

Petrología y geocronología de los granitoides del Complejo Chuacús, Guatemala y sus implicaciones tectónicas

Tesis que para obtener el grado de:

Licenciado en Ciencias de la Tierra

Presenta:

Guillermo Arturo Ortiz Joya

Dirección:

M. en C. Roberto Maldonado Villanueva

Revisión:

Dr. Fernando Ortega Gutiérrez

Dr. Raymundo Gerardo Martínez Serrano

Dr. Carlos Ortega Obregón

Dra. Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz



Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Departamento de Física
Licenciatura en Ciencias de la Tierra

Ciudad Universitaria, Ciudad de México, 2017



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.

Hoja de Datos

1. Datos del alumno

Ortiz
Joya
Guillermo Arturo
5551103881
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
310041861

2. Datos del tutor

M en C
Roberto
Maldonado
Villanueva

3. Datos del sinodal 1

Dr.
Fernando
Ortega
Gutiérrez

4. Datos del sinodal 2

Dr.
Raymundo Gerardo
Martínez
Serrano

5. Datos del sinodal 3

Dr.
Carlos
Ortega
Obregón

6. Datos del sinodal 4

Dra.
Karina Elizabeth
Cervantes
de la Cruz

7. Datos del trabajo escrito

Petrología y geocronología de los granitoides del Complejo Chuacús, Guatemala y sus implicaciones tectónicas
92 pp
2017

Agradecimientos

La realización de este trabajo representa la culminación de una serie de inquietudes alimentadas desde la infancia, por lo que las siguientes líneas son en agradecimiento a todas las personas que me apoyaron en la realización de esta tesis:

A mis padres Arturo Ortiz y Guadalupe Joya por brindarme todos los elementos para poder desenvolverme en la carrera de mi elección, por la educación que me dieron y por los momentos de alegría y tristeza que me forjaron como la persona que soy hoy. Los aplausos son para ustedes.

A mi abuela Josefina por tu cariño, comprensión y confianza; por velar por mi en todo momento. Gracias.

A mis hermanos Pepe y Saúl por siempre estar a mi lado, por todos los momentos que hemos compartido y por los triunfos que vendrán.

A mis amigos Abril, Jorge, Ángel y Ximena; por todos los momentos y experiencias compartidas. Por todos los momentos de risa, compañía y solidaridad a lo largo de la carrera. ¡Son grandes muchachos!

Agradezco a todos los compañeros y amigos que me acompañaron a lo largo de este proceso. Claudia, Yuly, Fabian, Octavio, Fernando, Mar, Anthony, Marisa, Iván, Lani Kim, Mariana, Gustavo, Itzel (y Coriolis), Teodoro y Ana Cecilia.

Durante proceso tuve la fortuna de tener como asesor al Mtro. Roberto Maldonado gran profesor y amigo. Por compartirme su conocimiento, anécdotas y experiencias; por apoyarme en todo momento y confiar en mi para la realización de este trabajo.

A los sinodales de este trabajo: Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, Dr. Raymundo G. Martínez Serrano, Dra. Karina E. Cervantes de la Cruz y Dr. Carlos Ortega Obregón; a quienes agradezco que revisaran cuidadosamente este trabajo y todas las observaciones y comentarios que enriquecieron y mejoraron esta tesis.

Agradezco a mis profesores y amigos Mtro. Daniel Villanueva Lacurain e Ing. Guillermo Espejo Bautista, por introducirme al mundo de la petrología y contagiarme el gusto de la petrografía.

Agradezco al Dr. Giovanni Sosa Ceballos todo su apoyo durante el INAGEQ 2016, así como todos sus comentarios y recomendaciones durante el proceso de escritura y titulación.

Quiero agradecer al personal de los institutos de Geología y Geofísica de la UNAM, en especial a los investigadores y técnicos que me apoyaron con su conocimiento, laboratorios, materiales y equipos. En especial a Ing. Teodoro Hernández Nieto e Ing. María del Consuelo Macías Romo por su apoyo en la molienda y preparación de las muestras, así como su apoyo en la separación de minerales para geocronología; así mismo agradezco a Martha Lagunas Xochitiotzin por su apoyo en la preparación de secciones delgadas para petrografía.

Los resultados analíticos presentados en esta tesis no se hubieran logrado sin el apoyo de la Dra. Adela Margarita Reyes Salas y la Quím. Blanca Sonia Angeles Cornejo por su disposición y colaboración en el uso del microscopio electrónico de barrido, así como del Ing. Carlos Linares López durante el análisis químico de minerales en el Laboratorio Universitario de Petrología. Finalmente agradezco al Mtro. (jedi) Gerardo F. Arrieta García por su confianza y enseñanza en la obtención de datos isotópicos; y al Dr. Carlos Ortega Obregón y al Laboratorio de Estudios Isotópicos de la UNAM, por su apoyo en el fechamiento de zircones

Por otra parte, también agradezco al Dr. Oscar Talavera Mendoza y M. C. Jazmín A. López Díaz, en su colaboración para la obtención de catodoluminiscencia realizados en el Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido y Microanálisis, de la Universidad Autónoma de Guerrero.

Agradezco a la Ing. María Cristina Zorrila y al Laboratorio de Materiales Avanzados por su apoyo y amabilidad en el uso de Microscopia Raman; así como al Dr. Jose Luis Ruvalcaba Sil y la Dra. Karina E. Cervantes de la Cruz de quienes aprendí sobre las bases físicas de las técnicas espectroscópicas utilizadas en este trabajo. Al Mtro. Emiliano Campos Madrigal por las facilidades otorgadas para realizar el trabajo geológico de campo. Este trabajo fue realizado bajo el proyecto PAPIIT “Petrogénesis de las rocas metamórficas del Complejo Chuacús, Guatemala y sus implicaciones tectónicas” con clave IN104914; a cargo del Dr. Fernando Ortega Gutiérrez y el Mtro. Roberto Maldonado Villanueva.

Índice de contenido

Resumen.....	4
Capítulo 1. Introducción.....	5
Capítulo 2. Marco teórico.....	6
Origen y significado de las rocas graníticas.....	6
Metamorfismo en zonas de subducción.....	8
Facies de eclogita en rocas graníticas.....	9
Capítulo 3. Contexto geológico y problemática.....	11
Placa del Caribe.....	11
Zona de Sutura de Guatemala.....	12
Mélanges serpentiniticos del norte y sur de Motagua.....	13
Complejo Chuacús.....	14
Capítulo 4. Metodología.....	16
Investigación bibliográfica.....	16
Trabajo de campo y colecta de muestras.....	16
Procesamiento de las muestras.....	17
Procedimientos analíticos.....	17
Petrografía.....	17
Geoquímica.....	18
Geocronología.....	18
Capítulo 5. Geología local.....	20
Unidad metasedimentaria.....	20
Unidad metaígneas.....	20
Capítulo 6. Petrología.....	25
Petrografía.....	25
Metagranitoides no deformados.....	25
Granitoides foliados.....	26
Ortogneisses graníticos.....	29
Aplitas y pegmatitas.....	30
Química mineral.....	33
Feldespato.....	33
Micas.....	33
Granate.....	36
Epidota.....	39
Paragénesis mineral.....	41
Condiciones del metamorfismo.....	42
Termobarometría convencional.....	42

Red petrogenética.....	44
Análisis de pseudosecciones.....	45
Capítulo 7. Geoquímica.....	50
Geoquímica de elementos mayores.....	51
Geoquímica de elementos traza.....	51
Discriminación tectono-magmática.....	53
Modelos de cristalización.....	55
Capítulo 8. Geocronología.....	59
Granitoide porfídico.....	60
Ortogneiss granítico.....	62
Termometría de Ti.....	63
Capítulo 9. Discusión y conclusiones.....	65
Petrogénesis de los protolitos.....	65
Metamorfismo eclogítico.....	66
Implicaciones tectónicas.....	69
Magmatismo Proterozoico.....	69
Magmatismo Triásico.....	70
Conclusiones.....	74
Referencias.....	75

Índice de ilustraciones

Figura 1. Arquitectura de una zona de subducción.....	8
Figura 2. Sección de una zona de sutura continental.....	9
Figura 3. Contexto tectónico de la placa del Caribe.....	11
Figura 4. Evolución de la placa del Caribe y el Complejo Chuacús.....	12
Figura 5. Zona de Sutura de Guatemala.....	13
Figura 6. Resumen de la metodología del trabajo de tesis.....	16
Figura 7. Fotografías a escala de afloramiento que muestran relaciones de campo representativas de la unidad metaígneas.....	22
Figura 8. Variedad estructural de los metagranitos.....	23
Figura 9. Mapa geológico de la zona de estudio.....	24
Figura 10. Fotomicrografías de las texturas representativas de los metagranitos.....	28
Figura 11. Fotomicrografías de las texturas representativas de los granitoides foliados.....	29
Figura 12. Fotomicrografías de las texturas representativas de los ortogneisses graníticos.....	31
Figura 13. Fotomicrografías de las texturas representativas de las aplitas y pegmatitas.....	32
Figura 14. Diagrama ternario Ab-An-Or, se muestra la composición de plagioclasas y feldespatos.....	33
Figura 15. Imágenes en BSE a pseudocolor de cristales de mica.....	34
Figura 16. Diagramas de variación química de cristales de mica.....	35

Figura 17. Mapeo elemental de cristales representativos de granate.....	37
Figura 18. Diagramas de variación química de granate.....	38
Figura 19. Imágenes en BSE a pseudocolor de cristales epidota.....	39
Figura 20. Diagramas de variación química de epidota.....	40
Figura 21. Diagrama de Streckeisen para rocas graníticas con los resultados del conteo modal de qz-pl-fs.	41
Figura 22. Resultados de la termobarometría convencional.....	45
Figura 24. Pseudosecciones para rocas metagraníticas de alta-presión.....	46
Figura 25. Diagramas de clasificación de rocas graníticas.....	52
Figura 26. Diagramas de variación de elementos traza normalizados de acuerdo a Sun y McDonough (1989) y Sun (1995).....	53
Figura 27. Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas graníticas.....	54
Figura 28. Secuencias de cristalización obtenidas con Rhyolite-MELTS.....	56
Figura 29. Gráficos de temperatura de saturación de zirconio.....	57
Figura 30. Diagramas de clasificación para los resultados de Rhyolite-Melts.....	58
Figura 31. Imágenes de catodoluminiscencia de cristales representativos de las muestras fechadas.....	60
Figura 32. Geocronología del granitoide porfídico.....	61
Figura 33. Geocronología del ortogneiss granítico.....	63
Figura 34. Datos termobarométricos de la Sierra de Chuacús.....	69
Figura 35. Distribución y geoquímica de rocas graníticas y metagraníticas de edades Permo-Triásicas y Triásicas en México y Sudamérica.....	72

Índice de tablas

Tabla 1. Clasificación tectónica de las rocas graníticas.....	7
Tabla 2. Resumen de los análisis realizados a los granitoides muestreados.....	19
Tabla 3. Resumen de la mineralogía de las muestras analizadas.....	25
Tabla 4. Cuadro paragenético de las unidades analizadas.....	42
Tabla 5. Composición de los minerales usados para la termobarometría.....	44
Tabla 6. Microanálisis químicos representativos de los principales grupos minerales.....	47
Tabla 7. Resultados de análisis geoquímicos de elementos mayores y traza de roca total.....	50
Tabla 8. Resultados del modelado en Rhyolite-MELTS.....	55
Tabla 9. Resultados de la termometría de Ti en zircón.....	64
Tabla 10. Cuadro de las reacciones observadas durante el análisis petrográfico.....	67

Resumen

El Complejo Chuacús es un terreno, en donde las rocas presentan evidencias de metamorfismo de medio a alto grado, el cuál está expuesto a lo largo del límite actual entre las placas de Norteamérica y el Caribe. El cual consiste en una secuencia de gneisses graníticos con lentes de eclogitas con retrogresión en facies de anfibolita, así como carbonatos y metasedimentos aluminosos. Estudios previos han mostrado que este complejo registra en su evolución al menos dos eventos magmáticos durante el Triásico y Ordovícico; sin embargo, no existe evidencia del basamento donde estos pulsos debieron emplazarse. Por otra parte, un evento de metamorfismo de alta-presión (durante el Cretácico Tardío) ha sido principalmente documentado en los lentes eclogíticos, mas no hay evidencia de que este evento esté registrado en los gneisses cuarzo-feldespáticos.

Las rocas metagraníticas estudiadas presentan evidencias de metamorfismo y diferentes grados de deformación los cuales incluyen ortogneisses bandeados, augengneisses y metagranitos no deformados. Estas rocas presentan una asociación mineral de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, granate rico en grosularia, biotita, muscovita fengítica, zoisita/clinozoisita, rutilo coronado por titanita \pm epidota, \pm anfíbol, \pm apatito \pm zircón, sugiriendo un evento de metamorfismo de alta-presión registrado en esta rocas. Por otra parte texturas como maclado polisintético y entrecruzado en plagioclasa y en fenocristales de feldespato sugieren un protolito de carácter magmático.

Las condiciones del metamorfismo fueron acotadas entre 630-670 °C y 21-25 kbar, y son atribuidas a un ambiente de subducción, lo que implica que un fragmento de corteza continental fue subducido hasta profundidades mínimas de 63 km y máximas de 75 km (considerando un gradiente geobárico de 330 bar/km bajo una corteza oceánica), con una exhumación posterior que causo la fusión parcial de algunas unidades.

En términos geoquímicos los metagranitos muestran composiciones hiperaluminosas a metaluminosas, permitiendo discernir entre tres pulsos magmáticos de diferente composición. Uno de estos eventos magmáticos presenta patrones de tierras raras y multi-elementales que sugieren un ambiente colisional para el protolito de estas rocas. Mientras que, la clasificación de los dos pulsos restantes permanece ambigua. Se sugiere, con base en los patrones de REE y la concentración de elementos incompatibles, un ambiente de cristalización post-colisional o de ríft continental.

