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.30	0.09	0.38	0.39	0.40	0.38		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.97	34.24	39.30	11.53	12.09	11.75	11.17		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
FeO <sup>a</sup>	0.06	2.72	0.78	20.37	20.59	21.19	22.41		
MnO	0.00	0.01	0.00	0.09	0.07	0.12	0.10		
MgO	0.00	0.81	0.06	8.22	7.39	7.43	7.63		
CaO	0.15	0.01	0.30	9.94	9.91	9.34	9.30		
Na <sub>2</sub> O	9.72	1.65	7.27	1.76	1.89	1.93	1.85		
K <sub>2</sub> O	0.03	9.23	0.82	0.26	0.50	0.45	0.32		
Total	100.17	94.34	94.30	97.80	97.83	98.31	98.37		
	<b>Cationes por 8 oxígenos</b>	<b>Cationes por 21 oxígenos</b>		<b>Cationes por 23 oxígenos</b>					
Si	3.07	Si	6.14	5.93	Si	6.65	6.66	6.69	6.61
Al	0.96	Al	1.86	2.07	Al	1.35	1.34	1.31	1.39
<b>sitio "T"</b>	<b>4.03</b>	<b>sitio "T"</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>sitio "T"</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>
		Al	3.60	3.95	Ti	0.04	0.04	0.04	0.04
		Ti	0.03	0.01	Al	0.64	0.77	0.72	0.54
		Cr	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
		Fe <sup>2+</sup>	0.30	0.08	Fe <sup>3+</sup>	0.95	0.70	0.93	1.26
		Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	Fe <sup>2+</sup>	1.56	1.85	1.66	1.48
		Mn	0.00	0.00	Mn	0.01	0.01	0.02	0.01
		Mg	0.16	0.01	Mg	1.80	1.63	1.62	1.66
		<b>sitio "M"</b>	<b>4.10</b>	<b>4.05</b>	<b>sitio "C"</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>
		Ca	0.00	0.04	Ca	1.56	1.57	1.47	1.46
		Ba	0.00	0.00	Na	0.44	0.43	0.53	0.54
Fe <sup>3+</sup>	0.00	Na	0.43	1.83	<b>sitio "B"</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>
Mn <sup>3+</sup>	0.00	K	1.59	0.14					
Cr	0.00	<b>sitio "I"</b>	<b>2.03</b>	<b>2.01</b>	Na	0.07	0.11	0.01	0.00
Ti	0.00				K	0.05	0.09	0.08	0.06
Ba	0.00				<b>sitio "A"</b>	<b>0.11</b>	<b>0.21</b>	<b>0.10</b>	<b>0.06</b>
Ca	0.01								
Na	0.81	F	0.01	0.02	F	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	Cl	0.00	0.00	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Sitio "M"</b>	<b>0.82</b>	H	3.99	3.98	H	2.00	2.00	2.00	2.00

<sup>a</sup> Hierro total reportado como FeO

Tabla 2. Análisis representativos de la química mineral de los principales grupos minerales. (Continuación)

Granate		$X_3Y_2Z_3O_{12}$				Cloritoide	
		Anfibolita con granate		Esquisto pelítico		Cloritoide-Fe $X_2Y_4Si_2O_{10}(OH)_4$	
	borde	núcleo	borde	núcleo	Esquisto pelítico		
SiO <sub>2</sub>	37.35	36.97	37.94	36.76	25.23		
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.19	0.01	0.06	0.00		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.76	20.29	20.23	20.70	38.25		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.04	0.09		
FeO <sup>a</sup>	29.96	20.98	33.55	28.99	20.93		
MnO	0.17	8.66	0.60	5.63	0.09		
MgO	1.14	0.27	4.15	1.78	4.69		
CaO	10.69	12.03	3.04	5.91	0.00		
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.04	0.01	0.04	0.00		
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00		
Total	100.18	99.44	99.56	99.92	89.28		
Cationes por 24 oxígenos				Cationes por 14 oxígenos			
Si	5.94	5.95	6.13	5.82	Fe2	1.39	
Ti	0.01	0.02	0.00	0.01	Mg	0.60	
<b>sitio "Z"</b>	<b>5.96</b>	<b>5.97</b>	<b>6.13</b>	<b>5.84</b>	Mn	0.01	
					<b>sitio X"</b>	<b>2.00</b>	
Al	3.89	3.85	3.85	3.88	Al	3.88	
V	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe3	0.12	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	Ti	0.00	
Fe3	0.11	0.15	0.15	0.12	<b>sitio "Y"</b>	<b>4.00</b>	
<b>sitio "Y"</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	Si	2.17	
					H	4.00	
Fe2	3.88	2.67	4.39	3.85			
Mg	0.27	0.07	1.00	0.44			
Ca	1.82	2.07	0.53	0.98			
Mn	0.02	1.18	0.08	0.71			
Na	0.00	0.01	0.00	0.01			
<b>sitio "X"</b>	<b>6.00</b>	<b>6.00</b>	<b>6.00</b>	<b>6.00</b>			
<b>grosularia</b>	0.30	0.35	0.09	0.16			
<b>piropo</b>	0.05	0.01	0.17	0.07			
<b>almandino</b>	0.65	0.44	0.73	0.64			
<b>espesartina</b>	0.00	0.20	0.01	0.12			

<sup>a</sup> Hierro total reportado como FeO

Tabla 2. Análisis representativos de la química mineral de los principales grupos minerales (Continuación).

	Epidota		Clorita		Ilmenita		Titanita	
			Clinocloro					
			M <sub>12</sub> T <sub>8-x</sub> Si <sub>8-x</sub> M <sub>x</sub> O <sub>20</sub> (OH) <sub>16</sub>					
			Esquistos pelítico					
SiO <sub>2</sub>	37.55		25.26		0.00	0.00	30.46	30.41
TiO <sub>2</sub>	0.02		0.07		51.05	47.04	38.90	36.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.12		21.67		0.00	0.01	0.95	1.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00		0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
FeOa	11.81		22.93		46.58	48.95	0.33	0.56
MnO	0.36		0.06		0.48	0.46	0.00	0.05
MgO	0.10		15.49		0.20	0.03	0.01	0.00
CaO	18.81		0.04		0.16	0.00	28.65	28.64
Na <sub>2</sub> O	0.01		0.01		0.00	0.01	0.03	0.00
K <sub>2</sub> O	2.37		0.43		0.00	0.04	0.01	0.00
Total	96.14		85.96		98.46	96.54	99.34	97.73
	Cationes por 12.5 oxígenos		Cationes por 28 oxígenos		Cationes por 3 oxígenos		Cationes por 4 oxígenos	
	Si	2.99	Si	5.39	Ti	0.98	Si	1.00
	Al	2.04	Al	2.61	Al	0.00	Al	0.04
	Ti	0.11	sitio "T"	8.00	V	0.00	Cr	0.00
	Cr	0.00			Cr	0.00	Ti	0.96
	Fe3	0.82	Al	2.84	Fe3	0.03	Fe3	0.01
	Mn3	0.04	Cr	0.00	Fe2	0.97	Mn3	0.00
	Mg	0.00	Ti	0.01	Mn	0.01	Ca	1.01
	Ca	1.93	Fe	4.09	Mg	0.01	Na	0.00
	Na	0.00	Mn	0.01	Ni	0.00	F	0.00
	F	0.00	Mg	4.93			Cl	0.00
	H	1.00	sitio "M"	11.88				
			F	0.04				
			Cl	0.01				
			H	15.95				

<sup>a</sup> Hierro total reportado como FeO

# GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA

## Geoquímica

Tabla 3. Análisis de elementos mayores, menor y traza para las rocas de la zona norte del Complejo Chuacús.

	CH-23	CH-24	CH-28	CH-32
	Anfibolita con vetillas de granate	Esquisto de fengita y paragonita con granate	Ortogneis de dos micas	Anfibolita con granate (Quebrada Pacov)
	(% en peso)			
SiO <sub>2</sub>	49.21	51.73	71.43	49.10
TiO <sub>2</sub>	2.31	1.01	0.32	2.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.97	27.23	13.39	12.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	15.12	9.88	3.26	16.80
MnO	0.24	0.26	0.04	0.28
MgO	6.92	1.80	0.67	5.96
CaO	11.00	1.04	1.01	10.02
Na <sub>2</sub> O	1.77	1.81	2.65	2.89
K <sub>2</sub> O	0.30	5.02	7.14	0.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.23	0.10	0.21
Total	100.00	100.00	100.00	100.00

ppm

TiO <sub>2</sub>	23137.13	10082.38	3169.75	22135.17
Rb	7.00	251.00	206.00	12.00
Sr	404.00	183.00	170.00	143.00
Ba	71.00	737.00	842.00	52.00
Y	38.00	80.00	23.00	34.00
Zr	107.00	220.00	282.00	109.00
Nb	14.00	27.00	<1	14.00
V	512.00	98.00	12.00	455.00
Cr	127.00	208.00	82.00	89.00
Co	53.00	23.00	6.00	53.00
Ni	43.00	35.00	9.00	49.00
Cu	244.00	19.00	2.00	251.00
Zn	157.00	85.00	43.00	154.00
Th	<2	21.00	217.00	<2
Pb	9.00	33.00	36.00	5.00

Se eligieron cuatro muestras de distintas litologías con el fin de realizar análisis geoquímicos para poder identificar el ambiente de formación de los protolitos y poder estudiarlos bajo un marco tectónico. Para este fin se utilizaron distintos diagramas como el AFM y diagramas de discriminación tectónica (tectono-magmáticos). Para el diagrama AFM es importante tener en cuenta que es un diagrama convencional para rocas ígneas, los cuales se basan en el uso de elementos alcalinos como el Na y el K, los cuales son elementos móviles durante la meteorización, procesos hidrotermales y el metamorfismo, cambiando su concentración de manera significativa en la roca (White, 2013).

En estudios de petrología metamórfica los elementos mayores, menores y traza considerados como elementos inmóviles no deberían variar su concentración en la roca siguiendo uno de los principios clásicos del

metamorfismo, el cual considera a la roca como un sistema cerrado durante el metamorfismo. Sin embargo en varios estudios (Bebout, 2007; Zheng et al., 2011; Rollinson, 2014) se considera que la concentración de algunos elementos mayores, menores y traza llega a variar de manera considerable durante procesos metamórficos de alta y ultra-alta presión.

Es importante mencionar que los resultados obtenidos en los análisis geoquímicos no deben de ser empleados sin utilizar un criterio geológico, el cual incluya y relacione lo observado en los estudios petrográficos con lo observado en campo, lo que le otorgará un mayor significado geológico a los resultados obtenidos.

Para mayores detalles de cómo se realizaron los análisis se puede consultar el capítulo de *Planteamiento del Problema, Objetivo, y Metodología*.

Con el fin de encontrar variaciones geoquímicas utilizando los diagramas de discriminación tectónica para el origen de las rocas se utilizaron los datos obtenidos por Solari et al. (2011) de rocas anfibolíticas dentro de la parte central y sur del Complejo Chuacús para compararlos con los obtenidos en esta tesis. En la tabla 3 se pueden observar los resultados de los 4 análisis obtenidos en esta tesis.

### ***Geoquímica de elementos mayores, menores y traza.***

#### *Anfibolitas con granate*

Con base en los elementos mayores se hizo un primer acercamiento a la afinidad química de los protolitos. En el caso de las anfibolitas con granate presentan una composición química básica (Tabla 3).