Algunos de estos granitoides fueron fechados por medio de análisis LA-ICPMS de U-Pb en zircón, los cuales presentan edades de cristalización 988 ± 13 Ma y 225.4 ± 1.1 Ma, las cuales son consistentes con el zoneamiento oscilatorio y sectorizado, así como la geoquímica de tierras raras en el zircón. La termometría de Ti en zircón para los crecimientos magmáticos arrojan temperaturas de ~ 636 °C para los metagranitos Triásicos, mientras que para los Proterozoicos son de ~ 793 °C. La edad del metamorfismo en estas rocas metagraníticas se obtuvo a partir una edad de intersección inferior imprecisa de 104 ± 50 Ma, la cual es equivalente a la edad del metamorfismo ya obtenida por otros autores.

Los datos obtenidos en este trabajo revelan la existencia de una gran variedad de protolitos graníticos (en edad y composición) en la Sierra de Chuacús que, al igual que el resto de litologías, mantienen un registro del metamorfismo eclogítico documentado durante el Cretácico Tardío.

Capítulo 1. Introducción

Actualmente una de las ideas más revolucionarias sobre la tectónica de placas es el descubrimiento de que la corteza continental puede ser subducida dentro del manto (Liou *et al.*, 2004), hasta profundidades de 100 km y ser posteriormente exhumada en terrenos metamórficos llamados de alta a ultra-alta presión. Dado que la corteza continental está compuesta principalmente de rocas graníticas (Bucher y Grapes, 2011) la transformación de esta litología durante la subducción se ha convertido en un aspecto clave en la comprensión de la tectónica de placas y el reciclaje de la corteza continental.

Sin embargo, el metamorfismo de rocas cuarzo-feldespáticas en específico el que corresponde a protolitos de tipo granítico no está del todo entendido, debido a que sus principales componentes (cuarzo, plagioclasa, feldespato, biotita, mica blanca, hornblenda, etc.) se presentan en un amplio rango de condiciones P-T (Bucher y Grapes, 2011), por lo que no suelen considerarse como un indicador del grado metamórfico. Diversos autores han reconocido facies de eclogita en rocas metagraníticas por medio de la presencia de fases como el granate cálcico, muscovita fengítica, rutilo, jadeíta y en ocasiones, coesita y cianita. No obstante, la mayoría de estos minerales no llegan a desarrollarse por lo que, actualmente existe el debate acerca de si estas rocas realmente se equilibran en dichas condiciones (desarrollando dicha paragénesis) o por el contrario, sufren de una intensa retrogresión, por lo que estas fases no son observadas (Young y Kylander-Clark, 2015).

En la Sierra de Chuacús, localizada en el centro de Guatemala, se ha reconocido un terreno metamórfico de alta-presión el cual se compone principalmente de gneisses graníticos, meta-eclogitas, anfibolitas y esquistos pelíticos (Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 2004). El cual representa un sitio ideal donde puede ser estudiado Este tipo de metamorfismo en rocas graníticas debido a la amplia exposición y variedad litología dentro del mismo complejo. Una de las grandes interrogantes respecto a esta región es la relación que existe entre las rocas metagraníticas y otras litologías observadas (eclogitas, anfibolitas y metapelitas). Así mismo permanece como interrogante si estas rocas metagraníticas experimentaron las mismas condiciones de metamorfismo que las otras litologías presentes en dicho complejo; y la posible correlación con rocas graníticas de regiones cercanas.

En este trabajo se analizó la estructura, textura y las paragénesis representativas de los principales cuerpos metagraníticos que afloran en la Sierra de Chuacús, por medio de un examen petrográfico a detalle y de análisis de química mineral. Así mismo, se acotaron las condiciones del metamorfismo por medio de diversos métodos, incluyendo termobarometría convencional. Se presentan datos geoquímicos de elementos mayores y traza, y geocronológicos por medio de isótopos de U-Pb en zircón de algunas muestras representativas en estructura y relaciones de campo. Se espera que los datos presentados en este trabajo permitan un mayor entendimiento en la evolución de los metagranitos del Complejo Chuacús, así como en el contexto tectónico de Centroamérica.

Capítulo 2. Marco teórico

Origen y significado de las rocas graníticas

Las rocas graníticas son las más abundantes en la porción media a superior de la corteza continental y pueden encontrarse en una gran variedad de ambientes tectónicos, desde zonas de colisión continental hasta ambientes anorogénicos. El término granito es aplicado a un grupo de rocas de textura fanerítica que se caracterizan por un tamaño de grano grueso compuestas principalmente por cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (Gill, 2010), sin embargo la composición de la plagioclasa debe estar dominada por el término sódico de esta, $Ab > 50$ (Le Maître, 2002) para ser clasificadas como rocas graníticas.

Algunos de los minerales tipo que se presentan en estas rocas son del grupo del anfíbol, epidota, mica, granate, turmalina entre otros (Gill, 2010); mas la presencia o ausencia de estas fases se encuentra determinada por la composición química del magma que generó la roca, así como de otros procesos de fraccionamiento, asimilación y cristalización a los que puede verse sometido (Gill, 2010; Frost y Frost, 2013). Por lo anterior, cuerpos graníticos muy parecidos pueden ser generados por una gran variedad de procesos en ambientes diferentes, lo que hace de la interpretación del origen de las rocas graníticas uno de los campos más complejos dentro de la petrología.

Pese a lo anterior se han logrado relacionar ciertos criterios geoquímicos y mineralógicos a partir de los cuales se han podido distinguir y clasificar a las rocas graníticas en contextos tectónicos determinados (Frost y Frost, 2013). Por medio de la composición química y mineralógica, los granitos se clasifican en tres grupos: metaluminoso, hiperaluminoso e hiperalcalino; los cuales obedecen a la cantidad de óxidos de aluminio, calcio, potasio y sodio (Frost y Frost, 2013). Estos parámetros se relacionan directamente con la siguiente tipología para rocas graníticas.

- Tipo I. Son granitos metaluminosos con un porcentaje de sílice de entre 56%-77%, con hornblenda y biotita como minerales tipo y generalmente relacionados a ambiente de magmatismo de arco continental y colisión continental.
- Tipo S. Son granitos hiperaluminosos, generalmente leucocráticos con una cantidad de sílice entre 64%-77% y muscovita, granate, turmalina, entre otros como minerales tipo. Estos granitos están comúnmente relacionados a ambientes de colisión continental y se forman a partir de la fusión parcial de rocas pelíticas.
- Tipo A. Son granitos de carácter metaluminoso a hiperalcalino enriquecidos en sílice (>77%) y comúnmente asociados con sienitas. Como minerales tipo presentan biotita rica en Fe, anfíboles y piroxenos alcalinos. Este tipo de granitos es común en ambiente anorogénicos intra-placa.
- Tipo M. Generalmente se trata de plagiogranitos formados a partir de la cristalización fraccionada de derivados mantélicos y comúnmente asociados a secuencias ofiolíticas.

Como se observa en esta clasificación, las rocas graníticas se presentan en una gran variedad de contextos

tectónicos por lo que son un índice del ciclo orogénico de Wilson (Gill, 2010). Sin embargo, esta clasificación genética no es definitiva ya que puede haber variación dentro de cada una de estas clasificaciones haciendo más compleja su interpretación.

Por otra parte, el uso de elementos traza ha sido ampliamente utilizado para interpretar el origen y evolución de los magmas graníticos (*p.e.* Pearce *et al.*, 1984 y Harris *et al.*, 1986). En la actualidad con la gran cantidad de datos geoquímicos disponibles, se recurre a tratamientos estadísticos para discriminar el ambiente tectónico donde se generan las rocas (Agrawal, 1999; Verma *et al.*, 2012, Verma *et al.*, 2013).

Sin embargo, aun teniendo gran cantidad de herramientas y clasificaciones existentes para la discriminación tectono-magmática de las rocas graníticas, se observa que diferentes clasificaciones pueden corresponder a diferentes ambientes (Tabla 1), por lo que la interpretación de las rocas graníticas debe realizarse combinando datos geoquímicos (incluyendo isótopos), petrológicos, geocronológicos y de campo, que permitan constreñir el ambiente tectónico en el que estos se originaron.

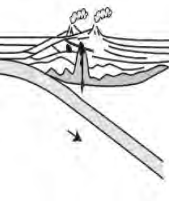
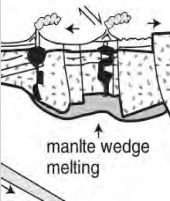
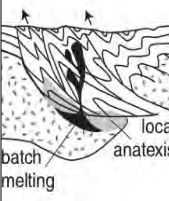
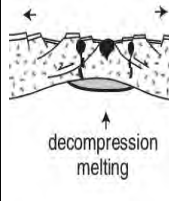
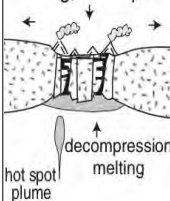
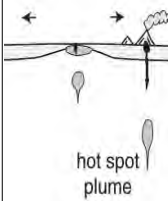
	Orogénico			Transicional	Anorogénico	
	Arco de islas oceánico	Arco continental	Colisión continental	Colapso post-orogénico	Rift continental, punto caliente	Islas y dorsales oceánicas,
						
Geoquímica	Calc-alc>tol. Met-Al. Tipo M e híbridos I-M	Cac-alc. Tipo I>Tipo S. Met-Al a Per-Al	Calc-alc. Tipo S. Per-Al	Calc-alc. Tipo I, S y A. Met-Al a Per-Al	Alc. Tipo A. Per-Alc	Tol. Tipo M. Met-Al
Tipos de roca	Cuarzo-diorita en arcos maduros	Tonalita-granodiorita>granito o gabro	Migmatitas y leucogranitos	Bimodal: granodiorita y diorita-gabro.	Granito, sienita+diorita-gabro	Plagiogranito
Minerales tipo	Hbl>Bt	Hb, Bt	Bt, Ms, Hbl, Grt, Als, Crd	Hbl>Bt	Hbl, Bt, Rbk, aegirina, fayalita	Hbl
Vulcanismo asociado	Basaltos a andesitas	Andesita y dacita en grandes volúmenes	Ausente	Basalto y riolita	Lavas y tobas alcalinas	MORB y OIB
Clasificación (Pearce et al. 1984)	VAG (granitos de arco volcánico)		Syn-COLG (granitos sin-colisionales)		WPG y ORG (granitos intra-placa y granitos de cresta oceánica)	
Origen	Fusión parcial del manto o derivados máficos de la corteza inferior	Fusión parcial del manto y corteza inferior + contribución cortical	Fusión parcial de corteza continental reciclada	Fusión parcial de la corteza inferior+manto y contribución de la corteza media	Fusión parcial del manto y/o corteza inferior anhidra	Fusión parcial del manto y cristalización fraccionada
Mecanismo de fusión	Subducción y transferencia de calor y fluidos desde la placa en subducción hasta la cuña del manto.		Engrosamiento tectónico + calor radiogénico	Calor cortical y mantélico (ascenso de a astenósfera)	Punto caliente y/o ascenso adiabático del manto	

Tabla 1. Clasificación tectónica de las rocas graníticas. Modificado de Pitcher (1983, 1993) y Barbarin (1990).

Metamorfismo en zonas de subducción

El metamorfismo es el fenómeno por el cual las rocas cambian su estructura, composición y mineralogía a partir de cambios de presión y temperatura, típicamente asociados a procesos tectónicos de gran escala. Eventos como la subducción de litosfera oceánica o continental, colisión continental y expansión de fondo oceánico, tienen como consecuencia el transporte de masa y calor que provoca el metamorfismo de rocas de diversas composiciones (=protolitos). Un caso particular de estudio es el metamorfismo en facies de eclogita el cual se da a más de 400 °C y 12 kbar, condiciones que son típicas de la base de la corteza continental y de zonas de subducción.

En márgenes convergentes un fragmento de la litosfera al ser más denso que otro es subducido por debajo de otro segmento de la litosfera, por lo que la placa subducida se ve sometida a un incremento gradual de la presión y temperatura que depende del gradiente geotérmico de la zona de subducción. Generalmente las zonas de subducción presentan un gradiente geotérmico bajo (7-10 °C/km), por lo que la temperatura de la placa subducida se mantiene casi constante hasta que los fluidos de la placa son liberados durante la transición entre facies metamórficas de esquisto verde - esquisto azul-eclogita, (Figura 1) provocando un aumento drástico en la temperatura de la placa (Ernst, 2010).

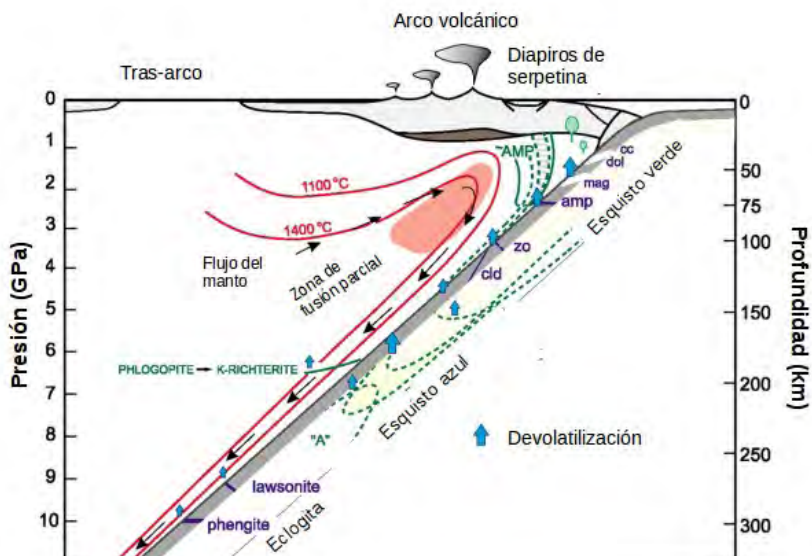


Figura 1. Arquitectura de una zona de subducción. Se presenta la transición de facies metamórficas de la placa oceánica durante el proceso de subducción, modificado de Poli y Schmidt (2002).

Una corteza oceánica en subducción cambia su mineralogía a través de estas facies, la primera corresponde a esquisto verde representada por una asociación de albita, actinolita, clorita y mica blanca que posteriormente migra a facies de esquisto azul (300 °C y 0.8 GPa) reemplazando la paragénesis anterior por una consistente en glaucofano, epidota (zoisita) y lawsonita (Bucher y Grapes, 2011). Al continuar la subducción esta facies es reemplazada a $P > 1.4-1.6$ GPa por una asociación compuesta de onfacita y granate, es decir facies de eclogita (Bucher y Grapes, 2011). Por otra parte, la corteza continental tiende a resistir la subducción debido a su menor densidad comparada con la del manto (Liou *et al.*, 2004), esto se

debe a que la corteza continental esta mayormente compuesta de rocas cuarzo-feldespáticas. Sin embargo, más de veinte casos de subducción de corteza continental han sido documentados, en terrenos metamórficos de todo el mundo (Liou *et al.*, 2004).

Condiciones extremas del metamorfismo de alta presión fueron reconocidas por primera vez por Chopin (1984) y Smith (1984) a $P > 2.7$ GPa y $T > 600$ °C caracterizadas por la presencia de coesita y diamante (Liou *et al.*, 2004). Esto implica que la subducción puede continuar hasta profundidades del manto (>100 km de profundidad) y que posteriormente ser exhumada a la superficie.

La exhumación de las rocas de alta presión no está comprendida del todo; sin embargo, diversos autores postulan que se lleva a cabo por procesos de flotación hacia niveles medios de la corteza a través del canal de subducción, el cual se trate de un conjunto de rocas localizado en la interfase entre la placa en subducción y el manto en un margen convergente (Chemenda *et al.*, 1996; Roselle y Engi, 2002).

Conforme continua el proceso de subducción y se consume la corteza oceánica, si la placa subducida tiene fragmentos de corteza continental esta chocará con la porción continental de la placa suprayacente formando un orógeno colisional (Cawood *et al.*, 2009), provocando un nuevo proceso de metamorfismo en facies de esquistos verde-anfibolita-granulita (Winter, 2014). Este orógeno esta conformado por el amalgamiento de el complejo metamórfico de alta presión, fragmentos de corteza continental y complejos magmáticos generados durante la subducción, en una sola unidad. A los orógenos formados por este proceso se les denomina zonas de sutura (Figura 2).

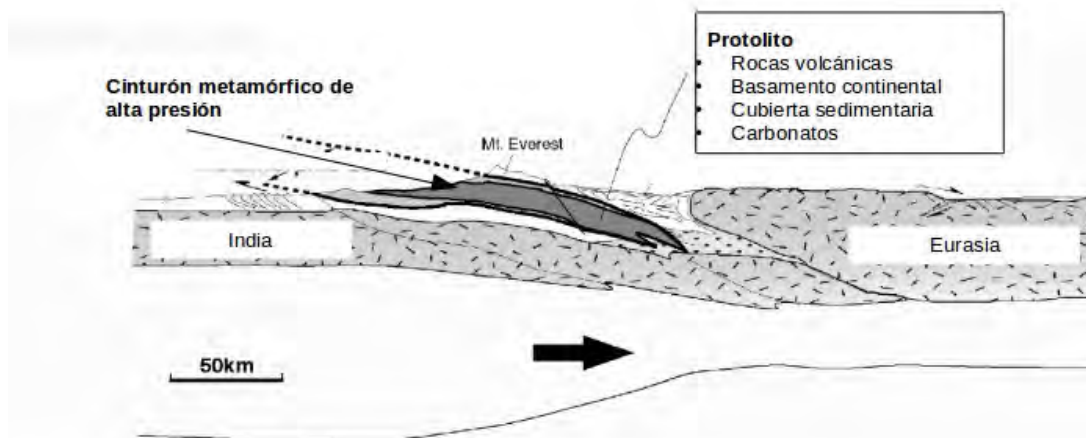


Figura 2. Sección de una zona de sutura continental. Se ejemplifica con el caso de los Himalayas una zona de sutura continental con un cinturón metamórfico de alta-presión, modificado de Liou *et al.* (2004).

Facies de eclogita en rocas graníticas.

El metamorfismo eclogítico de rocas graníticas ocurre solo cuando la corteza continental está involucrada en un proceso de subducción. Los principales constituyentes de las rocas graníticas (cuarzo, plagioclasa, feldespato-K, biotita, muscovita, etc.) son fases estables en un intervalo amplio de condiciones P-T, por lo que estas rocas no suelen ser utilizadas como un indicador del grado metamórfico (Bucher y Grapes, 2011). Uno de los rasgos que se ha identificado durante el metamorfismo es que las reacciones son favorecidas por

procesos de hidratación y deformación, procesos que suelen presentarse simultáneamente. Sin embargo, en ausencia de deformación las rocas meta-graníticas pueden conservar texturas y estructuras ígneas aun siendo sometidas a condiciones de ultra-alta presión (Bucher y Grapes, 2011).

Pocos son los ejemplos de metagranitos con evidencias de metamorfismo de alta-presión. Sin embargo, uno de los primeros trabajos centrados en la petrología metamórfica de los Alpes, en la zona de Sesia, se reportaron paragénesis de jadeita, cuarzo, granate y zoisita para condiciones de 14 kbar y 500 °C generadas durante facies de eclogita en un ambiente de subducción (Oberhansli *et al.*, 1985). Diversas investigaciones en distintos terrenos metamórficos han acotado que los metagranitos en facies de eclogita presentan una paragénesis representada por cuarzo, plagioclasa, feldespato (microclina y ortoclasa), granate rico en grosularia, biotita, muscovita fengítica, jadeita, cianita, rutilo acompañado de titanita retrograda, anfíboles cálcicos, calcita y epidota (zoisita, clinozoisita y allanita), y otros minerales accesorios como apatito y zircón (Bruno *et al.*, 2001; Carswell *et al.*, 2000; Chopin *et al.*, 2012; Liu *et al.*, 2004; Massonne y Chopin, 1989; Massonne, 2015; Menold *et al.*, 2009; Wallis, 1997; Wang *et al.*, 2004). Actualmente estas asociaciones minerales se consideran una evidencia directa de la subducción de corteza continental granítica y su posterior exhumación.

Sin embargo, estas fases pueden o no estar presentes en metagranitos que alcancen tal grado metamórfico debido a fenómenos de meta-estabilidad durante su trayectoria metamórfica (Proyer, 2003), cuestión que dificulta aún más su estudio. Debido a esto, se suelen combinar métodos termobarométricos con observaciones petrográficas para acotar las condiciones del metamorfismo registrado en este tipo de rocas (*p.e.* Bruno *et al.*, 2001; Carswell *et al.*, 2000; Chopin *et al.*, 2012; Liu *et al.*, 2004; Massonne, 2015; Menold *et al.*, 2009; Wang *et al.*, 2004).

Capítulo 3. Contexto geológico y problemática

El área de estudio se encuentra en la sección norte del Complejo Chuacús (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004) ubicado en la parte central de Guatemala, en lo que se ha denominado la Zona de Sutura de Guatemala por Brueckner *et al.*, (2009). La importancia de esta zona radica en que se ubica en el actual límite de placas entre Norteamérica y Caribe y contiene unos de los complejos metamórficos más grandes y poco estudiados de Centroamérica. Diversos estudios (Pindell *et al.*, 2009; Martens *et al.*, 2012) han especulado que la formación del Complejo Chuacús está relacionada con la evolución de la Placa de Caribe y su interacción con el Bloque Maya (Placa de Norteamérica). En este capítulo se presenta el contexto tectónico regional de la zona de estudio y un resumen de los principales trabajos antes realizados en la zona de estudio.

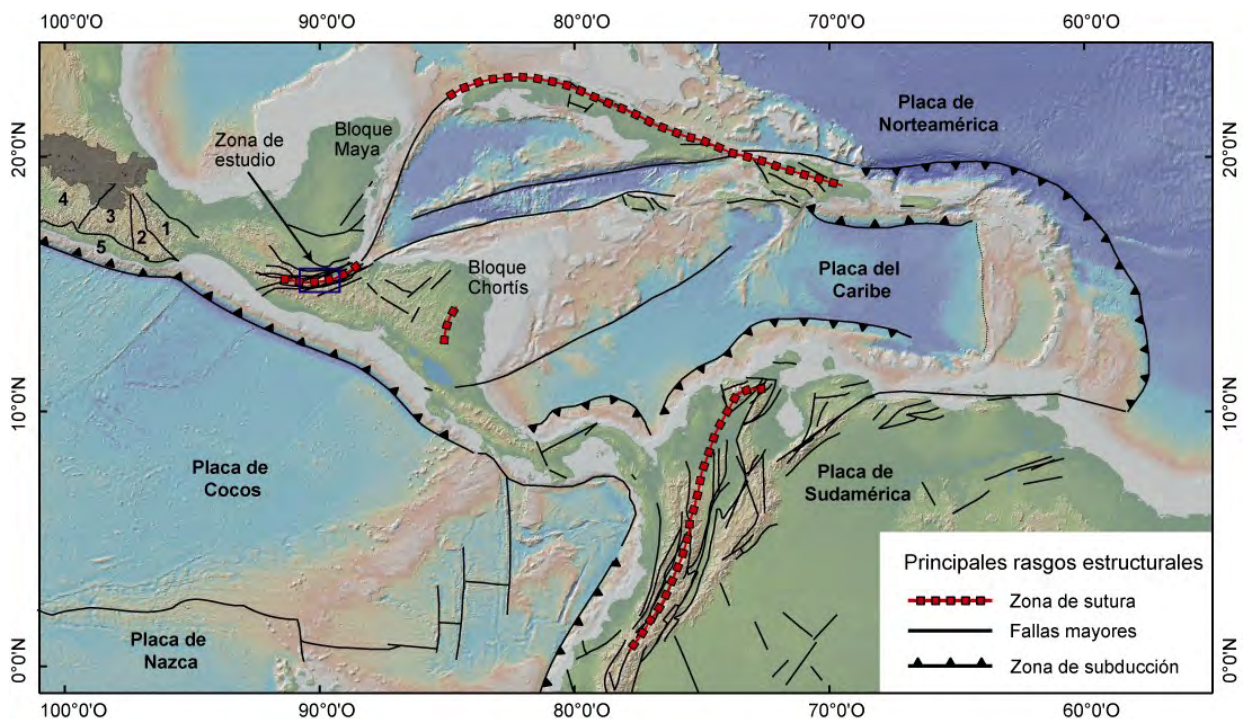


Figura 3. Contexto tectónico de la placa del Caribe. Se muestran las principales fallas que delimitan a la Placa del Caribe, así como algunas de las zonas de sutura (rojo) con signos de metamorfismo de alta-presión que lo bordean (Modificado de García-Casco *et al.*, (2008). En el recuadro morado se ubica la zona de estudio, (1-Terreno Cuicateco, 2-Complejo Zapoteco, 3-Terreno Mixteco, 4-Terreno Guerrero, 5-Terreno Xolapa).

Placa del Caribe

La placa de Caribe es un segmento litosférico de 3.2 millones de km² que incluye Centroamérica, las Antillas y el fondo del mar Caribe. Al norte se encuentra delimitada por un sistema de fallas transversales desde la falla de Polochic, hasta el este en la fosa de Puerto Rico. Al este se encuentra delimitada por una zona de subducción la cual es responsable del arco volcánico de las Antillas menores y al sur por un sistema de fallas transcurrentes con sentido dextral con la placa de Sudamérica (Ratschbacher *et al.*, 2009).

La placa de Caribe se originó durante la ruptura de Pangea en un proceso de rifting que originó el Atlántico Norte y fue acompañada por la apertura del Golfo de México durante el Jurásico Tardío (Pindell *et*

al., 2012) (Figura 4a). La disgregación entre Norteamérica y Sudamérica generó la apertura proto-Caribeña por medio de una intensa generación de corteza oceánica, la inserción de este nuevo material en la placa del Pacífico y la interacción de ésta con el continente provocó un arco volcánico y una serie de cuencas de tipo sin-tectónico en el margen continental y del mar Caribe (Pindell *et al.*, 2012).

Pindell *et al.*, (2009) sugieren que los márgenes alrededor de Norte y Sudamérica eran del tipo pasivo, mientras que hacia el oeste hubo un evento de subducción con polaridad hacia el este que produjo el Arco de las Antillas mayores. Posteriormente hubo un cambio en la polaridad de la subducción lo que provocó que este arco de islas se moviera hacia el este, chocando con Norteamérica y Sudamérica durante el Cretácico (García-Casco *et al.*, 2008). Estos eventos de subducción y colisión provocaron que la corteza oceánica, las cuencas en los márgenes pasivos y algunos segmentos de corteza continental se desarrollaran como complejos metamórficos de alta presión y baja temperatura, los cuales bordean los límites actuales de la placa del Caribe. A estos complejos se les han denominado como Cinturón Orogénico Peri-Caribe (García-Casco *et al.*, 2008) y abarca desde Guatemala, Cuba, las Antillas, Colombia hasta Venezuela.