Estas rocas muestran valores característicos de  $\text{SiO}_2$  que varían entre 49.10 y 49.21 de % en peso, por su parte presentan valores de  $\text{TiO}_2$  los cuales varían entre 2.21 y 2.31, presentan valores bajos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  los cuales varían entre 12.16 y 12.92, y muestran valores convencionales de FeO, CaO y MgO, los cuales varían entre 15.12-16.8 de % en peso, 10.02-11 de % en peso y entre 5.96-6.92 de % en peso respectivamente. Comparando los análisis ambas muestras presentan una química similar, aunque la anfibolita con vetillas de granate presentan valores más altos (~1 % en peso) de CaO y MgO.

En cuanto a los elementos traza, las diferencias entre ambas muestras son más notables, en el caso de Rb la anfibolita con vetillas de granate presenta 7 ppm en cambio la anfibolita con granate de la Quebrada Pacoy presenta mayor cantidad de Rb con 12 ppm. La cantidad de Sr también varía de forma notable, en la anfibolita con vetillas de granate se encuentra en 404 ppm, mientras que la anfibolita con granate de la Quebrada Pacoy es menos abundante con 143 ppm. Otro elemento traza que varía de manera considerable es el Cr; en la anfibolita con vetillas de granate presenta 127 ppm y en la anfibolita con granate de la Quebrada Pacoy presenta 89 ppm.

En el diagrama AFM se observa que estas rocas se ubican dentro del campo de las rocas toleíticas, pero en comparación con las rocas de Solari et al. (2011), presentan valores mayores de FeO y valores menores de

MgO, y a su vez las rocas procesadas en esta tesis presentan valores menores de elementos alcalinos en comparación a los obtenidos por Solari et al. (2011) (Figura 32).

*Ortogneis de dos micas*

En el caso de la química de roca total del ortogneis de dos micas de Los Chorros, su análisis corresponde con una roca de composición ácida (Tabla 3). El ortogneis de dos micas presenta valores convencionales de SiO<sub>2</sub> el cual es de 71.43 de % en peso, y de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> con 13.39 de % en peso. Estas rocas presentan valores de elementos alcalinos (CaO, NaO y K<sub>2</sub>O) de 1.01 de % en peso, 2.65 de % en peso, y 7.14 de % en peso respectivamente. Para los elementos que están presentes dentro de los minerales máficos como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MgO tiene valores de 3.26 de % en peso y 0.67 de % en peso respectivamente.

En el diagrama AFM se puede observar que los ortogneises se grafican en el campo de las rocas calco-alcalinas; en la muestras procesadas por Solari et al. (2011) se observan valores químicos muy variables que van desde valores altos de MgO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> con valores bajos de álcalis, a muestras con valores altos en álcalis y bajos en MgO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. El ortogneis analizado en esta tesis de igual manera presenta un comportamiento con valores altos en álcalis y bajos en MgO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Figura 32).

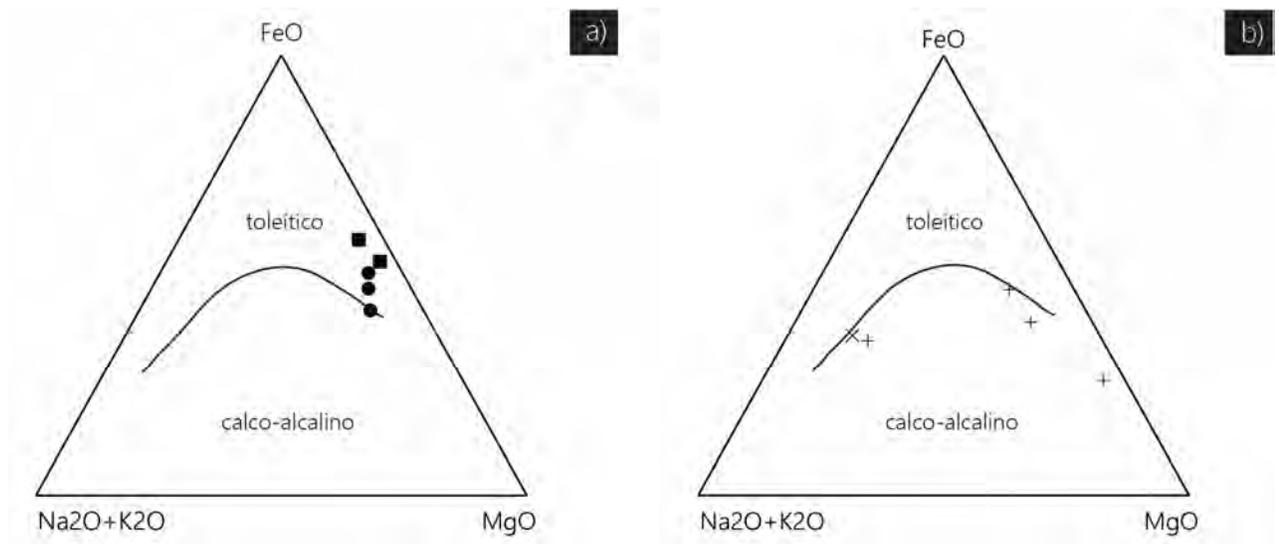


Figura 32. Diagramas AFM, donde se graficaron a rocas metamórficas para conocer la naturaleza del protolito. a) Anfibolitas con granate. b) Ortogneises. ■♦ Muestras obtenidas en esta tesis. ●● Muestras obtenidas a partir de Solari et al. (2011).

*Esquisto de fengita y paragonita con granate*

Esta roca presenta una composición química similar a las rocas pelíticas (Tabla 3), aunque de manera general presentan valores mayores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y de  $\text{K}_2\text{O}$ . Estas rocas presentan valores característicos de  $\text{SiO}_2$  de 51.73 de % en peso, y valores altos de  $\text{TiO}_2$  de 1.01 de % en peso, y valores altos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 27.23 de % en peso, además muestran valores convencionales de  $\text{FeO}$  de 9.88 de % en peso, valores significativamente altos de  $\text{CaO}$  1.04 de % en peso, valores bajos de  $\text{MgO}$  con 1.8 de % en peso y valores altos de  $\text{K}_2\text{O}$  con 5.02 de % en peso.

*Diagramas de discriminación tectono-magmática para rocas de composición basáltica*

Para el caso de las rocas de composición básica se utilizaron diagramas que emplean elementos inmóviles durante la meteorización y/o metamorfismo como el Zr, Y, Ti, Nb y  $\text{P}_2\text{O}_5$ , elementos de alto potencial iónico, para conocer la posible naturaleza de los protolitos y su ambiente de formación. Los diagramas que se emplearon fueron: Zr/Y-Zr, Ti/Y-Nb/Y, Zr-Nb-Y, Ti-Zr-Y, Ti-Zr,  $\text{TiO}_2$ - $\text{P}_2\text{O}_5$ -Zr y  $\text{P}_2\text{O}_5$ -Zr, los cuales se describen a continuación.

*Zr/Y-Zr*

Este diagrama fue propuesto por Pearce y Norry (1979) donde argumentan que la proporción Zr/Y graficada contra la concentración de Zr es una forma efectiva de discernir entre basaltos OIB, MORB y basaltos de intra-placa. Ambos ejes en el diagrama se encuentran en escala logarítmica

Las muestras correspondientes a las anfibolitas con granate presentan valores de Zr muy variables los cuales están dentro del rango de 75-160 ppm. En cambio la proporción de Zr/Y es más o menos constantes variando entre un rango de 2 a 3.4. En los datos se puede observar que hay dos tendencias de valores para la concentración de Zr, una con valores ~80 ppm y otra con valores de ~107-160 ppm. Los valores correspondientes a las muestras de esta tesis siguen la segunda tendencia, la cual presenta valores altos de Zr.

Las muestras analizadas caen en el campo B, el cual corresponde a basaltos tipo MORB. Algunas muestras están dentro de los límites del campo D, el cual corresponde con basaltos de arco y con basaltos tipo MORB (Figura 33a).

*Ti/Y-Nb/Y*

El diagrama propuesto por Pearce et al. (1982) presenta dos campos donde se encuentran separados los basaltos de intra-placa de los MORB, en este campo se traslapa con los basaltos de arco. Por otro lado, la diferencia entre los valores de la relación Nb/Y entre las muestras permite subdividir a los basaltos en toleíticos, transicionales y alcalinos. Ambos ejes en el diagrama se encuentran en escala logarítmica.

Las muestras analizadas pertenecientes a las anfibolitas con granate presentan un amplio rango de valores para la relación Nb/Y, los cuales varían entre 0.13 y 0.41. Los valores de la relación Ti/Y se encuentran en un rango de 230-390. Los valores de ambas relaciones son mayores en las muestras de este trabajo de tesis en comparación con las obtenidas por Solari et al. (2011).

Los resultados se encuentran ubicados en el campo de los basaltos tipo MORB, en el sub-campo de los basaltos toleíticos (Figura 33b).

*Zr-Nb-Y*

Meschede (1986) propone un diagrama donde se puede identificar distintos tipos de basalto, los cuales son los basaltos tipo N-MORB, E-MORB, basaltos de intra-placa alcalinos y toleíticos, y basaltos de arco. Este diagrama utiliza al elemento Nb como un elemento inmóvil, el cual puede ayudar a distinguir entre los basaltos N-MORB y E-MORB.

En los resultados obtenidos se puede observar que los valores de 2Nb se encuentran en un rango de valores de 11-28 ppm, los valores de Y son ampliamente variables ya que se encuentran en un amplio rango que va de 22 ppm a 60 ppm, mientras que los valores de Zr/4 se encuentra en un rango que va de 18 ppm a 40 ppm.

Los resultados obtenidos de las muestras de esta tesis presentan altos valores de 2Nb, y valores medios de Y y Zr/4 en comparación a las rocas analizadas por Solari et al. (2011).

Los resultados se encuentran en los campos B y D, los cuales corresponden a basaltos tipo E-MORB y N-MORB (traslapados con basaltos de arco) respectivamente (Figura 33c).

*Ti-Zr-Y*

Este diagrama propuesto por Pearce y Cann (1973) es útil para distinguir entre cuatro tipos de basalto, los cuales son basaltos tipo MORB, toleítas de arco de isla, basaltos calco-alcalino y basaltos de intra-placa. Los

resultados obtenidos en este diagrama deben de ser utilizados con cuidado ya que puede haber errores en rocas cumúlíticas.

En los resultados podemos observar claramente dos tendencias para los tres valores (Ti-Zr-Y), habiendo dos grupos, uno con valores altos y otro con valores bajos. Los valores de Ti varían en un rango de 79-155 ppm. Las rocas pertenecientes a esta tesis presentan valores que varían entre 132 y 138 ppm ubicándolos en la tendencia de valores altos en comparación a las otras anfibolitas. El intervalo de valores para el Zr es un poco mayor, y varía entre 75 y 160 ppm al igual que los valores de anteriores, los de este trabajo de estudio se ubican en un grupo de valores altos con 107-109 ppm. Los valores de Y se encuentran en un amplio rango el cual varía entre 66 y 180 ppm. Al igual que en los resultados anteriores los de esta tesis se ubican dentro de los valores altos, variando entre 102 y 114 ppm.

Los resultados obtenidos se hallan en el campo B de este diagrama. En este campo se empalman los basaltos tipo MORB, las toleítas de arco de isla y los basaltos calco-alcalinios (Figura 33d).