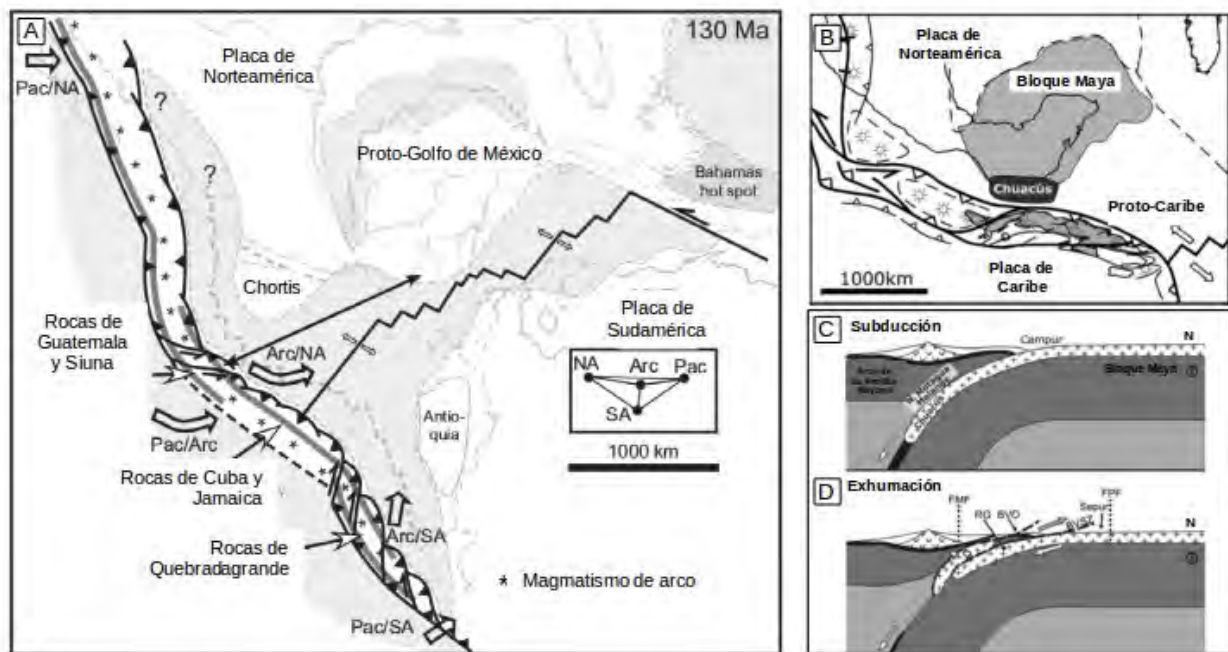


Figura 4. Evolución de la placa del Caribe y el Complejo Chuacús. A. Apertura del Proto-Golfo de México y del proto mar Caribe, así como la subducción de esta bajo la placa del Pacífico modificado de Pindell *et al.*, (2012). B-D. Choque y subducción del Complejo Chuacús y mélanges serpentinitico del norte de Motagua bajo el arco de las Antillas, y posterior exhumación de ambos; modificado de Martens *et al.*, (2012).

Zona de Sutura de Guatemala

El límite actual entre las placas de Norteamérica y Caribe es la Zona de Sutura de Guatemala la cual está conformada por una serie de bloques amalgamados entre sí por el sistema de fallas de Polochic-Motagua (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007; Ratschbacher *et al.*, 2009). Esta zona de sutura resulta una de las más enigmáticas ya que, al contrario de otras zonas de sutura, está compuesta de tres cinturones metamórficos

de alta-presión: el Complejo Chuacús, y los mélanges serpentiniticos del Norte y Sur de Motagua (Martens *et al.*, 2012). Estos complejos tienen registro de eventos de subducción, colisión y exhumación de corteza oceánica y continental que hasta el día de hoy permanecen poco estudiados.

*Figura 5. Zona de Sutura de Guatemala. La Zona de Sutura de Guatemala esta delimitada al norte por la Falla de Polochic (PFZ) y al Sur por la Falla de Motagua (MFZ), y contiene al Complejo Chuacús que se encuentra limitado al norte por la Zona de Cizalla de Baja Verapaz (BVFZ) y al sur por los mélanges serpentiniticos al norte y sur de la Falla de Motagua . Modificado de Tsujimori *et al.*, (2006).*

Mélanges serpentiniticos del norte y sur de Motagua

El mélange serpentinitico del Norte de Motagua, como su nombre lo indica, esta ubicado al norte de la falla de Motagua (Figura 5) y esta compuesto por una matriz metaserpentinitica y metasedimentaria la cual incluye bloques con metamorfismo de alta presión como: eclogitas anfibolitizadas y jadeititas (Harlow *et al.*, 2004). Mientras que, el mélange del Sur de Motagua se compone de bloques de jadeititas, eclogitas de lawsonita y esquistos azules de granate y lawsonita en una matriz esquistosa de antigorita (Harlow *et al.*, 2004; Marroni *et al.*, 2009).

Las principales diferencias entre ambos mélanges son que, salvo la presencia de jadeititas las cuales son rocas de extrema rareza, presentan diferentes suites de rocas con evidencias de metamorfismo de alta presión. Fechamientos por el sistema Sm-Nd han revelado que para ambos mélanges la edad de inicio del metamorfismo es la misma, de 140-125 Ma, mientras que las edades de ~70 Ma del mélange norte son referidas a un evento de colisión posterior al metamorfismo eclogítico (Brueckner *et al.*, 2009).

En cuanto a las condiciones del metamorfismo en el mélange del sur de Motagua se han calculado condiciones de inicio del metamorfismo con temperaturas de 300 °C y presiones de 11 kbar y del término del mismo a 480 °C y 26 kbar (Tsujimori *et al.*, 2006), mientras que Endo *et al.*, (2012) estiman condiciones del

pico metamórfico de 520 °C y 25 kbar. Por otra parte al norte de la falla de Motagua se han calculado condiciones del metamorfismo de 600-650 °C y 20-23 kbar (Marroni *et al.*, 2009).

Para ambas secuencias se ha planteado un modelo tectónico en el que los protolitos de estos mélanges se interpretan como el piso oceánico del proto-Caribe compuesto de rocas ultra-máficas, basaltos, plagiogranitos y una cubierta de sedimentos pelíticos, los cuales fueron subducidos bajo el arco de las Antillas durante el Cretácico, propiciando una paragénesis de facies de eclogita. Posteriormente estos fueron exhumados a través canal del subducción hasta el prisma de acreción, donde se desarrolló la paragénesis de facies de esquisto azul (Brueckner *et al.*, 2009) .

Complejo Chuacús

El Complejo Chuacús es un terreno poli-metamórfico conformado principalmente por gneisses máficos y félsicos, anfibolitas, mármoles, meta sedimentos pelíticos y cuarzo-feldespáticos intercalados entre sí (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004; Solari *et al.*, 2011), el cual comprende la Sierra de Chuacús, la Sierra de Las Minas y la Sierra del Mico, formando una serranía que se extiende de este a oeste por el centro Guatemala (Martens *et al.*, 2012). Esta zona está limitada al norte por la zona de cizalla de Baja Verapaz y al sur por la falla de Motagua y representa el límite actual entre las placas de Norteamérica y el Caribe (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007).

El termino de Complejo Chuacús fue acuñado por Ortega-Gutiérrez *et al.*, (2004) quienes lo reconocieron por primera vez como un terreno metamórfico en facies de eclogita, compuesto por eclogitas, meta-pelitas, gneisses cuarzo-feldespáticos, mármoles con evidencias de fusión parcial y una importante retrogresión a facies de anfibolita (Martens *et al.*, 2012); además de presentar evidencias texturales de metamorfismo cercano al campo de ultra-alta presión (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004).

La secuencia meta-sedimentaria está compuesta por esquistos de mica blanca con porfidoblastos de granate y cianita con biotita, estauroлита, cloritoide, rutilo, zoisita y cuarzo. A su vez estas rocas están intercaladas con mármoles con cuarzo, zoisita, rutilo, mica blanca, clinocloro, pargasita y tremolita (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004). Las condiciones del metamorfismo de esta secuencia ha sido caracterizadas por Maldonado *et al.*, (2016) acotándolas entre 19-21 kbar y 590-620 °C. En cuanto a la temporalidad de la misma se ha propuesto una edad de metamorfismo de ~74 Ma, con la presencia de zircones heredados de edad grenvilliana (Martens *et al.*, 2012, Ratschbacher *et al.*, 2009).

La unidad metaígneá del Complejo Chuacús se compone de una secuencia de gneisses graníticos con diferentes grados de deformación intercalada con lentes y diques en facies de eclogita a anfibolita. Las eclogitas están representadas por una asociación de onfacita, granate, rutilo, muscovita fengítica y zoisita; con composiciones toleíticas que las refieren a basaltos de fondo oceánico. Las condiciones del metamorfismo han sido acotadas entre 18-23 kbar y 700-770 °C (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004); con una edad de metamorfismo de ~75 Ma y de ~227 Ma para el protolito (Martens *et al.*, 2012).

Los ortogneisses félsicos (de composición diorítica a granítica) consisten en una asociación de cuarzo, feldespato-K, albita, mica blanca, biotita y epidota con cantidades menores de granate, titanita, y rutilo, y

composiciones calci-alcalinas con firmas típicas de magmatismo de arco (Solari *et al.*, 2011). Presentan edades de cristalización del protolito de ~223 Ma y de metamorfismo de ~73 Ma (Martens *et al.*, 2012), la edad Triásica ha sido reportada en otras rocas meta-ígneas de carácter granítico (Solari *et al.*, 2011; Ratschbacher *et al.*, 2009) e interpretada como la edad de cristalización del protolito. Sin embargo otros grupos de edad están presentes en las rocas meta-graníticas: edades ordovícicas (460-440 Ma) interpretadas algunas como de cristalización y de metamorfismo, y edades grenvillianas en zircones heredados (Solari *et al.*, 2011; Ratschbacher *et al.*, 2009). Asimismo, se han observado pegmatitas de edad cretácica asociadas a la exhumación de este complejo (Solari *et al.*, 2011).

Con base en lo anterior, Solari *et al.*, (2011) sugieren que la evolución del Complejo Chuacús comenzó durante el Paleozoico temprano durante la formación de Pangea, como una cuenca marginal en el océano Rheico, la cual evolucionó hacia el Ordovícico Medio a Tardío en un margen activo. Posteriormente durante el Pérmico-Triásico un evento de subducción generó la mayoría de los protolitos de las eclogitas y gneisses graníticos. Finalmente, durante el Cretácico Tardío este margen subdujo bajo el arco de las Antillas Mayores registrando un metamorfismo en facies de eclogita, mientras que su exhumación ocurrió inmediatamente después del pico metamórfico (Martens *et al.*, 2012), ésto pudo haber causado fusión parcial por descompresión y magmatismo. En resumen los eventos registrados en el Complejo Chuacús son los siguientes:

- Magmatismo Ordovícico
- Magmatismo y metamorfismo Triásico
- Magmatismo y metamorfismo del Cretácico Tardío

Sin embargo, entre algunas de las cuestiones que no queda clara es la naturaleza del basamento sobre el cual se debieron emplazar los eventos magmáticos ya mencionados, el cual hasta el momento no ha sido documentado.

A pesar de la gran cantidad de datos geocronológicos reportados en las rocas metagraníticas, desde el punto de vista petrológico han sido poco estudiadas y el origen y significado tectónico del magmatismo registrado en sus rocas permanece poco entendido, en particular la relación de este magmatismo con el que se ha documentado en otras zonas de México y Centroamérica (Solari *et al.*, 2011). De acuerdo a lo anterior se plantean los siguientes objetivos específicos a desarrollarse en este trabajo: (1) identificación y descripción de las principales variaciones de los granitoides presentes en la Sierra de Chuacús, así como sus relaciones de campo con otras litologías. (2) Realizar un examen petrográfico de los granitoides verificando si estos presentan evidencias del metamorfismo eclogítico reportado en el resto de litologías, así como acotar las condiciones físicas (P-T) de dicho evento termal.

Asimismo, se pretende (3) definir la naturaleza de los protolitos y constreñir su ambiente tectónico de formación, y (4) realizar inferencias sobre las posibles edades de los protolitos y del metamorfismo. Finalmente, se pretende (5) integrar los datos geoquímicos, geocronológicos y petrológicos para entender la evolución de esos granitoides, así como su probable correlación con rocas graníticas de otras regiones.

Capítulo 4. Metodología

En este apartado se describe la metodología y las técnicas analíticas utilizadas para cumplir los objetivos propuestos en el capítulo anterior. A grandes rasgos se presenta el diagrama de trabajo en la Figura 6, y se señalan los análisis realizados a cada muestra en la Tabla 2.

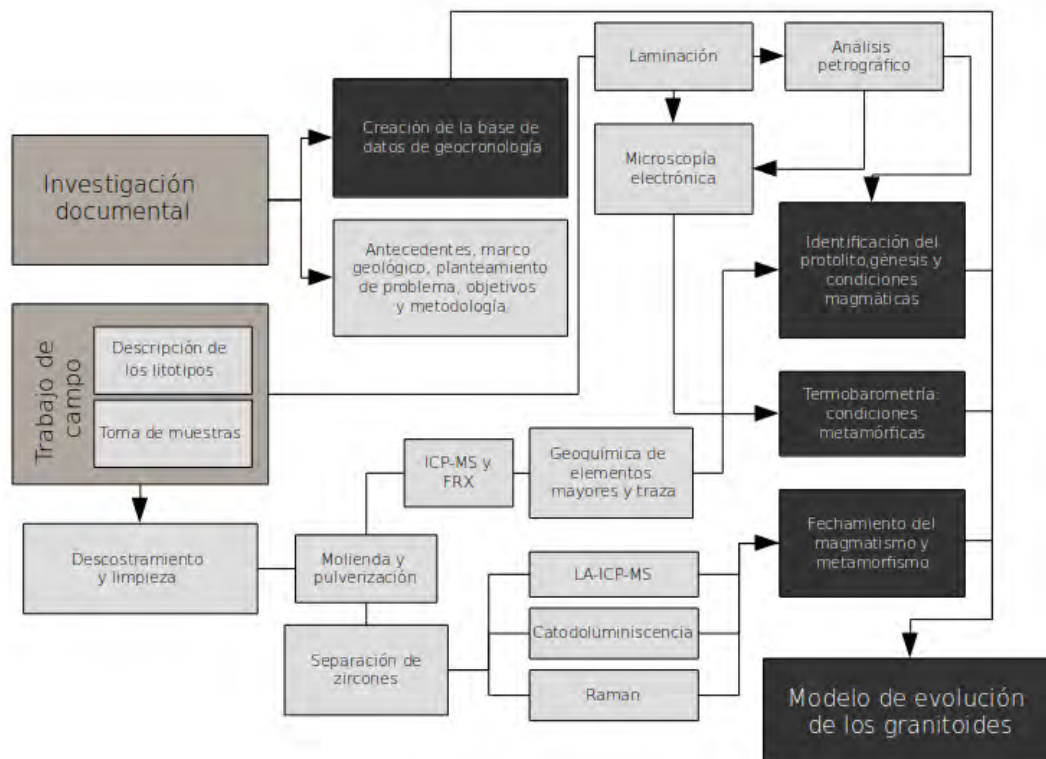


Figura 6. Resumen de la metodología del trabajo de tesis.