#### *Ti-Zr*

Pearce y Cann (1973) proponen un diagrama utilizando solamente los valores de Ti y Zr. Este diagrama es útil para distinguir entre toleítas de arco de isla, MORB, y basaltos calco-alcalinios. Este diagrama utiliza una escala normal en ambos ejes. De igual manera que en el diagrama anterior, los resultados obtenidos en este diagrama deben de ser utilizados con cuidado ya que puede haber errores en rocas cumúlíticas. Los resultados obtenidos para el Zr varían en un intervalo de 107 y 109 ppm. Los valores obtenidos para el Ti son de orden mayor y se ubican en un rango entre ~7900 y ~13000 ppm. En este estudio los valores de las muestras presentan un alto contenido de Ti estando en el orden de ~13000 ppm.

La mayor parte de las muestras estudiadas se grafica en el campo D, el cual es para basaltos tipo MORB; tres muestras no se lograron ubicar dentro de algún campo propuesto por los autores de ese diagrama, ya que presentan valores muy altos de titanio los cuales sobrepasan el rango del diagrama (Figura 33e).

#### *TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-Zr*

Este diagrama fue propuesto por Floyd y Winchester (1977) para poder discriminar entre las series magmáticas a pesar de no dar información sobre el ambiente tectónico (Rollinson, 1993). Generalmente este diagrama se utiliza con cierto cuidado, ya que la relación Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> llega a variar debido a la significativa movilidad del P.

Los basaltos alcalinos presentan valores mayores de  $P_2O_5$  que los basaltos toleíticos para una concentración dada de Zr.

En los resultados se puede observar que los valores de  $TiO_2$  se encuentra en un rango de 1.32-2.5 de % en peso. Las muestras recolectadas para este trabajo presentan valores altos de  $TiO_2$ , los cuales presentan ligera variación 2.2-2.3 de % en peso. Por otro lado la variación de la relación  $Zr/P_2O_5$  es baja, la cual va de 0.05 a 0.07. Los valores obtenidos en este trabajo presentan variación considerable 0.05-0.07. Los resultados se grafican en ambos lados de la curva. La muestra CH-32 y Gt0327 se ubican en el campo de los basaltos alcalinos, y las muestras restantes caen en el campo de los basaltos toleíticos (Figura 33f).

## Geocronología

Como se mencionó en el capítulo de *Planteamiento del Problema, Objetivo, y Metodología* se separaron circones de la unidad de ortogneises y de la unidad de la pizarra. En el caso de los ortogneises se obtuvieron circones heredados y circones euedrales, probablemente circones formados durante el proceso metamórfico. No obstante por diferentes motivos, se tomó la decisión de no fechar esta litología. Por otro lado en el caso de la pizarra, no se encontraron suficientes circones detríticos para poder realizar la procedencia de los detritos que componen a la roca.

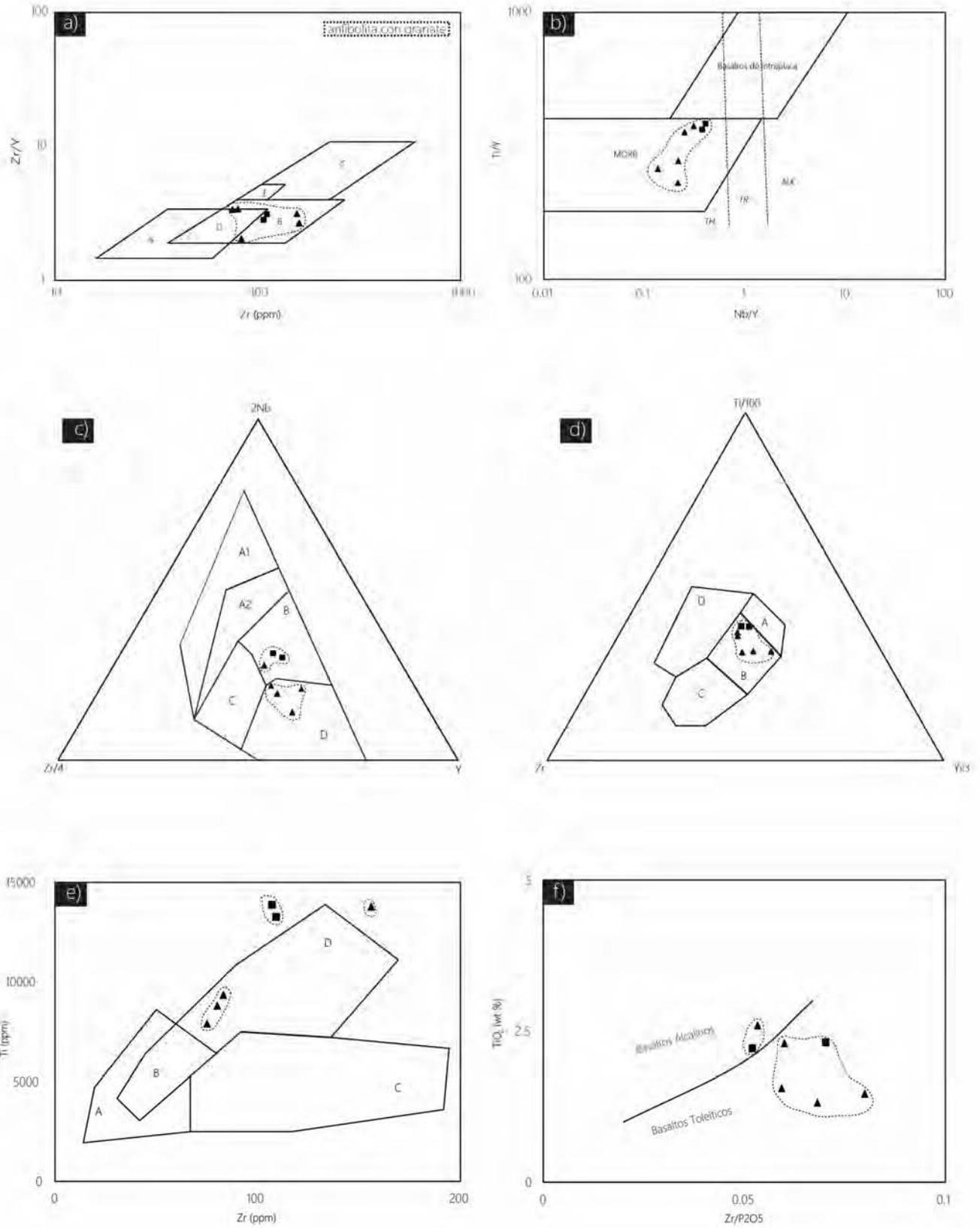


Figura 33. Diagramas de discriminación tectono-magmática. a) Zr/Y-Zr. b) Ti/Y-Nb/Y. c) Zr-Nb-Y. d) Ti-Zr-Y. e) Ti-Zr. f) TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-Zr. Explicación en el texto. ■ Muestras obtenidas en esta tesis. ▲ Muestras obtenidas a partir de Solari et al. (2011).

## Termobarometría

### Termobarometría clásica vs Termobarometría de multi-equilibrio (MET)

Una de las herramientas de uso común dentro de la petrología metamórfica es la termobarometría. Esta técnica consiste en obtener los valores de presión y temperatura (P-T) donde una asociación mineral logró alcanzar el equilibrio, teniendo como pilar fundamental los principios de la termodinámica (Spear, 1993). Conocer las condiciones de presión y temperatura a la cual se formó una roca es de gran importancia ya que sirve para describir y entender procesos geodinámicos en el interior del planeta, así como los procesos tectónicos en general.

La termobarometría ha logrado grandes avances a lo largo de los últimos años a partir del desarrollo de un cuerpo de datos termodinámicos, el cual permite calcular el equilibrio de fases minerales en sistemas químicos modelo (Powell y Holland, 1988). En particular, los métodos termobarométricos de uso más frecuente pueden ser agrupados en dos categorías: termobarometría clásica y termobarometría de multi-equilibrio (p.e. Powell y Holland, 1988; Berman 1988; Berman, 1991; Holland y Powell 1998; Berman, 2007; Powell y Holland, 2008). La termobarometría clásica se basa en dos conceptos básicos: primero encontrar un asociación mineral en equilibrio, la cual permita formular dos reacciones que involucren a los componentes de las fases de dicha asociación mineral; y segundo, establecer un sistema de ecuaciones para las reacciones formuladas, basándose en el principio de estabilidad de Gibbs, y resolverlo para P y T (Spear, 1993). De las dos reacciones formuladas, una representara al termómetro y la otra al barómetro. Un termómetro consiste en una reacción cuya ecuación de Clapeyron resulte en una pendiente sub-vertical en el espacio P-T, típicamente una reacción de intercambio catiónico. Este tipo de reacciones presentan el intercambio de dos átomos similares entre diferentes sitios cristalográficos de un mismo mineral, o entre dos minerales diferentes (Bucher y Grapes, 2011). En petrología metamórfica los termómetros comúnmente usados involucran al  $\text{Fe}^{2+}$  y al Mg y a los minerales cuyas soluciones sólidas los contienen como el olivino, piroxeno, anfíbol, granate, biotita, fengita, clorita, etc. Por su parte un barómetro consiste en una reacción cuya ecuación de Clapeyron resulte en una pendiente sub-horizontal en el espacio P-T, la cual corresponde con una reacción de transferencia neta. Estas reacciones se caracteriza por la reacción de dos o más fases minerales entre sí para la formación de una nueva fase mineral y la desaparición de alguno(s) de los reactantes (Bucher y Grapes, 2011).

La termobarometría convencional utiliza calibraciones experimentales o empíricas para las distintas reacciones utilizadas como termómetro o barómetro. Esto significa que, para la correcta aplicación de este método, las variables del caso de estudio (p.e. composición de la roca, intervalo P-T, etc) deben de ser equivalentes a los parámetros de la calibración utilizada.

Por otro lado la termobarometría de multi-equilibrio utiliza una base de datos termodinámicos con consistencia interna. La ventaja de usar bases de datos es el hecho de que el cálculo cuenta con consistencia interna entre las variables termodinámicas (no se usan calibraciones). Como consecuencia se grafican todas las reacciones que hay entre cada una de las fases minerales de la asociación mineral de la roca. Si esta asociación mineral se encuentra en equilibrio, cada una de las reacciones se graficará en un punto o una misma zona del campo P-T (Berman, 1991; Berman 2007). Hoy en día existen varios programas que cuentan con bases de datos termodinámicos internamente consistentes, los cuales permiten realizar cálculos P-T (termobarometría clásica, MET y pseudosecciones). Por ejemplo, los programas de mayor uso son: TWQ (Berman, 2007), Theriak-Domino (De Capitani y Petrakakis, 2010), Perple\_X (Connolly et al., 1990), y Thermocalc (Powell et al., 1998).

Desde los inicios del uso de la termobarometría han existido muchos factores que se tienen que tomar en cuenta para obtener resultados congruentes con lo observado en campo y lo analizado en la petrografía. Bucher y Grapes (2011) mencionan de manera general que la termobarometría presenta varias incertidumbres entre las que resaltan:

- a) La asunción del equilibrio entre las diferentes fase minerales.
- b) Efectos de la retrogresión.
- c) Calidad de la calibración y sensibilidad de los termobarómetros.
- d) Errores en la distribución de  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  (para fase minerales "complejas" como anfíboles y micas).

### Consideraciones para el caso de estudio:

Para este trabajo se decidió realizar cálculos P-T utilizando termobarometría de multi-equilibrio utilizando el software TWQ (Berman, 1991) este software cuenta con una base de datos termodinámicos internamente consistente, calculando el equilibrio entre fases minerales y fluidos. Se utilizó la base de datos JUN92.dat (Berman, 1988; Berman, 1991) y la versión de TWQ 2.34, utilizando el sistema  $TiO_2$ -CaO- $Na_2O$ - $K_2O$ -FeO-MnO-MgO- $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$ .

Tabla 4. Química de las fases minerales utilizadas para los cálculos termobarométricos.

	Anfibolita con granate					
	hbl		grt		plg	
	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde
	x4-anf3	x4-anf6	x2-grt1	x4-grt2	x0-pl1	x0-pl2
	wt%					
SiO <sub>2</sub>	46.35	45.32	37.15	37.15	70.45	71.24
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.43	0.32	0.15	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.83	11.94	19.73	20.94	18.48	18.97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeOt	21.27	21.23	23.77	30.92	0.04	0.06
MnO	0.14	0.11	3.82	0.41	0.00	0.00
MgO	7.98	7.47	0.29	0.79	0.00	0.00
CaO	9.44	9.53	13.49	10.02	0.09	0.15
Na <sub>2</sub> O	1.68	1.89	0.00	0.00	9.99	9.72
K <sub>2</sub> O	0.20	0.42	0.00	0.00	0.04	0.03
Total	98.22	98.34	98.56	100.39	99.09	100.17

La roca escogida para realizar cálculos termobarométricos fue una anfibolita con granate, la cual pertenece a la zona noreste de la zona de estudio. Esta roca presenta una paragénesis conformada por anfíbol + granate + cuarzo + plagioclasa (ver capítulo 6), la cual presenta una química de roca total de composición basáltica (ver capítulo 7). Como se menciona en la parte anterior del capítulo, una de los principales factores a tomar en cuenta para la termobarometría es el asumir que las fases observadas se encuentran en equilibrio, por lo que se debe de hacer un análisis detallado de las fases minerales a elegir para desarrollar la termobarometría clásica de una manera más confiable.

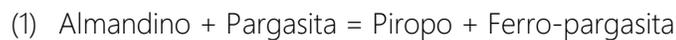
La mayoría de las fases minerales en equilibrio presentes en esta roca poseen un química mineral variable a lo largo de su evolución a través del tiempo. Los granates muestran un marcada zonificación química, presentando enriquecimiento hacia los bordes de almandino-piropo y un núcleo rico en espesartina (para más información ver capítulo 6). En el caso de los anfíboles se puede observar dos miembros de la familia en la misma muestra, los cuales son los anfíboles cálcicos y los anfíboles cálcico-sódicos (para más información ver capítulo 6). Con ayuda de la microsonda fue posible observar que las mediciones en los bordes de los anfíboles corresponden a la familia de los anfíboles cálcico-sódicos así como los anfíboles que se encuentran en contactos bien definidos con los granates. Por su parte las plagioclasas no mostraron un zoneamiento muy definido, aunque se pudo observar que existen variaciones del 1% de aumento de Na hacia los bordes (para más información ver capítulo 6).

## Termobarómetros clásicos para rocas anfibolíticas

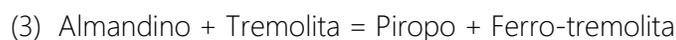
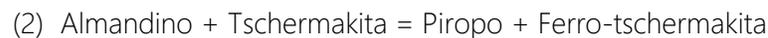
Debido a la asociación mineral presente en la anfibolita con granate se decidió utilizar reacciones ampliamente conocidas y utilizadas en la literatura, las cuales fueron originalmente balanceadas y calibradas para su uso en termobarometría convencional. Estos son: el termómetro granate-hornblenda y el barómetro granate-hornblenda-plagioclasa-cuarzo. La química mineral de las fases utilizadas para realizar estos cálculos se pueden observar en la tabla 4.

### *Termómetro granate-hornblenda*

Este termómetro originalmente fue calibrado de manera experimental por Graham y Powell (1984) utilizando rocas de composición basáltica con una asociación mineral granate-hornblenda-clinopiroxeno en rocas dentro de la facies de anfibolita y granulita. Este termómetro se basa en una reacción la cual presenta un intercambio de  $\text{Fe}^{2+}$ -Mg entre el granate y el anfíbol, dicha reacción de calibración está dada por:



De manera complementarias se decidió graficar otras dos reacciones en las cuales se presenta el mismo intercambio  $\text{Fe}^{2+}$ -Mg entre el granate y el anfíbol. Estas reacciones son:



Debido a la zonificación presente en los minerales se optó por hacer dos cálculos del mismo termómetro, uno en el núcleo y otro en el borde con el fin de observar la evolución P-T con respecto al crecimiento del mineral.

En la figura 34 a y b se puede observar la curva correspondiente al termómetro granate-anfíbol para los núcleos y bordes de ambos minerales respectivamente. Como se observa en la figura la reacción 2 y 3 se grafican dentro de un campo similar a la reacción 1.

### *Barómetro granate-hornblenda-plagioclasa-cuarzo*

Este barómetro fue calibrado originalmente por Kohn y Spear (1989) y es aplicable para rocas en facies de anfibolita y granulita. Dentro de rocas con una asociación mineral de granate-anfíbol-cuarzo-plagioclasa este

barómetro ocupa el intercambio de pargasita ( $\text{NaAl}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}}_2\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-2}$ ) entre la tremolita, la tschermakita y las otras fases minerales. Dichas reacciones de calibración se muestran a continuación:

- (1) Grosularia + Piropo + Pargasita + Cuarzo = Albita + Anortita + Tremolita
- (2) Grosularia + Almandino + Ferro-pargasita + Cuarzo = Albita + Anortita + Ferro-tremolita
- (3) Grosularia + Piropo + Tschermakita + Cuarzo = Anortita + Tremolita
- (4) Grosularia + Almandino + Ferro-tschermakita + Cuarzo = Anortita + Ferro-tremolita

Al igual que para el termómetro, se decidió hacer dos cálculos del barómetro, uno ocupando los núcleos de los cristales y otro utilizando los borde de los minerales.

En la figura 34 c y d se puede observar el área donde se graficaron el mismo barómetro con las 4 reacciones de calibración existentes. Las 4 reacciones de calibración se grafican en una zona similar siendo casi paralelas en algunos puntos y cruzándose en otros. Los barómetros calibrados por Kohn y Spear (1990) dan mayores presiones que los calibrados por los mismos autores en el año de 1989. Las 4 reacciones presentan una pendiente positiva de valor considerable, por lo que dan un rango de valores de presión muy variables.

**Puntos de intersección P-T**

Tabla 5. Puntos de P-T obtenidos por la intersección de las 12 rectas. El número de la reacción corresponde con el número de la reacción presente en el texto.

Anfibolita con granate				
Termometro- Barometro	Presión (bar)		Temperatura (°C)	
	núcleo	borde	núcleo	borde
2-2	12506.01	15395.33	367.53	489.34
2-1	13244.83	16286.64	368.15	490.33
1-2	14052.42	17268.74	410.59	543.52
3-2	14464.49	17901.5	422.04	561.77
1-1	14558.52	17951.68	412.25	546.26
2-6	14600.48	18305.81	369.27	492.57
3-1	14902.76	18502.24	423.8	564.71
2-3	16223.76	20182.94	370.6	494.63
1-4	16924.66	21223.09	420.01	559.3
3-4	17597.9	22276.86	434.61	583.07
1-3	18338.95	22952.18	424.63	566.18
3-3	18943.03	23921.3	439.98	591.03
	Presion promedio		Temperatura promedio	
	15529.8175	19347.35917	405.2883333	540.2258333

Graficando todas las reacciones en conjunto se pueden obtener los valores de presión y temperatura a las cuales la asociación mineral de la roca alcanzó en equilibrio. En total se obtuvieron 12 intersecciones entre los termómetros y barómetros graficados, obteniendo un área dentro la cual a roca alcanzo el equilibrio.

Para el caso de los núcleos de los minerales correspondientes con anfibolita con granate, el área está limitada por un rango de temperaturas que va de ~367 [°C] a ~434 [°C] y un rango de presiones que van de ~12.5 [kbar] a ~18.9 [kbar] (Figura 35a). Los 12 puntos P-T se puede observar

en la tabla 5. Para el caso de los bordes de la muestra de anfibolita, el área donde la asociación mineral

alcanzó el equilibrio está delimitada por un rango de temperaturas que van de ~489 [°C] a ~591 [°C] y con presiones de ~15.3 [kbar] a ~23 [kbar] (Figura 35b). Los 12 puntos de intersección P-T se pueden observar en la tabla 5.

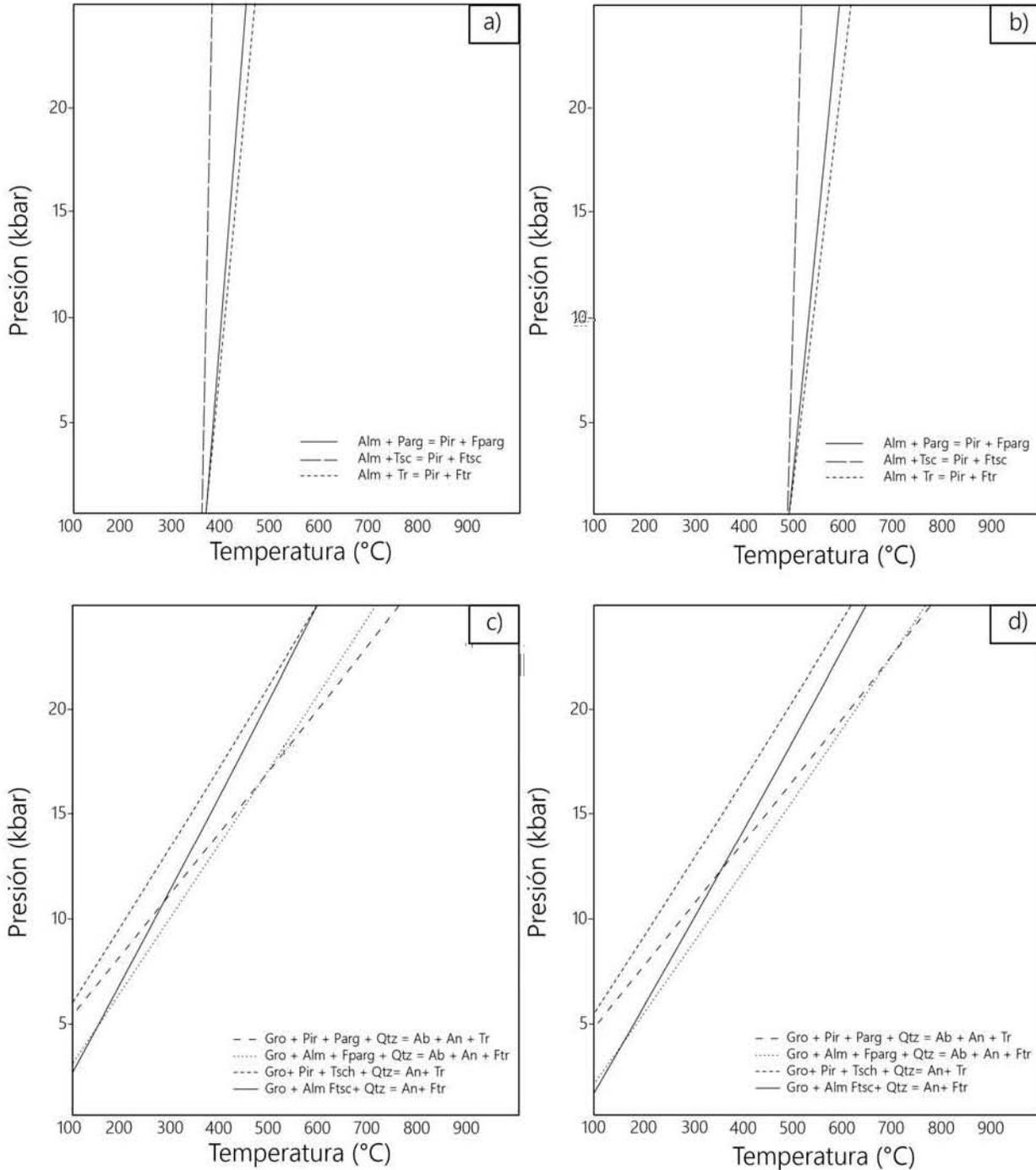


Figura 34. Resultados de presión y temperatura obtenidos en TWQ utilizando las reacciones para las calibraciones de los termobarómetros grt-hbl y grt-hbl-plg-qtz. a) Termómetros obtenidos para los núcleos de las fase minerales medidas. b) Termómetros obtenidos para los bordes de las fase minerales medidas. c) Barómetros obtenidos para las fases minerales medidas en el núcleo. d) Barómetros obtenidos para las fases minerales medidas en los bordes.