Investigación bibliográfica

Además de la investigación documental desarrollada para este trabajo se compiló una base de datos geocronológicos del sur de México y Centroamérica usando un sistema de información geográfica (QGIS). Se obtuvieron los siguientes datos: clave, localización, tipo de roca, edad, método de fechamiento, interpretación y autores. Con estos datos se crearon mapas sobre los cuales insertar los resultados geocronológicos en un contexto regional.

Trabajo de campo y colecta de muestras

Se realizó una jornada de doce días de trabajo de campo donde se realizó la identificación a nivel afloramiento de las principales litologías que afloran en el área de estudio. En ésta se realizó una descripción integral de los principales cuerpos metagraníticos incluyendo características como relaciones de contacto con otras litologías, variaciones estructurales e identificación de estructuras de fusión parcial. Se muestrearon diferentes metagranitos priorizando la representatividad de sus variaciones estructurales, en diversos puntos del terreno metamórfico.

Procesamiento de las muestras

Cada una de las muestras colectadas en campo fue laminada obteniendo un total de 35 secciones delgadas para el análisis petrográfico, después de este examen tres muestras fueron seleccionadas para análisis de microscopía electrónica de barrido (MEB) por lo que se pulieron y recubrieron con grafito. Los procedimientos fueron realizados en el Taller de Laminación y el Laboratorio de Separación de Minerales del Instituto de Geología, respectivamente.

A continuación se describe el proceso realizado para la preparación de las muestras destinadas a análisis geoquímicos y geocronológicos. El primer paso consistió en un descostramiento de las muestras de roca con el propósito de eliminar las partes más intemperizadas, el cual se realizó en el Taller de Laminación del Instituto de Geología de la UNAM. Las rocas descostradas se molieron con una prensa hidráulica hasta obtener una fracción molida con tamaños menores a un centímetro de grosor, en el Taller de Molienda del Instituto de Geología de la UNAM. Una fracción del triturado se hizo pasar por un tamiz de 1 mm de grosor, el cual fue destinado para la separación de minerales.

El proceso de pulverizado se llevó a cabo en el Laboratorio de separación de minerales del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM, en un mortero de anillos de acero endurecido. La muestra fue previamente cuarteada y pulverizada en dos alícuotas: la primer parte se utilizó para auto-contaminar el equipo y así evitar contaminación provocada por restos de otras muestras, este pulverizado fue desechado. El segundo pulverizado fue destinado para análisis de geoquímicos de elementos mayores y traza.

El material de tamaño menor a 1mm obtenido durante el proceso de molienda se pasó por una columna de tamizado hasta obtener una fracción menor a 2ϕ , este material fue sometido a un proceso de decantación con agua corriente para eliminar todo el material de tamaño arcilla y minerales ligeros. De esta manera se obtuvo la fracción pesada de la muestra, la cual se sometió a una técnica manual de bateo en una cápsula de porcelana para concentrar los minerales pesados. De este concentrado se separaron 100 cristales de zircón, por muestra, de forma manual con un microscopio estereoscópico de luz polarizada transmitida. Este procedimiento se llevó a cabo en el Laboratorio de separación de minerales del LUGIS.

Los cristales seleccionados se montaron en el Taller de separación de minerales del Instituto de Geología, UNAM. La montura consiste en hacer una briqueta de 2.5 cm de diámetro de resina epóxica con los zircons de la muestra en superficie, la cual después se pulió hasta dejar descubiertos los cristales aproximadamente a la mitad de su espesor.

Procedimientos analíticos

Petrografía

La descripción de las muestras a nivel microscópico y la identificación de las paragénesis presentes en las muestras fue realizada en el Laboratorio de Microscopios "Francisco J. Fabregat" del Instituto de Geología, UNAM con un microscopio petrográfico OLYMPUS modelo BX60. Las fotomicrografías de texturas

de interés fueron tomadas con una cámara Canon™ acoplada a un microscopio petrográfico OLYMPUS del LUGIS.

Una caracterización con mayor resolución de texturas de interés petrológico se realizó por medio de imágenes de electrones retrodispersados en el Laboratorio de Microscopia Electrónica y Microanálisis del Instituto de Geología, UNAM con microscopio electrónico de barrido marca Zeiss modelo EVA MA10.

Posteriormente los análisis de química mineral se realizaron en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), UNAM. Se utilizó una microsonda electrónica de barrido (EPMA) marca JEOL JXA-8900R en el que se realizaron análisis composicionales de granates, feldspatos, micas y epidotas, con los cuales se estimaron las condiciones P-T de formación de estas fases.

Geoquímica

Los análisis de elementos mayores se realizaron en el Laboratorio de Fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología de la UNAM, con un espectrómetro secuencial de rayos X *Rigaku Primus II*. Se determinó la concentración de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O y P₂O₅ y de algunos elementos traza como Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb. La pérdida por calcinación se obtuvo por $PXC \% = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) \times 100$.

Los análisis de elementos traza se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM, con un espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS) iCAP Qc. En él se determinaron las concentraciones de: Li, Be, B, P, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Tb, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Th y U.

Geocronología

Se realizaron dos análisis de catodoluminiscencia para los zircones, el primero se llevó a cabo en el Laboratorio de Fluidos Corticales del Centro de Geociencias, UNAM con una catodoluminiscencia acoplada a un microscopio Olympus SZX12. Las imágenes fueron utilizadas para seleccionar las zonas donde realizar los fechamientos U-Pb. Posteriormente se tomaron imágenes de catodoluminiscencia de alta resolución para hacer una descripción integral de la morfología interna de los zircones. El análisis se realizó en el Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido y Microanálisis de la Universidad Autónoma de Guerrero (UAGro), con una catodoluminiscencia a color de GATAN ChromaCL2 System, acoplada a un microscopio electrónico de barrido JEOL IT-300LV. Las imágenes se realizaron con aumentos de 160x a 180x y un voltaje de 15kV.

La identificación de las inclusiones minerales dentro de los zircones se realizó con un microscopio RAMAN DXR ThermoScientific con un láser de 532 nm, los espectros de dispersión Raman se obtuvieron con un aumento de 50x, utilizando una rejilla de 90 ln/mm, una apertura de 50 μm y una potencia de 2 a 8 mV; este equipo pertenece al Laboratorio de Materiales Avanzados del Instituto de Física de la UNAM. Los espectros fueron procesados en el software Origin Pro™, y la identificación se realizó con el software CrystalSleuth y la base de datos de RRUFF™ Project.

Los datos isotópicos de U-Pb se obtuvieron en Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM con un sistema de LA-ICPMS siguiendo la metodología de Solari *et al.*, (2010). El equipo consiste en, un sistema de ablación láser de 93 nm modelo Resolution M-50 que perfora un sector del cristal de 23µm de diámetro y 15 µm de profundidad, el material es volatilizado por el láser y es conducido a un espectrómetro de masas de plasma acoplado por inducción con analizador cuadrupolar (Q-ICPMS) Thermo iCAP Qc en el que se determinan las relaciones isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y concentraciones de los siguientes elementos traza: P, Ti, Y, Nb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Hf, Pb, Th y U.

Muestra	X	Y	Petrografía	SEM	EPMA	Elementos mayores	Elementos traza	Fecha muestreo U-Pb	Elementos traza en circones	Catodoluminiscencia	Espectroscopia Raman
CH1	773457	1671759	x								
CH2	773457	1671759	x	x	x						
CH8	747343	1655059	x			x					
CH10	751796	1657457	x								
CH10b	751796	1657457	x	x	x	x	x	x	x	x	
CH20	764406	1655182	x	x	x	x	x	x	x	x	
CH21	764406	1655182	x								
CH28	769321	1664886	x			x					
CH33	773283	1666128	x								
CH33b	773283	1666128	x								
CH44	771116	1657177	x								
CH46	771029	1657064	x								
CH49	770940	1656931	x			x	x				
CH52	770551	1656561	x								
CH54	770839	1656897	x								
CH55	768541	1654328	x			x	x	x	x	x	x
CH57	766211	1664504	x			x					
CH69b	777707	1656772	x								
CH69c	777707	1656772	x								
CH73	772855	1664651	x			x	x	x	x	x	x
CH74	752100	1667216	x	x	x	x	x	x	x	x	x
CH77	764143	1657858	x								
CH78	764138	1655602	x								

Tabla 2. Resumen de los análisis realizados a los granitoides muestreados.

Capítulo 5. Geología local

Las unidades litológicas de la zona de estudio se han agrupado en dos de acuerdo a la naturaleza de su protolito: metaígneas y metasedimentaria. La extensión de ambas se observa en la cartografía más reciente de este complejo metamórfico (Maldonado *et al.*, 2017) donde se muestra la ubicación de los puntos de muestreo y datos estructurales (Figura 9).

Unidad metasedimentaria

Esta unidad se compone de esquistos de cuarzo, plagioclasa, muscovita, paragonita, granate, cianita y estauroлита; con niveles más ricos en cianita y/o granate lo que demuestra la heterogeneidad composicional del protolito. Esta secuencia pelítica está intercalada concordantemente con mármoles de grano fino (Maldonado *et al.*, 2016). Esta unidad se encuentra intercalada concordantemente con la foliación de la unidad metaígneas (Figura 7 A-C). Finalmente, ésta unidad no presenta evidencias de fusión parcial.

Unidad metaígneas

Consiste en cuerpos masivos foliados y plegados (Figura 7E) con un rumbo en dirección noroeste-sureste, en promedio 225° (dirección azimutal), con inclinación variable hacia el suroeste en el sur del complejo y hacia el norte en dirección noreste. Internamente esta unidad presenta una importante variación litológica de acuerdo a su composición (básica y ácida), que se ve reflejada en una secuencia donde predominan los cuerpos graníticos con intercalaciones menores de anfíbolita, eclogita y piroxenita.

La extensión y distribución de los cuerpos metagraníticos no fue completamente reconocida, sin embargo, se estima que estos cuerpos son los más voluminosos debido a su amplia exposición en caminos y barrancas. Subordinados a ellos, se encuentran los cuerpos básicos cuya extensión menor no es cartografiable y, se encuentran como estructuras concordantes y discordantes a la foliación gneissica de los metagranitos (Figura 7F-J).

Los metagranitoides presentan una notable heterogeneidad estructural dada por el desarrollo y la intensidad de la foliación en escala de afloramiento. La estructura de esta sub-unidad varía de una forma transicional desde un aspecto no deformado, texturalmente fanérita e inequigranular (Figura 8A), la cual parece ser relicta del protolito; hasta fábricas proto-miloníticas a ultra-miloníticas con el desarrollo de porfídoblastos de feldespato potásico, lo que les otorga un aspecto de augengneiss (Figura 8). El muestreo se enfocó en dicha variedad estructural agrupándolas de acuerdo a la intensidad de la foliación: metagranitos no deformados, metagranitoides foliados, ortogneisses graníticos y cuerpos discordantes como aplitas y pegmatitas.

Los granitoides no deformados entre El Chol y Granados (Figura 8B-C) poseen una estructura no deformada inequigranular con fenocristales de feldespato que varían hasta una estructura de tipo porfírica megacrística, que en algunos casos asemeja a una textura de tipo Rapakivi. En éstos se encuentran encajonados lentes de anfíbolita de extensión métrica de forma redondeada (Figura 7G-H), cuyo contacto

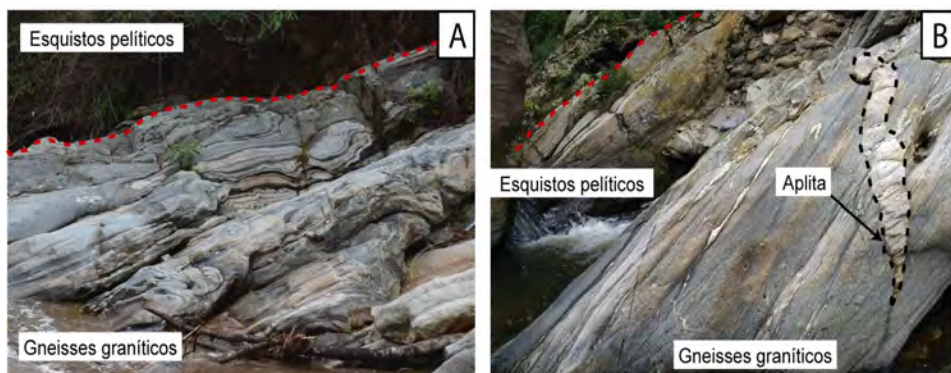
con el granito es de textura pegmatítica consistente en cuarzo, plagioclasa, mica blanca y negra. El aumento en el tamaño de grano alrededor de la anfibolita corresponde a una relación de intrusión relicta por parte del protolito hacia el granitoide, probablemente previo al metamorfismo y deformación. Este metagranito se extiende hasta la zona de Agua Caliente donde mantiene un contacto concordante con las meta-eclogitas (Figura 7F), sin evidencias de intrusión ni un cambio estructural en la zona del contacto.

En los alrededores de Rabinal (Figura 8F-G), los metagranitoides foliados presentan una fábrica protomilonítica compuesta de porfidoblastos de feldespato potásico rodeados de bandas centimétricas de mica blanca, mica negra y cuarzo. Intercalados concordantemente hay lentes de anfibolita, en algunos casos abudados, sin algún cambio estructural alrededor estos (Figura 7I); rasgo que de presentarse pudo desvanecerse durante el metamorfismo y deformación.

Por otra parte, los gneisses graníticos presentan una importante reducción en el tamaño de grano, respecto al litotipo anterior, con estructura bandeada equigranular de escala centimétrica a milimétrica cuyos planos de foliación se encuentran constantemente plegados (Figura 7E). En esta sub-unidad, además de observar anfibolitas concordantes, se presenta una relación de intrusión por parte de una hornblendita hacia un ortogneiss granítico que corta a la foliación (Figura 7J), relación que es probablemente posterior a la deformación y metamorfismo.

Independientemente de su variación estructural, la mineralogía de cada sub-unidad es la misma en una proporción que corresponde a una composición granítica a diorítica, con bandas ricas en mica blanca y negra que definen los planos de foliación gnéissica. Por otro lado, se observan evidencias de bajo grado de fusión parcial como acumulaciones centimétricas de neosoma leucocrático de grano medio a grueso compuesto principalmente de cuarzo, plagioclasa, granate y ocasionalmente con anfíbol y feldespato potásico. Estos neosomas se presentan en forma de *pods* o cuerpos deltas, como lentes concordantes a la foliación frecuentemente abudados y diques con pliegues ptigmáticos que evidencian un evento de deformación sin-anatética (Figura 7D).