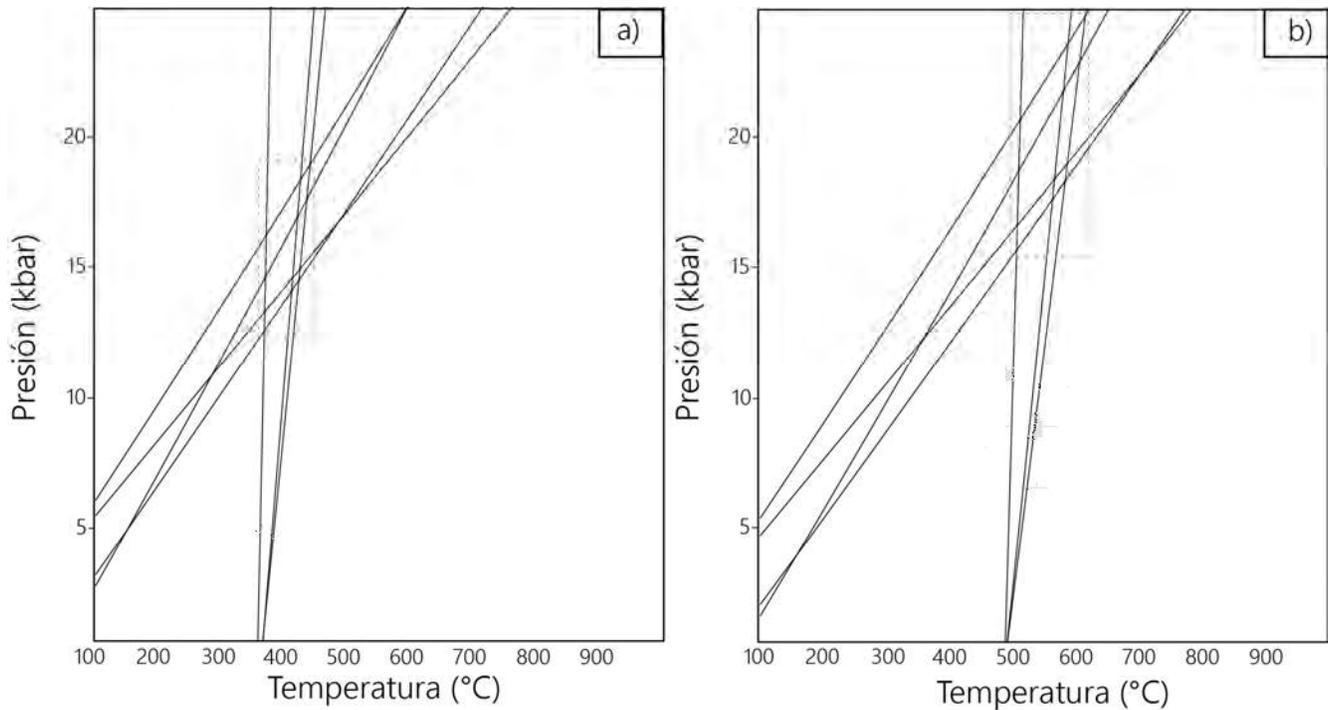


Figura 35. Resultados de P-T obtenidos en TWQ. a) Intersecciones de los termómetros y barómetros obtenidos a partir de las mediciones en los núcleos de los minerales. b) Intersecciones de los termómetros y barómetros obtenidos a partir de las mediciones en los borde de los minerales.

## Termobarometría de multi-equilibrio

Adicionalmente al apartado anterior, se decidió hacer un cálculo de multi-equilibrio que permitiera, además de calcular las condiciones P-T, verificar el grado de equilibrio de las asociaciones minerales utilizadas. Para este cálculo termobarométrico se utilizó el sistema planteado anteriormente (TiCNKFMnMASH). La asociación mineral presente en la anfíbolita con granate está conformada por cuarzo + anfíbol + granate + clinozoisita + ilmenita + titanita + plagioclasa. Los miembros extremos de las soluciones sólidas ocupadas fueron para el caso del granate: grosularia-piropo-almandino; para el anfíbol: tremolita, ferro-tremolita, tschermakita, ferro-tschermakita; y para la plagioclasa: albita, anortita. Los resultados de TWQ muestran las reacciones de resolución de los distintos equilibrios que generan dichas reacciones y de las combinaciones lineales de las mismas.

Para este caso de estudio, TWQ da como resultado 90 reacciones entre las fases minerales, de estas reacciones 5 son linealmente independientes entre sí. Dentro de las reacciones calculadas por TWQ se encuentran los termómetros y barómetros calculados con la termobarometría clásica, con excepción a los que utilizan la pargasita, ya que la cantidad de Na en el sitio cristalográfico "A" no se consideró relevante.

Utilizando la química mineral de los núcleos de los minerales se puede observar en la figura 36a que la mayoría de las curvas llega a converger en un intervalo P-T de  $\sim 15$  [kbar] de presión y  $\sim 400$  [°C] de temperatura, rango similar al obtenido con la termobarometría clásica, mostrando que la asociación mineral se encuentra en un equilibrio estable o meta-estable.

Para el caso de las mediciones realizadas en los bordes de los cristales se utilizaron los mismos criterios que para las mediciones realizadas en los núcleos de los cristales. Las curvas de las reacciones llegan a converger en un rango P-T en el cual se graficaron las reacciones es de  $\sim 550$  [°C] de temperatura y con presiones de  $\sim 20$  [kbar] de presión (Figura 36b), teniendo como significado que la asociación mineral de la roca se encuentra en equilibrio.

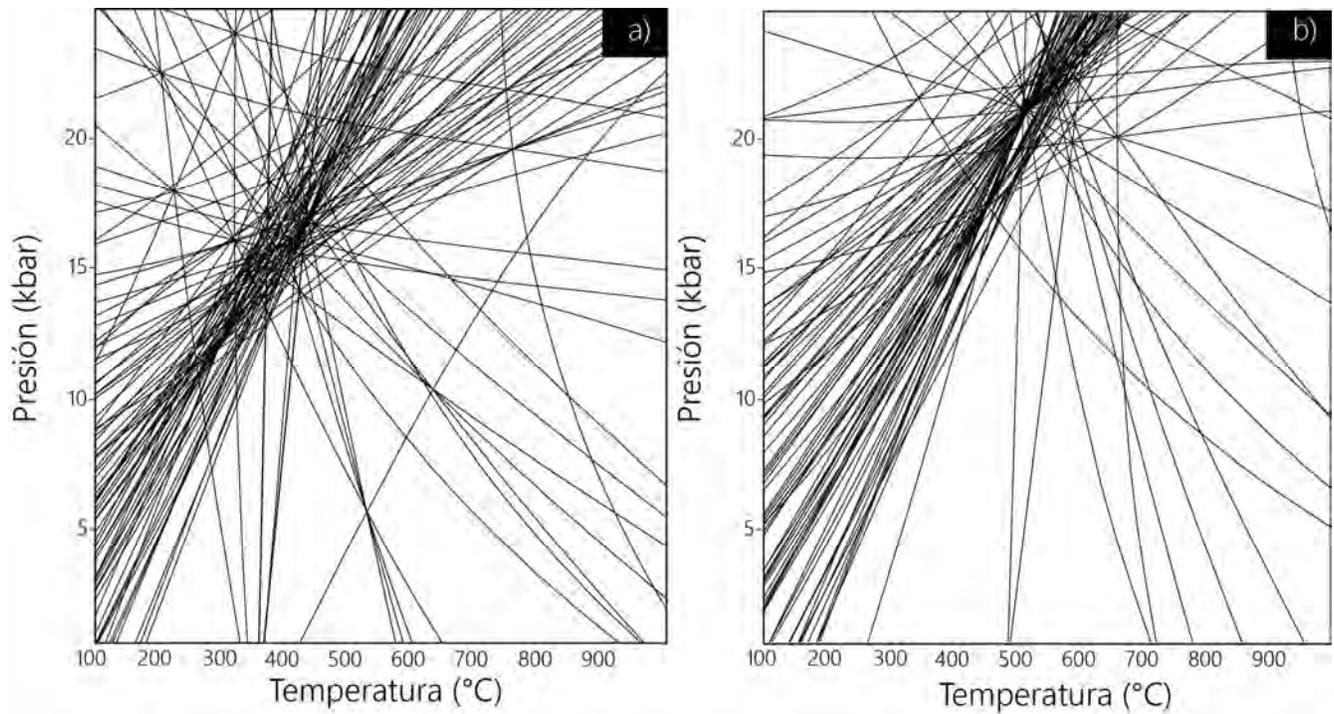


Figura 36. Resultados de P-T obtenidos en TWQ para la termobarometría de multi-equilibrio. a) Análisis correspondientes con los núcleos de los minerales. b) Análisis correspondientes con los bordes de los minerales.

## Discusiones y Conclusiones

### Discusión de resultados

#### *Complejo Chuacús en el sector Rabinal*

La zona norte del Complejo Chuacús en el sector Rabinal está compuesta por una secuencia metamórfica de ortogneises, anfibolitas, paragneises, esquistos pelíticos con granate, mármoles y rocas calcosilicatadas. Esta secuencia es similar a la reportada por Ortega-Gutiérrez et al. (2004), Solari et al. (2011), y Martens et al. (2012) en las regiones centro y sur del Complejo Chuacús, así como la descrita por Ortega-Obregón et al. (2008) en el área del Rabinal. Estas unidades exhiben características mineralógicas y estructurales que contrastan marcadamente con la secuencia metamórfica de la región de Rabinal-Cubulco. Esta variación metamórfica difícilmente puede ser explicada con un gradiente geotérmico que incremente hacia el sur. Sin embargo, es de llamar la atención que la naturaleza de los protolitos y su disposición entre ambas secuencias, es básicamente la misma.

En algunas zonas del área de estudio, por ejemplo, Los Chorros se observa que la concordancia estructural de los cuerpos sugiere una disposición original de los protolitos previo a dos procesos de metamorfismo y deformación de grado medio-alto ( $s_n, s_{n+1}$ ). La parte norte del Complejo Chuacús presenta deformación sobre impuesta; petrográficamente las texturas sugieren deformación mecánica (Figura 20b-c) y recristalización en estado sólido (Figura 22a y 23e), así como eventos de micro-plegamiento (Figura 20b y 21a) los cuales también se observan a nivel de afloramiento (Figura 14). La deformación  $s_{n+1}$  se encuentra afectada por un evento de deformación que da lugar a rasgos miloníticos. Este evento de deformación presenta evidencias cinemáticas de un movimiento lateral izquierdo (Figura 14d), lo cual concuerda con la cinemática previamente descrita para la zona de cizalla de Baja Verapaz estudiada por Ortega-Obregón et al. (2008). A su vez, esta deformación se encuentra afectada por un evento dúctil-frágil, el cual disloca y rota a los cuerpos previamente deformados. En las cercanías de la zona del Rabinal y de la zona de cizalla de Baja Verapaz es evidente la deformación a niveles de afloramiento y a micro-escala, haciendo más amplia la zona de cizalla que la cartografiada previamente por Ortega-Obregón et al. (2008) y por lo tanto siendo menos claro y más difícil de observar el contacto abrupto entre el Complejo Chuacús y la parte sur del Bloque Maya representado por la suite de granitos el Rabinal.

### *Condiciones del proceso metamórfico*

Las paragénesis de las unidades litológicas estudiadas corresponden con la facies de anfibolita, llegando a preservarse evidencias texturales y mineralógicas que sugieren una progradación desde condiciones de mayor presión. Así mismo, se presenta una ligera retrogresión caracterizada por el pseudomorfismo de clorita en algunas fases minerales de mayor grado metamórfico (Figura 17c-d).

Dentro de la unidad meta-ígne, los ortogneises presentan una mineralogía homogénea, en cambio las anfibolitas presentan mayor variación textural y mineralógica. Las rocas de composición básica ubicadas en el área de estudio presentan una mineralogía y texturas heterogéneas, siendo la principal diferencia la presencia y disposición del granate y la disposición de los anfíboles. Las anfibolitas que no presentan o presentan la menor cantidad de granate están asociadas a la secuencia de mármoles y rocas calcosilicatadas. Estas rocas se caracterizan por la presencia de albita, clorita, muscovita fengítica y calcita, así como la carencia de minerales de grupo de la epidota (Figura 17). Esta paragénesis junto con la presencia de hornblenda y sus características texturales sugiere una progresión de una roca de facies de esquisto verde a una roca a facies de anfibolita o una retrogresión casi completa de una roca de mayor grado metamórfico. En cambio las anfibolitas con granate se encuentran asociadas espacialmente con la secuencia gnéisica y con la secuencia de esquistos pelíticos de fengita y paragonita con granate. Estas rocas anfibolíticas presentan fases minerales estables correspondientes con facies de mayor grado metamórfico, sugiriendo condiciones distintas de evolución metamórfica. La presencia de las diferentes formas de granate sugieren diferentes generaciones asociadas a la evolución metamórfica de la región: una primera generación de granate anhedral (Figura 18a) y una segunda generación de granate (Figura 19c-d) como inclusión dentro del anfíbol, ambas interpretadas como posibles relictos de una facies de mayor grado de metamorfismo; una tercera generación de granate como porfidoblastos (Figura 18b) los cuales crecen en equilibrio con las hornblendas; y una cuarta y quinta generación de granate los cuales presentan una disposición en forma de acumulaciones, ya sea en budines (cúmulos), o como vetillas (Figura 18c-d-e-f), ambos asociados a la presencia de un mosaico cuarzo-feldespático. La presencia de granates en forma de vetilla acompañados con cuarzo, muscovita fengítica, y mica oscura sugieren un evento posterior de temperaturas media a alta, así como la interacción de fluidos y probable metasomatismo local y regional durante la historia geológica de la región.

Por su parte la unidad meta-sedimentaria presenta una mayor variabilidad mineralógica y en algunos casos textural en comparación con la unidad meta-ígne. La secuencia de paragneises presenta una variada composición que va de rocas cuarzo-feldespáticas a rocas cuarcíticas. La diferencias mineralógicas que

presentan los esquistos pelíticos, así como la presencia de clorita, paragonita, epidota, cloritoide y estauroлита (en zonas cercanas pero fuera del área de tesis) sugiere variaciones composicionales a nivel local de la secuencia sedimentaria y probablemente condiciones de P-T distintas a la que sufrió la otra parte de secuencia, por lo que no desarrollaron las mismas fases minerales. La variabilidad mineralógica en el caso de los mármoles y de las rocas calcosilicatadas se debe principalmente a la variabilidad composicional dentro la secuencia original de protolitos más que a condiciones P-T diferentes.

Las rocas analizadas a mayor detalle para este trabajo fueron la anfibolita con granate y el esquisto de fengita y paragonita con granate. Los porfidoblastos de granates analizados en ambas muestras presentan un zoneamiento tipo de trayectorias prógradas (Figura 28; Figura 29), núcleos ricos en espesartina y empobrecidos en piropo, lo cual es evidencia de un proceso de fraccionamiento, el cual llega a ocurrir a temperaturas menores de 650 [°C] (Kohn, 2003; Konrad-Schmolke et al., 2008). En el caso de las rocas de composición básica, en los anfíboles se puede observar un ligero zoneamiento que va de bordes ricos en Na y empobrecidos en Ca (Tabla 2), lo cual son indicadores de presiones altas y temperaturas intermedias a bajas correspondientes a facies de anfibolita (Spear, 1993). En el caso de los esquistos de fengita y paragonita con granate, otro indicador de presiones altas-medias es la cantidad de Si en las muscovitas fengíticas, la cantidad de Si en las muestras de las muscovitas fengíticas no llegan a ser las que se esperarían para rocas de alta presión, ya que presentan valores intermedios de 3.04-3.27 apfu, aunque la cantidad de Ti medida es alta sugiriendo presiones y principalmente temperaturas altas (Auzanneau et al., 2010). Estudios recientes se han enfocado en el papel de la paragonita y epidota como pseudomorfos posiblemente reemplazando lawsonita, reacción que involucra una gran cantidad de volátiles y que se estima la reacción ocurre alrededor de los ~20 [kbar] y ~450-650 [°C] (Sperry, 2000; Balleve et al., 2003 y referencias ahí citadas) haciendo evidente de la retrogresión sufrida por la roca de una facies de mayor presión (eclogita-esquisto azul). Por otro lado, la presencia de rutilo como inclusiones dentro de los granates es congruente con la hipótesis de que la roca estuvo en un estadio de presiones y temperaturas altas. La evidencia de la progresión encontrada en el zoneamiento de los granates es apoyada por las evidencias mineralógicas, las cuales sugieren que la roca tuvo un re-equilibrio a temperaturas moderas provocando la descomposición ("breakdown") de la lawsonita (estable a bajas temperaturas).

Los cálculos de P-T para la anfibolita con granate medida sugiere que la roca alcanzó el equilibrio a condiciones P-T correspondientes de facies de eclogita (400 [°C] ± 33 y 15.7 [kbar] ± 3.2) y muy cercano al punto triple de anfibolita-esquisto azul-eclogita. Las reacciones graficadas en la termobarometría de multi-

equilibrio (Figura 36) no se localizan en un punto en específico, sino en una reacción, lo que sugiere cierto desequilibrio entre las fases minerales escogidas, por lo que el resultado obtenido debe de ser utilizado con reserva. Estas condiciones de P-T son alcanzadas a una profundidad aproximada de ~45 [km].

En sentido estricto la anfibolita con granate se encuentra en facies de eclogita a pesar de no reconocerse onfacita en la paragénesis mineral; esto puede interpretarse como un error en los cálculos termobarométricos o como la incapacidad de reconocer onfacita tanto en microscopio como en la microsonda electrónica. La presencia de onfacita es fundamental para la clasificación de una eclogita, por lo que sin su presencia no se puede hablar de un eclogita como tal. Si llegara a existir onfacita en las rocas básicas ésta puede estar presente como pseudomorfos de anfíbol, como inclusiones dentro de los granates y anfíboles o como fases muy pequeñas en cortes en cuyas propiedades ópticas como la birrefringencia o el crucero sean similares a los anfíboles.

Los cálculos realizados en el núcleo y en los bordes de los anfíboles sugieren un re-equilibrio a condiciones de mayor presión y temperatura (Figura 35 y 36), resultado consistente con la el zoneamiento de crecimiento presente en el granate. En la figura 37 se puede observar una compilación de todos los datos termobarométricos existentes (incluidos los de esta tesis) para el Complejo Chuacús y la zona de Rabinal. Como se puede observar, los campos a y b, los cuales corresponden con los datos P-T obtenidos en esta tesis, concuerdan con la trayectoria prógrada propuesta por Ortega-Gutiérrez et al. (2004), así como con el gradiente geotérmico el cual da lugar a los datos P-T obtenidos para las condiciones de eclogitización de las rocas de composición básica obtenida por diversos autores (p.e. Ortega-Gutiérrez et al., 2004, Ratschbacher et al., 2009, Martens et al., 2012). Por otro lado, se puede observar que las condiciones termodinámicas interpretadas por Ratschbacher et al. (2009) para la retrogresión (campo f, Figura 37) son muy distintas que las pertenecientes a los campos a y b, ya que presentan presiones bajas y en promedio mayor temperatura. Estos resultados sugieren que la anfibolita con granate analizada no es un resultado de la anfibolitización de alguna roca eclogítica sino una anfibolita, la cual se estaba transformando en eclogita, hipótesis apoyada por la mineralogía y textura de la anfibolita. De ser así, la onfacita estaría presente como pseudomorfo o coronas alrededor de los anfíboles sugiriendo un re-equilibrio en facies de eclogita y debió sufrir un proceso de exhumación que permitió el consumo de la onfacita y la conservación del zoneamiento progrado de los minerales. Por otro lado, si esta roca fuera producto de una intensa retrogresión, la trayectoria metamórfica tendría que ser más cerrada, es decir deberá ser por el mismo camino que la progradación. En este caso la trayectoria debería ser lo suficiente lenta para que la mayoría de la onfacita se consumiera, estando presente

sólo como inclusiones o pequeños fragmentos difíciles de reconocer y tendría que ser una retrogresión lo suficiente rápida para no permitir el consumo de la mayoría del granate, guardando en su química el zoneamiento progrado original. Otro factor importante que controla la presencia de onfacita es la presencia o la actividad de fluidos. Si durante la retrogresión aun en condiciones de alta presión la roca tuvo interacción con volátiles, estos pudieron controlar la transformación de onfacita a anfíbol y clinozoisita-epidota (Massone, 2012), sugiriendo que la interacción con los volátiles se dio cercano al pico metamórfico, por lo que los datos P-T obtenidos corresponden a las condiciones a la que se dio la interacción con los volátiles promoviendo la formación de anfíboles a presiones mayores a los ~15 [kbar], donde la onfacita presenta su campo de estabilidad.