Las aplitas y pegmatitas son cuerpos tabulares intrusivos de composición granítica de tamaño de grano fino y grueso, respectivamente. Se encuentran cortando a algunas de las rocas del Complejos Chuacús como metagranitos, esquistos pelíticos, anfibolitas y eclogitas.



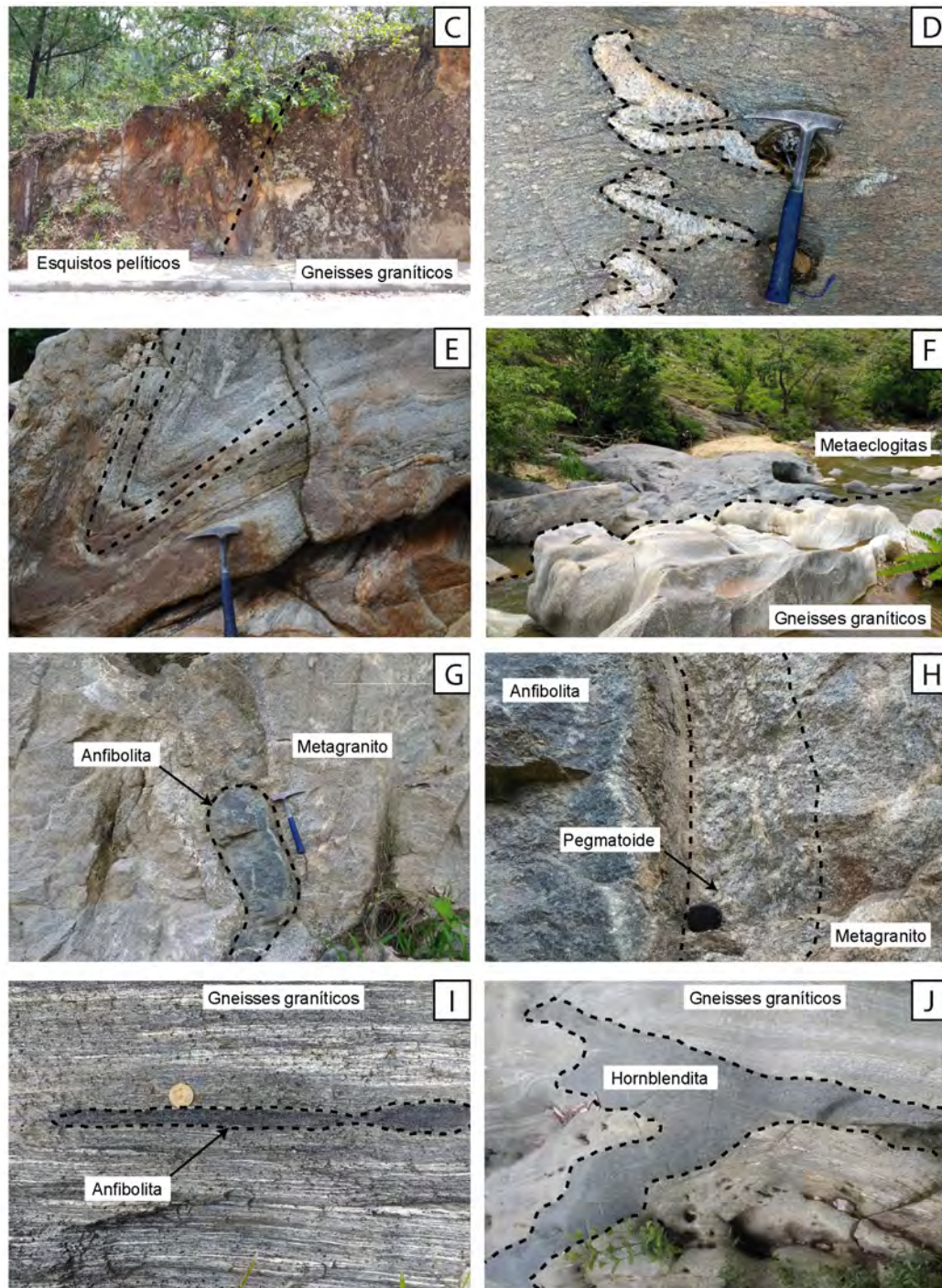


Figura 7. Fotografías a escala de afloramiento que muestran relaciones de campo representativas de la unidad metaígneá. A, B, D. Contactos litológicos concordantes entre la unidad metaígneá y metasedimentaria. C. Ortogneiss granítico con pliegue isoclinal. B, D. Diques apíticos discordantes con plegamiento sin-anatético. F. Contacto concordante entre los gneisses graníticos y las metaeclogitas. G. Dique de anfibolita en un metagranito no deformado. H. Acercamiento del contacto de la fotografía anterior donde se observa la textura pegmatítica. I. Lente de anfibolita abudinado concordante a la foliación gneissica. J. Dique de hornblendita que corta a los gneisses graníticos.

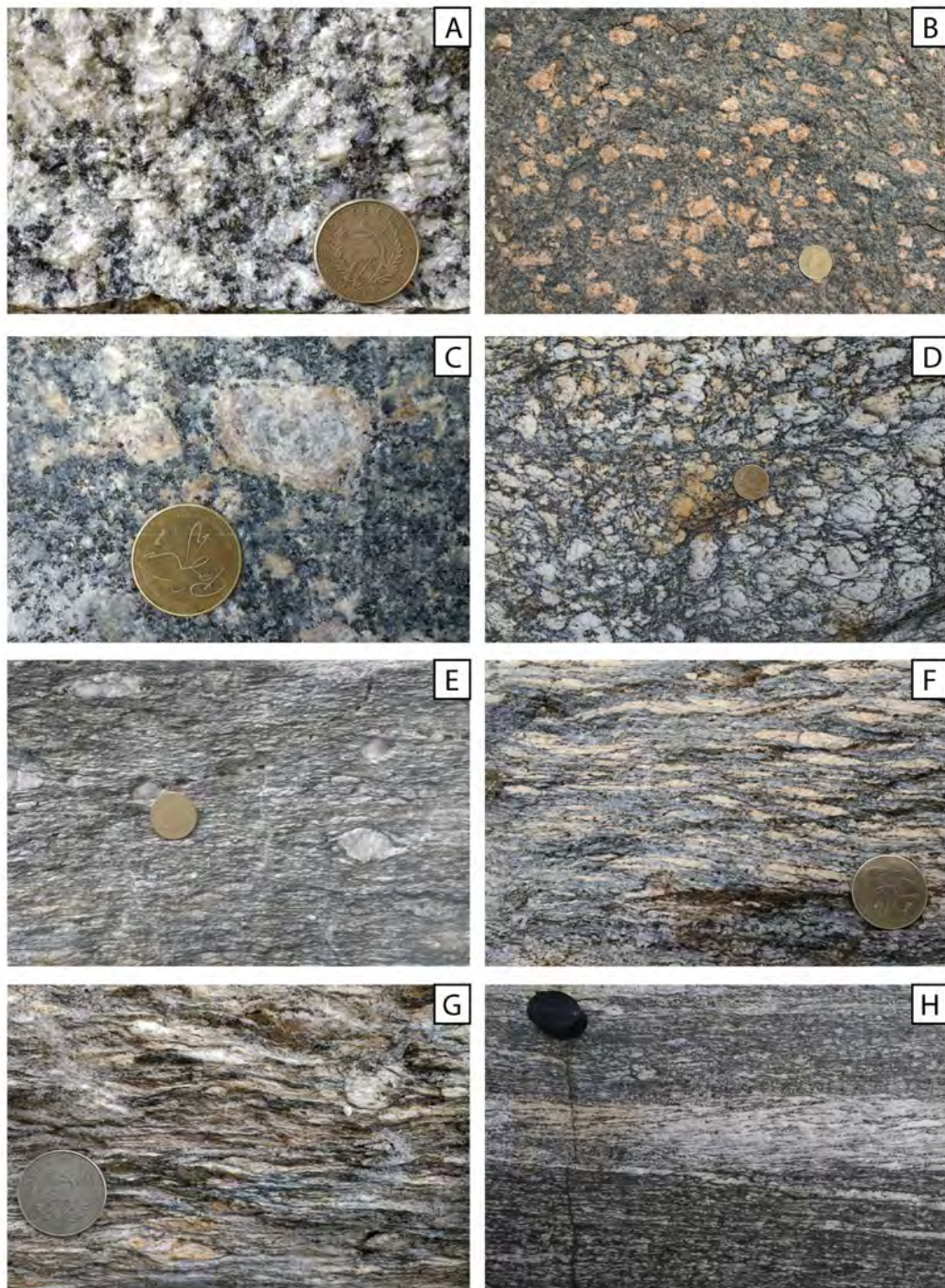
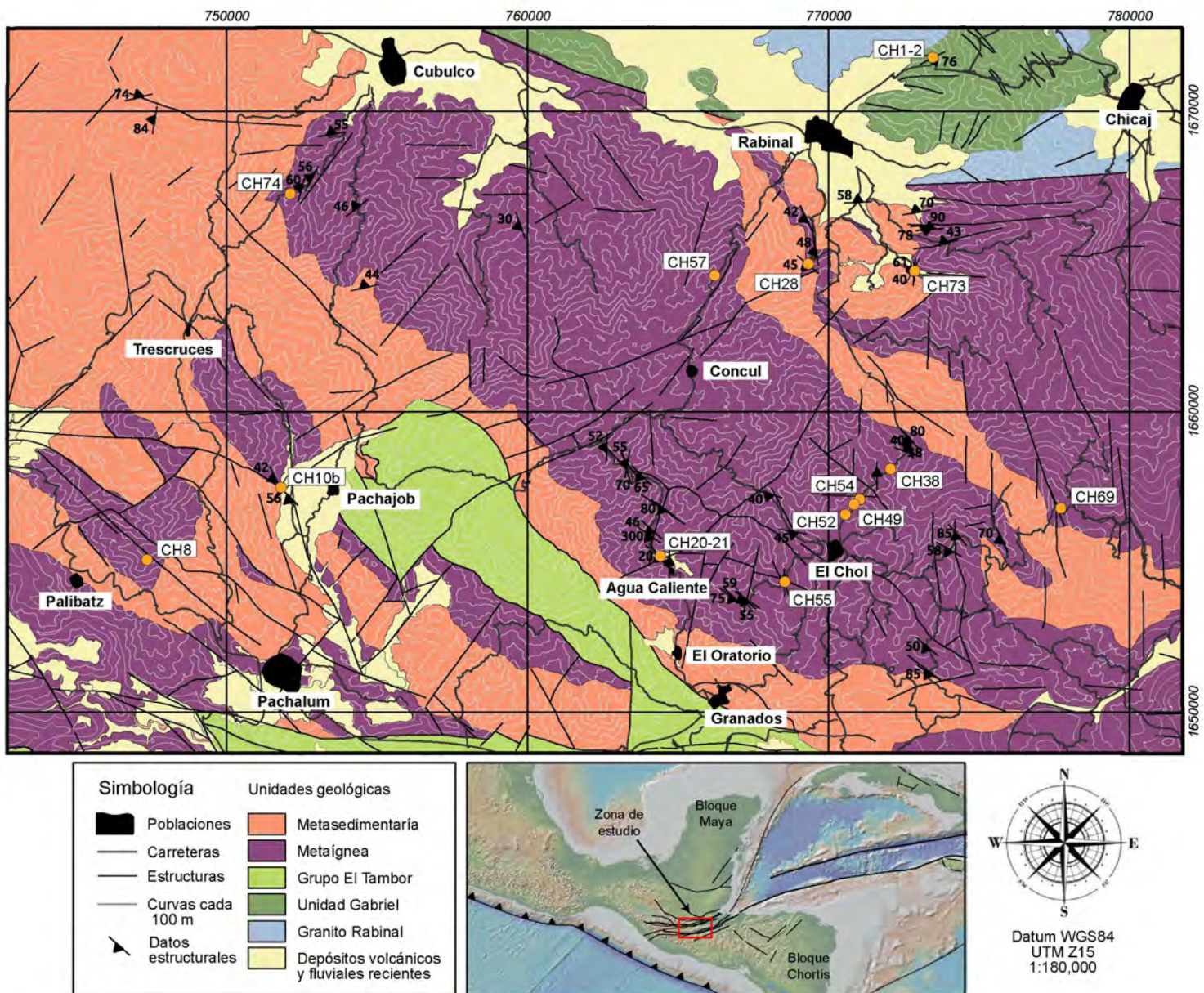


Figura 8. Variedad estructural de los metagranitos. A.-C. Textura granoblástica inequigranular relicta del protolito. D. Estructura metagranítica levemente deformada. E-F. Metagranito con textura de augengneiss (protomilonítica). G-H. Ortogneisses graníticos con foliación milonítica.

Figura 9. Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Maldonado et al., 2017 y referencias ahí citadas.



Capítulo 6. Petrología

Petrografía

La descripción petrográfica consistió en presentar a detalle las asociaciones minerales y texturas representativas de los miembros estructurales de aspecto granítico ya mencionados en la descripción macroscópica, siguiendo la misma secuencia de dicho apartado. La Tabla 3 presenta una síntesis de las observaciones petrográficas realizadas, usando las abreviaciones de los minerales propuestas por Whitney y Evans (2010): **qz**=cuarzo, **pl**=plagioclasa, **kfs**=feldespato potásico, **wm**=mica blanca, **bt**=biotita, **phe**=fengita, **zo**=zoisita, **czo**=clinozoisita, **ep**=epidota, **all**=allanita **rt**=rutilo, **ttn**=titanita, **ilm**=ilmenita, **anf**=anfíbol, **chl**=clorita, **ap**=apatito, **tur**=turmalina, **zrn**=zircón, **grt**=granate.