Por su parte la figura 37 también se puede observar las diferencias P-T de formación de las rocas pertenecientes a la suite de granitos El Rabinal (Bloque Maya), las cuales presentan una trayectoria metamórfica muy distinta a la sufrida por el Complejo Chuacús. El metamorfismo que afectó y deforme al granito El Rabinal presentan presiones cercanas a los ~8 [kbar] y temperaturas de ~350 [°C], condiciones contrastantes con las rocas analizadas de composición básica en el Complejo Chuacús (Solari et al., 2013).

### ***Naturaleza de los protolitos***

La geoquímica de roca total analizadas en este trabajo (Tabla 3) concuerdan con las previamente reportadas por Solari et al. (2011); éstas consisten en anfibolitas con posible protolito de basalto tipo MORB y/o basalto de arco de isla con una evolución característica de magmas toleíticos. Los ortogneises concuerdan con rocas de composición granítica-acida, teniendo como posible protolito una riolita o un granito asociados con eventos de intrusión magmática a niveles corticales o erupciones de magmas ácidos. Por otro lado el esquisto de fengita y paragonita presenta una química similar a las rocas pelíticas, aunque llega a presentar pequeñas variaciones, las cuales pueden ser causa de la variación mineralógica que presenta de manera local estas rocas (Tabla 3). De manera cualitativa se puede decir que la composición química de la secuencia de mármoles y rocas calcosilicatadas corresponden con una secuencia carbonatada compuesta principalmente por margas o lutitas calcáreas con la presencia de fósiles silíceos, o con niveles de sílex depositadas en ambientes de baja energía, generalmente acuosos en climas cálidos que favorecen la presencia de carbonatos en el agua. Por otro lado los esquistos pelíticos presentan una química similar a las rocas pelíticas, como lutitas y limolitas con niveles ricos en aluminio y calcio depositados en ambientes acuosos de baja energía. En el caso de los paragneises la variedad mineralógica sugiere una diferencia de protolitos que van de grauwacas, psammitas

a cuarzo-arenitas, rocas clásticas con madurez textural provenientes probablemente de la erosión de rocas continentales.

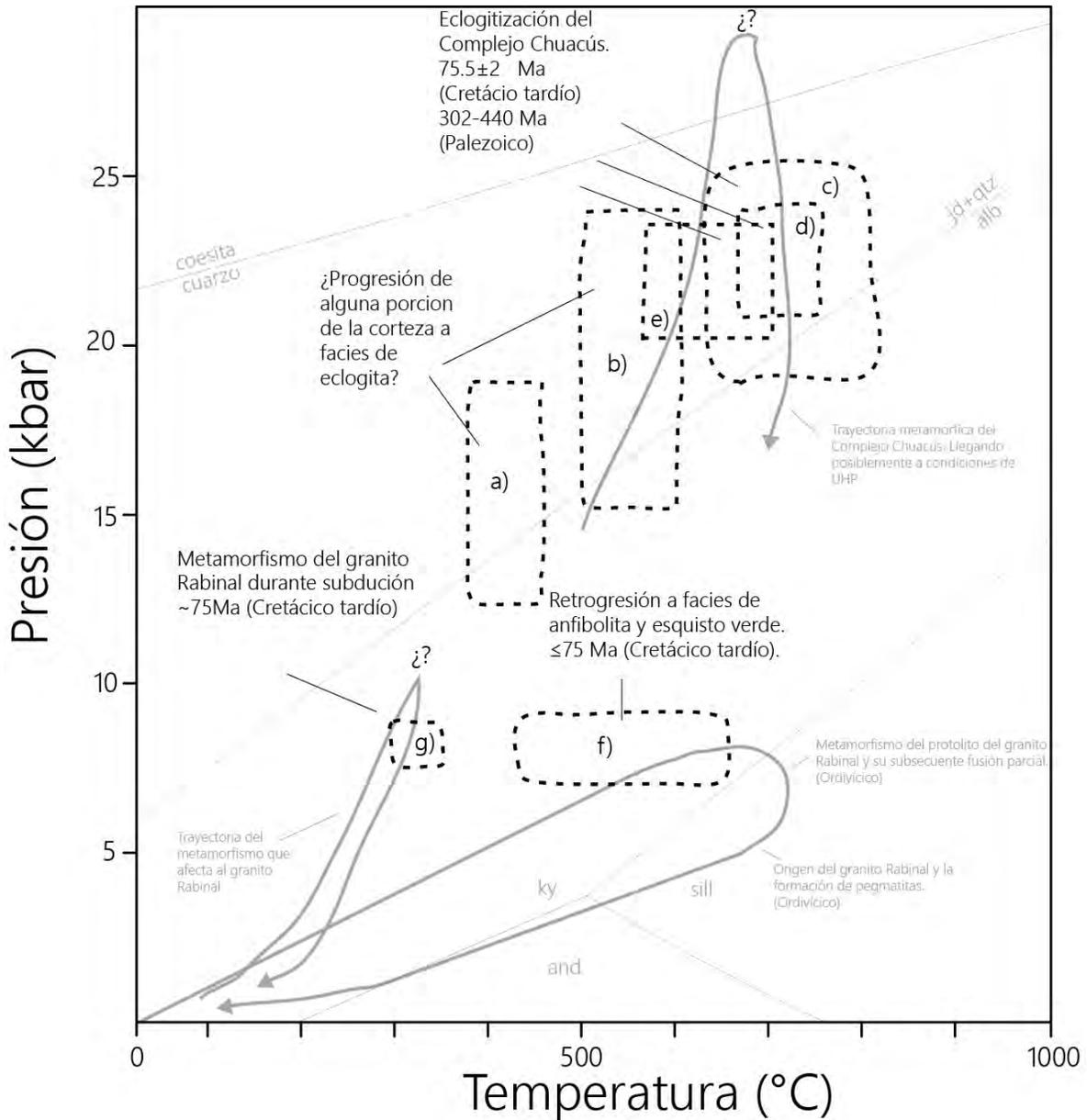


Figura 37. Evolución P-T del Complejo Chuacús y del sector Rabinal. a)-b) Datos termobarométricos obtenidos en esta tesis. c) Datos termobarométricos obtenidos en Ortega-Gutiérrez et al. (2004). d) Datos termobarométricos obtenidos en Martens et al. (2012). e)-f) Datos termobarométricos obtenidos en Ratschbacher et al. (2009). g) Datos termobarométricos obtenidos en Solari et al. (2013).

Por otro lado en la figura 37 se puede observar la cronología de los eventos. La historia metamórfica del Complejo Chuacús hasta la fecha no se encuentra bien definida temporalmente; por un lado Solari et al. (2011) y referencias ahí citadas, resumen la historia metamórfica en un evento magmático perteneciente al Triásico

y el cual concuerda con la migmatización de cierta porción del Complejo Chuacús, que afecta a las rocas eclogíticas, por lo que proponen que la edad de eclogitización de las rocas básicas es Paleozoica. Por otro lado, Martens et al. (2012) ubican la edad de eclogitización dentro del Cretácico, de manera muy cercana a la edad de retrogresión, sugiriendo una exhumación casi inmediata. Donde parece existir consenso es en la edad y condiciones P-T de anfibolitización la cual es interpretada como la etapa retrograda de la trayectoria, esta edad es cretácica y a condiciones características de facies de anfibolita. Con una edad obtenida para la anfibolita con granate de esta tesis se hubiera logrado ubicar temporalmente la edad propuesta de progresión o se hubiera ubicado como una edad de retrogresión. Si la edad hubiera sido paleozoica se podría interpretar como la trayectoria prógrada hasta llegar a facies de eclogita con una edad propuesta por (Ortega-Gutiérrez et al., 2004), o si la edad hubiera sido cretácica se podría interpretar tanto como la progresión de un evento metamórfico cretácico y sería coherente con la edad de eclogitización de Martens et al. (2012).

Generalmente en los complejos metamórficos poli-deformados es complicado el análisis de la disposición original de los protolitos. La presencia de las unidades meta-ígneas y meta-sedimentarias en la zona norte del Complejo Chuacús son idénticas a las descritas por la mayoría de los autores, por lo que el origen puede ser interpretado como el mismo. Las diferencias en las condiciones del evento metamórfico (Cretácico o Paleozoico) son distintas, lo cual puede explicarse como porciones del mismo material subducido a diferentes profundidades y exhumados al mismo tiempo, de tal manera que no lograron alcanzar las condiciones para la formación de una eclogita sensu stricto, o como una porción de corteza del mismo material con una trayectoria prógrada similar pero sin alcanzar las facies de mayor grado metamórfico y con una trayectoria de retrogresión distinta a las otras porciones del Complejo Chuacús, explicando porque en ciertos sectores existen anfibolitas como consecuencia de la retrogresión de una eclogita o bien la presencia de anfibolitas con evidencias de progresión a facies de eclogita.

## Conclusiones

La cartografía obtenida permitió caracterizar a las unidades litológicas presentes y permitió compararlas con el resto del Complejo Chuacús, siendo evidente la similitud litológica con las otras zonas del Complejo Chuacús.

Se logró identificar al menos tres fases de deformación, de las cuales, una es de naturaleza dúctil-frágil asociada a la zona de cizalla de Baja Verapaz.

La transición del Complejo Chuacús a las rocas pertenecientes al Bloque Maya, en especial la suite de granitos el Rabinal, es difusa. Esta área de transición es una zona amplia de cizalla, donde se observa deformación anterior a la asociada con la zona de cizalla de Baja Verapaz. No se observa una transición gradual, ya que las rocas de la zona norte del Complejo Chuacús presenta una intensidad de metamorfismo mayor que las rocas de la suite de granitos del Rabinal, y por otro lado, tampoco es tan abrupto como el que se ha cartografiado antes.

Los protolitos de las rocas presentes en la zona de estudio corresponden con basaltos provenientes de dorsales oceánicas o de un arco volcánico, con cuerpos intrusivos o derrames de magmas ácidos, así como con rocas sedimentarias depositadas en ambientes acuosos de baja energía con presencia de microorganismos, carbonatos y rocas clásticas formadas por fragmentos provenientes del continente.

Tanto los análisis petrográficos como lo de química mineral así como los datos termobarométricos coinciden en que la zona de estudio se encuentra en una porción de la trayectoria metamórfica prógrada en sentido horario estando entre la transición de la facies de eclogita y anfibolita a ~45 [km] de profundidad extendiendo el dominio de las rocas de alta presión a la zona norte del Complejo Chuacús.