Litotipo	Muestra																		
	GF	O	A-P	O	O	M	A-P	O	GF	M	O	A-P	A-P	M	M	O	O	O	M
Mineral/ Muestra	CH1	CH2	CH8	CH10	C10b	CH20	CH21	CH28	CH33- 33b	CH38	CH49	CH52	CH54	CH55	CH57	CH69b	CH69c	CH73	CH74
Qz	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Plg	x		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Or	x		x		x		x				x	x	x			x			
Mcr		x	x	x		x		x	x	x	x			x	x		x	x	x
All						x		x						x				x	
Ap	x					x		x		x									x
Zr	x		x	x	x	x		x		x	x	x		x	x	x		x	x
Tur	x			x	x									x					x
Wm	x	x	x	x			x	x	x	x		x	x	x		x			
Bt					x			x	x		x		x	x	x	x	x	x	x
Ilm		x																x	x
Ep	x	x		x	x	x	x	x							x				
Zo									x			x					x		x
Czo									x		x	x	x	x		x	x	x	
Rt	x					x				x	x			x					x
Phe					x	x											x	x	x
Grt					x	x	x				x			x	x	x			x
Hrn								x			x				x	x	x		
Cal																x			
Anf		x				x								x					
Chl					x														
Ttn		x				x		x	x	x				x	x	x	x	x	x

Tabla 3. Resumen de la mineralogía de las muestras analizadas. Se presenta la mineralogía de cada una de las muestras analizadas. También se muestra el litotipo al cual pertenecen las muestras: **M**=Metagranitos no deformados, **O**=ortogneiss graníticos, **A-P**=aplita-pegmatita, **GF**=metagranitoides foliados.

Metagranitoides no deformados

Esta variedad estructural se caracteriza por presentar una textura fanerítica inequigranular de grano grueso a medio, con una asociación mineral consistente en qz, pl, kfs, wm, bt, zo-czo, ttn, grt, ±rt, ±anf, ±ap, ±ep, ±tur, ±zrn.

La textura que predomina en este litotipo es generalmente de tipo granoblástica compuesta por cristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa en contacto mutuo con diversos grados de recristalización. Los cristales de plagioclasa y feldespato son de tamaño centimétrico a milimétrico y mantienen formas redondeadas, delimitadas por cristales de cuarzo compuestos por subgranos (Figura 10C). La plagioclasa presenta maclado de crecimiento de tipo polisintético, que sugiere una composición de Ab₇₅An₂₅ obtenida mediante el

método de Michel-Lévy.

Por otra parte el feldespato y plagioclasa presentan una textura poikilítica con inclusiones de mica blanca y clinozoisita tabulares orientadas de acuerdo al crucero de estos, y en ocasiones con la clinozoisita en agregados radiales de aspecto fibroso en los núcleos de algunos cristales de plagioclasa (Figura 10 A-B). Estos agregados de clinozoisita, plagioclasa y mica blanca de forma tabular pueden corresponder a pseudomorfos después de plagioclasa magmática o alguna otra fase relictas.

La mica blanca presenta formas euhedrales de hábito tabular, compartiendo bordes con cristales de biotita y en ocasiones con coronas de la misma (Figura 10F). La mica blanca presenta un ángulo $2V$ bajo lo que sugiere una composición fengítica. Por otra parte se observan aglomerados de biotita, entre el mosaico cuarzo-feldespático, con cristales de granate y mica blanca entre los intersticios de ésta (Figura 10D), lo cual parece indicar que ambas fases se formaron a partir de la biotita. Sobre los agregados de mica negra se encuentran cristales de epidota subhedrales con bordes engolfados (Figura 10I).

El granate se presenta como una fase menor en la matriz cuarzo-feldespático como cristales individuales y como agregados de dos o más cristales compartiendo bordes, los cristales se encuentran severamente fracturados y con múltiples inclusiones de cuarzo y rutilo (Figura 10E). Otra fase menor presente son cristales de titanita euhedral con inclusiones de rutilo y zircón (Figura 10F). Por otra parte, el rutilo se presenta como granos amoeboidales, con reemplazamiento de ilmenita, y coronas de titanita anhedral (Figura 10G), rodeados a su vez por cristales de granate subhedrales; esta textura se interpreta como una reacción entre el granate y el rutilo para formar titanita.

El apatito es escaso y se encuentra como inclusiones en feldespato y plagioclasa, con formas redondeadas con coronas de zoisita-clinozoisita (Figura 10H). Igualmente entre el feldespato se presentan anfíboles de color azul, con pleocrosismo pardo, subhedrales con bordes engolfados (Figura 10J), el color azulado sugiere una composición rica en Na y Ca por lo que es probable que se trate de un anfíbol del grupo del glaucofano.

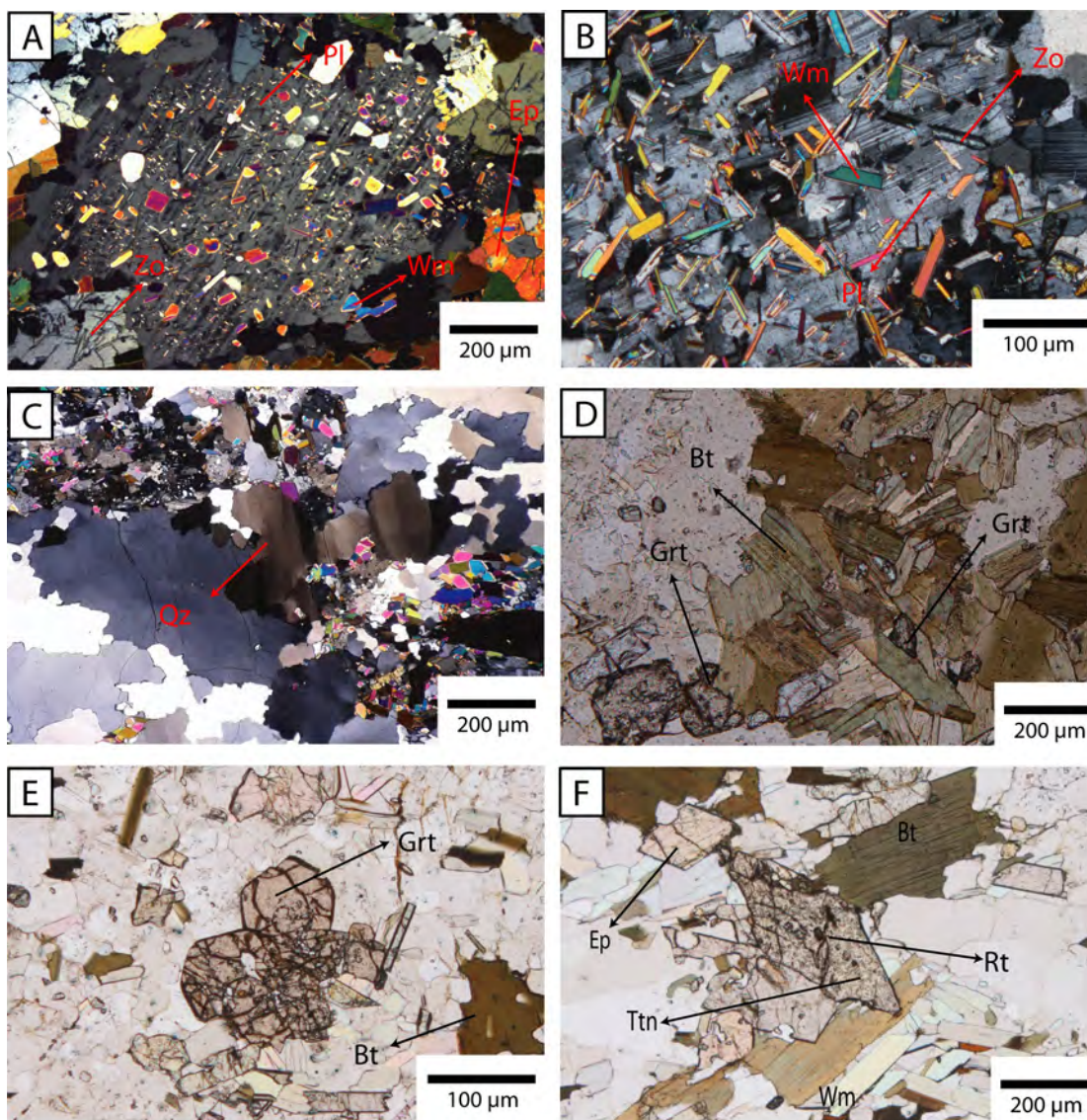
Granitoides foliados

Este litotipo se caracteriza por una textura proto-milonítica con una importante disminución en el tamaño de grano y el desarrollo de porfidoclastos de feldespato, desarrollando una estructura foliada de tipo augen (Figura 11 A, B, D, G). La mineralogía se caracteriza por una asociación de qz, pl, fs, wm, \pm bt, \pm zo, \pm ep, \pm ttn, \pm rt, \pm zrn.

Estas muestras están conformadas por un mosaico de cuarzo, plagioclasa equigranular con formas anhedrales y bordes de recristalización, los cristales de feldespato poseen un tamaño mayor de escala centimétrica alrededor de los cuales se desarrolla la foliación nemato-lepidoblástica conformada principalmente por mica blanca, mica negra y clinozoisita (Figura 11 B-D). Los cristales de cuarzo presentan subgranos y extinción ondulante evidenciando un régimen de deformación dinamo-térmica, mientras que la plagioclasa posee maclado polisintético y bordes recristalizados.

La foliación está dominada por cristales de mica blanca fengítica de hábito tabular subordinados a ésta se presentan cristales de biotita de mayor tamaño que la mica blanca y están orientados en la misma dirección que la foliación, sin embargo, no guardan una relación textural con ésta (Figura 11D). Por otra parte, la biotita presenta bordes engolfados que sugieren la descomposición de esos cristales.

La clinozoisita se encuentra en hábitos prismáticos orientada en dirección a la foliación y bordeando cristales de feldespato (Figura 11H), asimismo, se encuentra como cristales de menor tamaño dentro de feldespato y plagioclasa (Figura 11F). Como fases menores se encuentran titanita y epidota, la primera como agregados de dos o más cristales, dentro del dominio lepidoblástico y en el centro de estos agregados hay cristales de rutilo (Figura 11E).



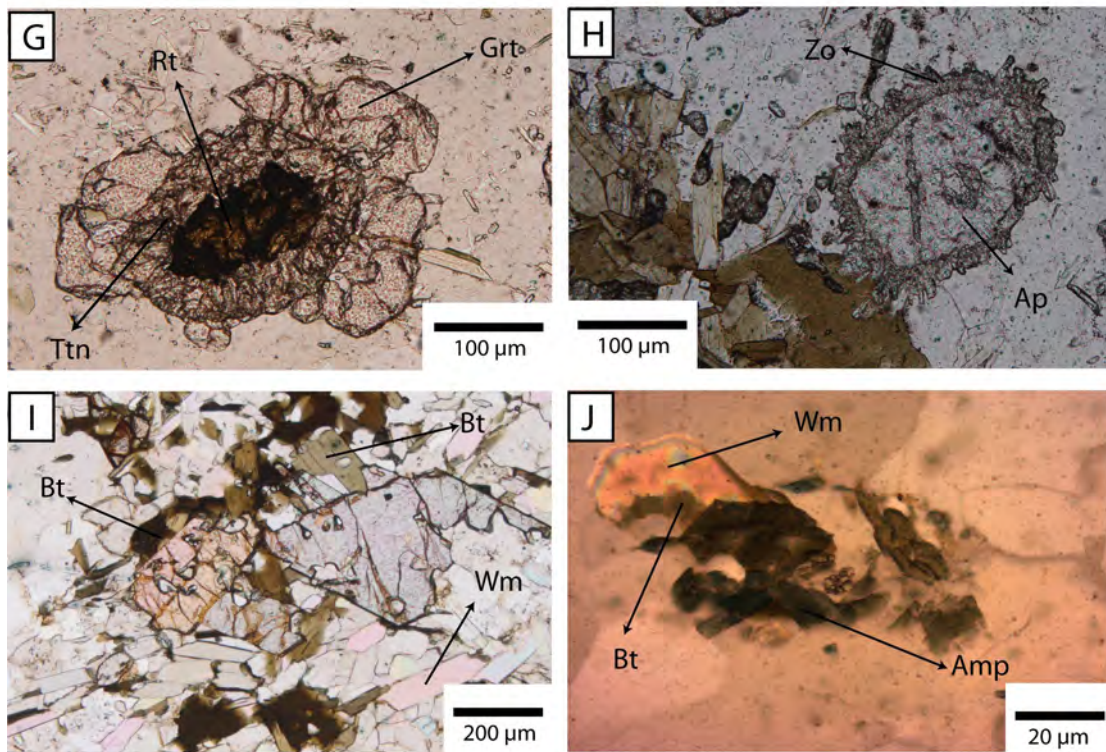
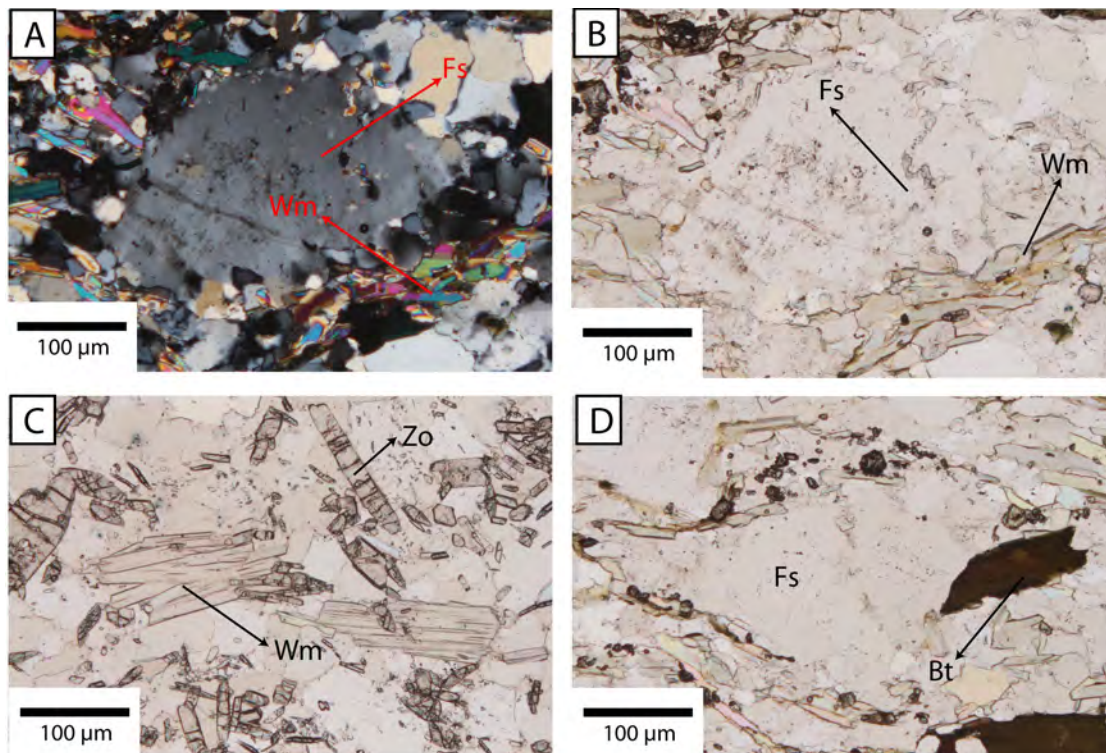


Figura 10. Fotomicrografías de las texturas representativas de los metagranitos. A. Cristal de plagioclasa con bordes reabsorbidos y textura poikilítica. B. Acercamiento al cristal de plagioclasa donde se observa cristales de mica blanca y zoisita. C. Cristales de cuarzo con bordes de recristalización y subgranos. D. Agregados de biotita con granate intersticial. E. Agregados de granate con intenso fracturamiento. F. Cristal de titanita con inclusiones de rutilo y zircón, a su alrededor cristales de biotita, mica blanca y epidota. G. Rutilo con corona de titanita, rodeado de granate. H. Cristal de apatito coronado por zoisita. I. Cristal subhedral de epidota rodeado de mica negra y mica blanca. J. Cristales corroídos de anfibol azul.