La zona norte del Complejo Chuacús corresponde con una porción cortical, la cual sufrió una evolución de metamorfismo progrado similar a las otras porciones del Complejo, sin llegar a presenciar las mismas condiciones del pico metamórfico, sufriendo una exhumación distinta o una trayectoria de retrogresión diferente, impidiendo el desarrollo de fase minerales meta-estables de alta presión tanto en rocas meta-ígneas como meta-sedimentarias.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Auzanneau, E., Schmidt, M. W., Vielzeuf, D., & Connolly, J. D., 2010, Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(1), 1-24.
- Ballevre, M., Pitra, P., & Bohn, M., 2003, Lawsonite growth in the epidote blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): a potential geobarometer. *Journal of metamorphic Geology*, 21(7), 723-735.
- Bebout, G. E., 2007, Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 260(3), 373-393.
- Berman, R.G., 1988, Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. *Journal of Petrology*, 29, 445-522.
- Berman, R., 1991, Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications, *The Canadian Mineralogist*, 29, 833-855.
- Berman, R. G., 2007, winTWQ (version 2.3): a software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations. Geological survey of Canada, open file, 5462.
- Brandelik, A., 2009, CALCMIN –an EXCEL™ Visual Basic application for calculating mineral structural formulae from electron microprobe analyses: *Computers & Geosciences*, 35, 1540–1551.
- Brueckner, H.K., Avé Lallemant, H.G., Sisson, V.B., Harlow, G.E., Hemming, S.R., Martens, U., Tsujimori, T., Sorensen, S.S., 2009, Metamorphic reworking of a high pressure–low temperature mélange along the Motagua fault, Guatemala: a record of Neocomian and Maastrichtian transpressional tectonics: *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 228–235.
- Bucher, K., Grapes, R., 2011, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Springer Berlin Heidelberg.
- Burke, 1988, Tectonic evolution of the Caribbean, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 201-230
- Cawood, P.A., Kroner, A., Collins, W.J., Musky, T.M., Mooney, W.D., Windley, B.F., 2009, Accretionary orogens through Earth history, *The Geological Society, London*, 318, 1-36.
- Chopin, C., (1984) Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86: 107-118.
- Connolly, J.A.D., 1990, Multivariable phase diagrams; an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290(6), 666-718.
- de Capitani, C., & Petrakakis, K., 2010, The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7), 1006-1016.
- Dengo, G., 1985, Mid America: Tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia, En Narin, A.E.M. Stehli, F.G. (Eds.), *The oceanic basins and margins Vol. 7a: The Pacific Ocean*. Plenum Press, New York, 123-180.
- Deschamps, F., Godarg, G., Guillot, S., Hattori, K., 2013, Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178, 96-127.
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M., Jackson, T.W., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellekens, J.H., Smith, A.L., Wadge, G., Westercamp, D., 1990, History and tectonic setting of the Caribbean magmatism: En G. Dengo y J.E. Case, *The Caribbean Region*, 339-367.
- Endo, S., Wallis, S.R., Tsuboi, M., Torres de Leon, R., Solari, L., 2012, Metamorphic evolution of lawsonite eclogites from Southern Motagua fault zone, Guatemala: insights from phase equilibria and Raman spectroscopy: *Journal of Metamorphic Geology*, 30, 143-164.

- Ernst, W.G., 1977, Tectonic and prograde versus retrograde P-T trajectories of high pressure metamorphic belts, *Rediconti Soc Italia Mineral Petrol*, 33, 191-220.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 2014, *Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology*, Cambridge Press.
- García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M.A., Pindell, J., 2008, Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and Caribbeana: origin of Metamorphic Terranes in the Greater Antilles: *International Geology Review*, 50, 781–809.
- García-Casco, A., Lázaro, C., Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A., Torres-Roldán, R.L., Núñez, K., Neubauer, F., Millán, G., and Blanco-Quintero, I., 2008, Partial melting and counterclockwise P-T path of subducted oceanic crust (Sierra del Convento Mélange, Cuba): *Journal of Petrology*, v. 49, p. 129–161.
- Gilloti, J., 2013, The Realm of Ultra-high Pressure Metamorphism, En: *Crust at Mantle Depths*, *Elements*, 9 ,255-260
- Graham, C. M., & Powell, R., 1984, A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of metamorphic Geology*, 2(1), 13-31.
- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Cutrupia, D., Dengo, C., Harlow, G.E., Mota, B., Padoa, E., Rosenfeld, J., Siena, F., 2002, The Motagua suture zone in Guatemala, *Ophioliti* 27, 47–72.
- Harlow GE, Sisson VB, Hans G, Ave` Lallement HG, Sorensen SS, Seitz R, 2003, High-pressure, metasomatic rocks along the Motagua Fault Zone, Guatemala: *Ophioliti* 28, 115–120.
- Harlow, G.E., Hemming, S.R., Avé Lallemand, H.G., Sisson, V.B., Sorensen, S.S., 2004, Two highpressure–low-temperature serpentinite-matrix mélange belts, Motagua fault zone, Guatemala: a record of Aptian and Maastrichtian collisions: *Geology*, 32, 17–20.
- Holland, TJB, & Powell, R, 1998, An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 309-344.
- Jamtveit, B., Austrheim, H., 2010, Metamorphism: The Role of Fluids, En: *Fluids in Metamorphism*, *Elements*, 6, 153-158.
- Klein, C., Philpotts, A.R., 2013, *Earth Materials (Introduction to Mineralogy and Petrology)*, Cambridge Press.
- Kohn, M. J., & Spear, F. S., 1989, Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet+ plagioclase+ quartz. *American Mineralogist*, 74(1-2), 77-84.
- Kohn, M. J., & Spear, F. S., 1990, Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, 75(1-2), 89-96.
- Kohn, M. J., 2003, Geochemical zoning in metamorphic minerals. *The Crust*, 3, 229-261.
- Konrad-Schmolke, M., O'Brien, P. J., de Capitani, C., & Carswell, D. A., 2008, Garnet growth at high-and ultra-high pressure conditions and the effect of element fractionation on mineral modes and composition. *Lithos*, 103(3), 309-332.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A., Ferraris, G., Grice, J. D., & Whittaker, E. J., 1997., Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219-246.
- Mann, P., Rogers, R., Gahagan, L., 2007, Overview of Plate tectonic history and its unresolved problems: Central America: *Geology, resources and hazards*, 201-237
- Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G., Malasoma, A., Meneghini, F., 2009, Deformation history of the eclogite and jadeitite bearing melange from North Motagua Fault Zona, Guatemala: insights in the processes of a fossil subduction channel: *Geological Journal*, 44, 167-190.

- Martens, U.C., Brueckner, H.K., Mattinson, C.G., Liou, J.G., Wooden, J.L., 2012, Timing of eclogite-facies metamorphism of the Chuacús complex, Central Guatemala: Record of Late Cretaceous continental subduction of North America's sialic basement: *Lithos*, 146-147, 1-10.
- Massonne, H. J., 2012, Formation of amphibole and clinozoisite–epidote in eclogite owing to fluid infiltration during exhumation in a subduction channel. *Journal of Petrology*, 53(10), 1969-1998.
- Meschede, M., 1986, A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb, Zr, Y diagram. *Chemical Geology*, 56(3), 207-218.
- Miyashiro, A., 1973, *Metamorphism and metamorphic belts*, Allen & Unwin, London.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Sole, J., Martens, U., Gomez-Tuena, A., Morán-Ical, S., Reyes-Salas, M., Ortega-Obregón, C., 2004, Polyphase, high-temperature eclogite facies metamorphism in the Chuacus Complex, central Guatemala; petrology, geochronology, and tectonic implications: *International Geology Review*, 46, 445–470.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Ortega-Obregón, C., Elías- Herrera, M., Martens, U., Morán-Icál, S., Chiquín, M., Keppie, J.D., Torres de León, R., and Schaaf, P., 2007, The Maya-Chortís boundary: A tectonostratigraphic approach: *International Geology Review*, 49, 996–1024.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., & Morán-Ical, S., 2008, Middle-Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal-Salamá area, central Guatemala: implications for North America–Caribbean plate tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 120(5-6), 556-570.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary sciences letters*, 19(2), 290-300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Pearce, J.A. & Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to mineralogy and petrology*, 69, 33-47.
- Philpotts, A., & Ague, J, 2009, *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Cambridge University Press.
- Pindell, J., Kennan, L., 2009, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update: En: James, K., Antonieta-Lorente, M., Pindell, J. (Eds.), *The Geology and Evolution of the Region between North and South America: Geological Society of London Special Publication*, 328, 1–55
- Pindell, J.L., Maresch, W.V., Martens, U., Stanek, K., 2012. The Greater Antillean Arc: Early Cretaceous origin and proposed relationship to Central American subduction mélanges: implications for models of Caribbean evolution. *Int. Geol. Rev.* 54, 131–143
- Powell, R., & Holland, T. J. B., 1988,. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6(2), 173-204.
- Powell, R., Holland, T. J. B. H., & Worley, B., 1998, Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(4), 577-588.
- Powell, R., & Holland, T. J. B., 2008, On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(2), 155-179.
- Putnis, A., & John, T., 2010, Replacement processes in the Earth's crust. *Elements*, 6(3), 159-164.
- Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., Stübner, K., Nelson, B.K., Herrmann, U., Weber, B., López-Martínez, M., Jonckheere, R., Sperner, B., Tichomirowa, M., McWilliams, M.O., Gordon, M., Meschede, M., Bock, P., 2009. The North American–Caribbean Plate boundary in Mexico–Guatemala–Honduras.

- En: James, K., Antonieta-Lorente, M., Pindell, J. (Eds.), *The Geology and Evolution of the Region between North and South America: Geological Society of London Special Publication*, 328, 219–293.
- Rollinson, H. R., 2014, *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Routledge.
  - Schertl, H.P., MAresch, W.V., Hertwig, A., 2012, New occurrence of jadeitite, jadeitite quartzite and jadeitite-lawsonite quartzite in the Dominican Republic, Hispaniola: petrological and geochronological review: *European Journal of Mineralogy*, 24(2), 199-216.
  - Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1983, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 278, 153.
  - Silva, Z.C.G., 1970, Origin of albitites from eastern Guatemala: *Bol. Serv. Geol. Minas (Brazil)*, 22, 23-32.
  - Smith, D.C., 1984, Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature* 310, 641-644.
  - Sobolev, N.V., Shatsky V.S., 1990, Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation. *Nature* 343, 742-756.
  - Solari, L., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Obregón, C., 2011, The Chuacús Metamorphic Complex, central Guatemala: geochronological and geochemical constraints on its Paleozoic–Mesozoic evolution: *Geologica Acta*, 9, 329–350.
  - Solari, L., Garcia-Casco, A., Martens, U., Lee, J.K.W., Ortega-Rivera, A., 2013, Late cretaceous subduction of the continental basement of the Maya Block (Rabinal granite, Central Guatemala): Tectonic implications for the geodynamic evolution of Central America: *Geological Society of America*, 125, 625-639.
  - Spear, F.S., 1993, *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*, Washington, D.C., Mineralogical Society of America.
  - Sperry, A., 2000, Pseudomorphs after lawsonite as an indication of pressure-temperature evolution in blueschists from Syros, Greece. In 13th Keck Symposium Volume (pp. 52-5).
  - Tsujimori, T., Sisson, V.B., Liou, J.G., Harlow, G.E., Sorensen, S.S., 2006, Petrologic characterization of Guatemalan lawsonite eclogite; eclogitization of subducted oceanic crust in a cold subduction zone: En: ultrahigh-pressure metamorphism: deep continental subduction. En: Hacker, B., McClelland, W.C., Liou, J.G. (Eds.), *Special Paper- Geological Society of America*, 403, 147–168.
  - Van den Boom, G., 1972, Petrofazielle Gleidung des metamorphem Grundgebirges in der Sierra de Chuacús, Guatemala: *Beihefte Geologisches Jahrbuch*, 122, 5–49.
  - White, W.M., 2013, *Geochemistry*, John Wiley & Sons.
  - Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Geochemical geology*, 20, 325-343.
  - Winter, J. D., 2010, *Principles of igneous and metamorphic petrology*, 2, New York, Prentice Hall.
  - Zheng, Y. F., Xia, Q. X., Chen, R. X., & Gao, X. Y., 2011, Partial melting, fluid supercriticality and element mobility in ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision. *Earth-Science Reviews*, 107(3), 342-374.