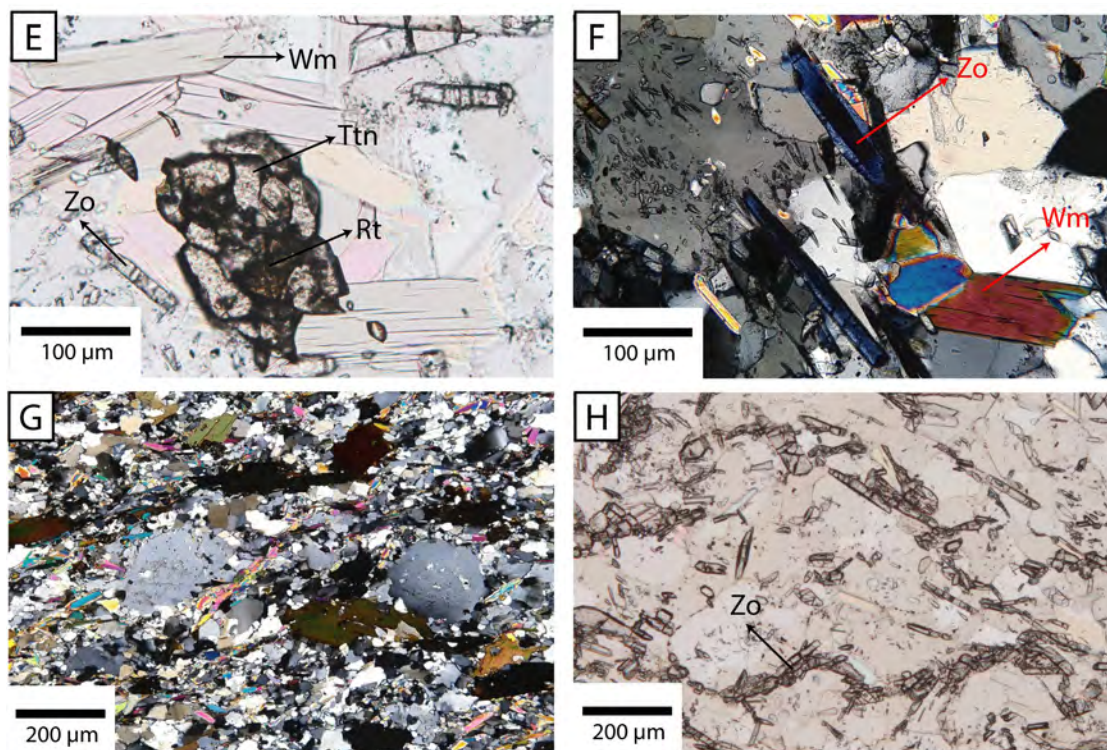


Figura 11. Fotomicrografías de las texturas representativas de los granitoides foliados. A. Porfidoblasto de feldespato rodeado por la foliación lepidoblástica en luz polarizada y luz paralela (B). C. Cristales de mica blanca, probablemente fengita y cristales de zoisita. D. Imagen en luz paralela de feldespato rodeado por biotita, mica blanca y granate. E. Cristales de rutilo rodeados de titanita, dentro de la foliación. F. Cristales de plagioclasa rodeados de zoisita, donde se resalta su birrefringencia anómala. G. Porfidblastos de feldespato en matriz cuarzo-feldespática. H. Cristales de zoisita bordeando a cristales de feldespato.

Ortogneisses graníticos

Este grupo se caracterizan por presentar una estructura foliada gneissica bandeada, ya en una vista microscópica se observa una textura nemato-lepidoblástica sobre un mosaico cuarzo-feldespático de grano medio. El litotipo está conformado por las siguientes fases minerales: qz, pl, kfs, wm, bt, zo-czo, grt, \pm bt, \pm ep, \pm rt, \pm ttn, \pm ilm, \pm anf, \pm chl.

El dominio cuarzo-feldespático está definido por una matriz equigranular conformada por cristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa (Figura 12A). El primero presenta signos de recristalización dinámica tales como bordes de recristalización engolfados, extinción ondulante y presencia de subgranos. Por otra parte el feldespato y plagioclasa muestran formas totalmente anhedrales, además de conservar texturas magmáticas como maclado polisintético y de enrejado respectivamente (Figura 12A). Las maclas de la plagioclasa están deformadas sugiriendo un régimen de deformación (Figura 12B) en temperaturas de alrededor de 400 °C (Paschier, 2005), mientras que el feldespato presenta texturas de exsolución (pertitas) características de eventos de enfriamiento lento.

Conformando la foliación se encuentran cristales de mica blanca fengítica de hasta medio milímetro de largo; los cristales más pequeños comparten bordes con cristales de biotita mientras que los más grandes presentan coronas de biotita y cuarzo (Figura 12 C-D). A pesar de que la biotita parece mantener una textura

de reacción con la mica blanca, existe otra generación de biotita que se encuentra como porfidoblastos dentro de la foliación (Figura 12E). Esta última se caracteriza por presentar formas subhedrales y una coloración rojiza, alrededor de las cuales hay agregados granulares de zoisita.

Las epidotas observadas corresponden a cristales de clinozoisita orientados conforme a la foliación, sin embargo, ciertos cristales se encuentran en agregados granulares dentro de la foliación y en ciertos casos presentando núcleos de allanita. Ocasionalmente la epidota se encuentra como fase mayor en las muestras cercanas a Rabinal (p.e. muestra CH2) donde este mineral junto a la mica blanca definen la foliación; donde además los feldespatos y plagioclasas presentan inclusiones de zoisita y de anfíbol de color azul en agregados radiales.

Los granates se encuentran sobre la matriz cuarzo-feldespática y en las muestras más micáceas están bordeados por estas. Se pueden distinguir granates de tres tipos, los primeros conservan todas sus caras y poseen múltiples inclusiones, principalmente de cuarzo, plagioclasa y rutilo. En otras muestras los granates poseen forma de atolón (Figura 12F), y finalmente hay algunos cristales que están completamente reemplazados por clorita en una reacción de pseudomorfismo.

Como fases menores y creciendo sobre la matriz cuarzo-feldespática hay cristales euhedrales de titanita con inclusiones de rutilo, en ocasiones se observan “islas” de rutilo coronadas por titanita de forma amoeboidal. Por otra parte se observan cristales de ilmenita con coronas sigmoides de titanita (Figura 12H).

Aplitas y pegmatitas

Las aplitas foliadas están compuestas por qz, pl, fs, msc, grt. La muestra es de tamaño de grano fino equigranular, los cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato comparten bordes y presentan ángulos diedros de 120° lo que indica cristalización en equilibrio; sin embargo, en algunas zonas los cristales de cuarzo presentan bordes de recristalización. Entre los cristales de plagioclasa se encuentran cristales de muscovita, los cuales definen una foliación lepidoblástica.

Por otra parte, las aplitas no foliadas están compuestas por qz, pl, fs, grt, msc y ep las cuales muestran un tamaño de grano equigranular. Los cristales presentan contactos regulares y ángulos diedros entre sí, a excepción de los cristales de epidota que se encuentran como inclusiones en los cristales de feldespato. Ambos cuerpos aplíticos presentan una proporción de cuarzo, feldespato y plagioclasa que corresponden a una composición granítica.

Las pegmatitas presentan una composición granítica a tonalítica de acuerdo a la proporción de los minerales presentes. Los cristales de cuarzo y plagioclasa tienen tamaños centimétricos y formas amoeboidales, como fase menor hay cristales de feldespato de forma redondeada con perfitas. Los cristales de plagioclasa mantienen una textura poikilítica con inclusiones de mica blanca y zoisita que presentan un control cristalográfico en su orientación, por encima de un maclado polisintético.

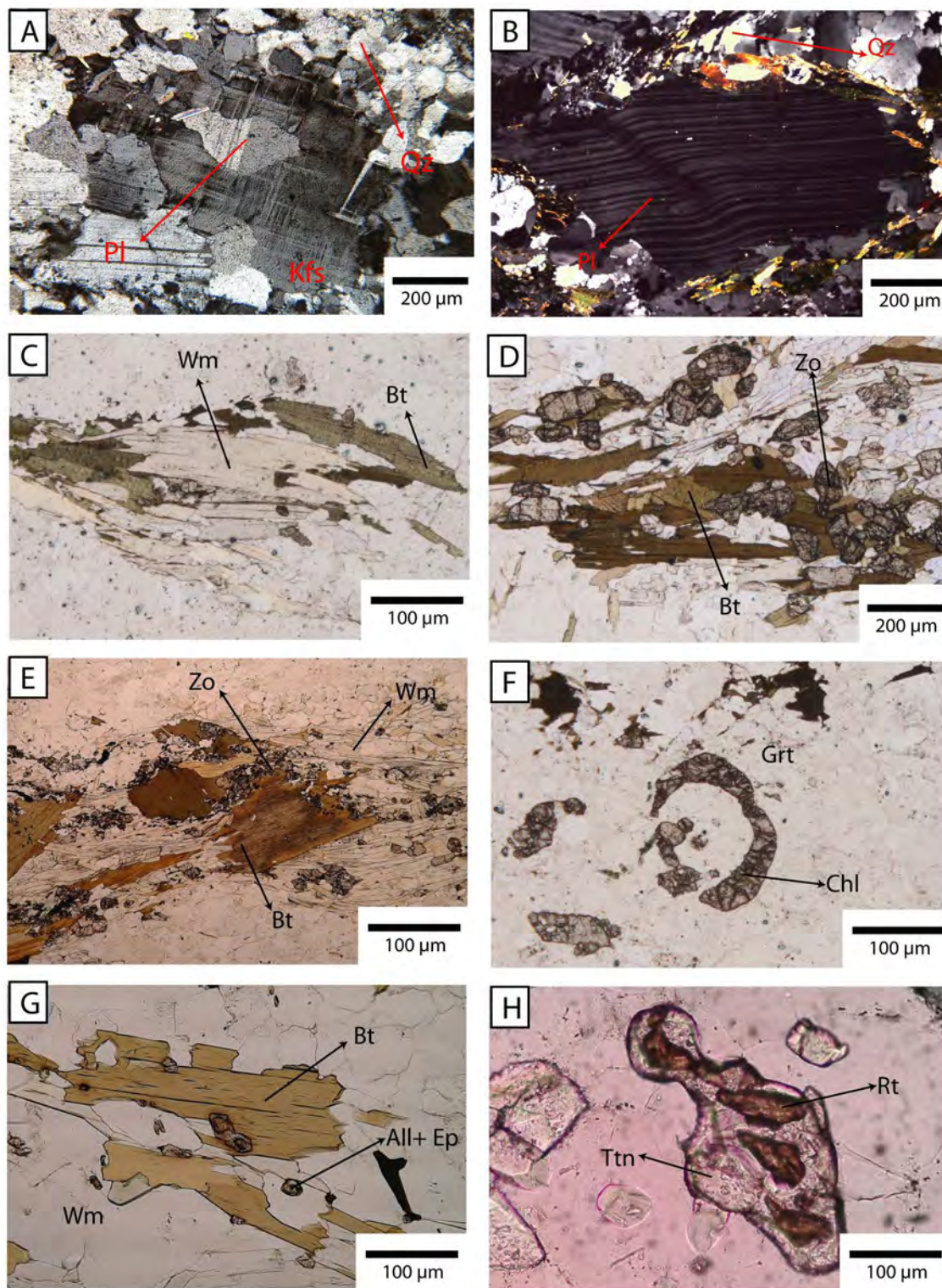


Figura 12. Fotomicrografías de las texturas representativas de los ortogneisses graníticos. A. Cristales de feldespato potásico y plagioclasa con maclado en enrejado y polisintético. B. Cristal de plagioclasa con macla polisintética deformada. C. Mica blanca con coronas de biotita. D. Detalle de la foliación conformada por mica blanca, biotita y cristales de zoisita. E. Cristales de biotita anhedrales dentro de la foliación lepidoblástica. F. Cristal de granate en forma de atolón, con vetas rellenas de clorita. G. Cristales de biotita con lamelas de mica blanca y rodeados de cristales de epidota con núcleos (pardos) de allanita. H. Fragmentos de rutilo dentro de titanita anhedrales.

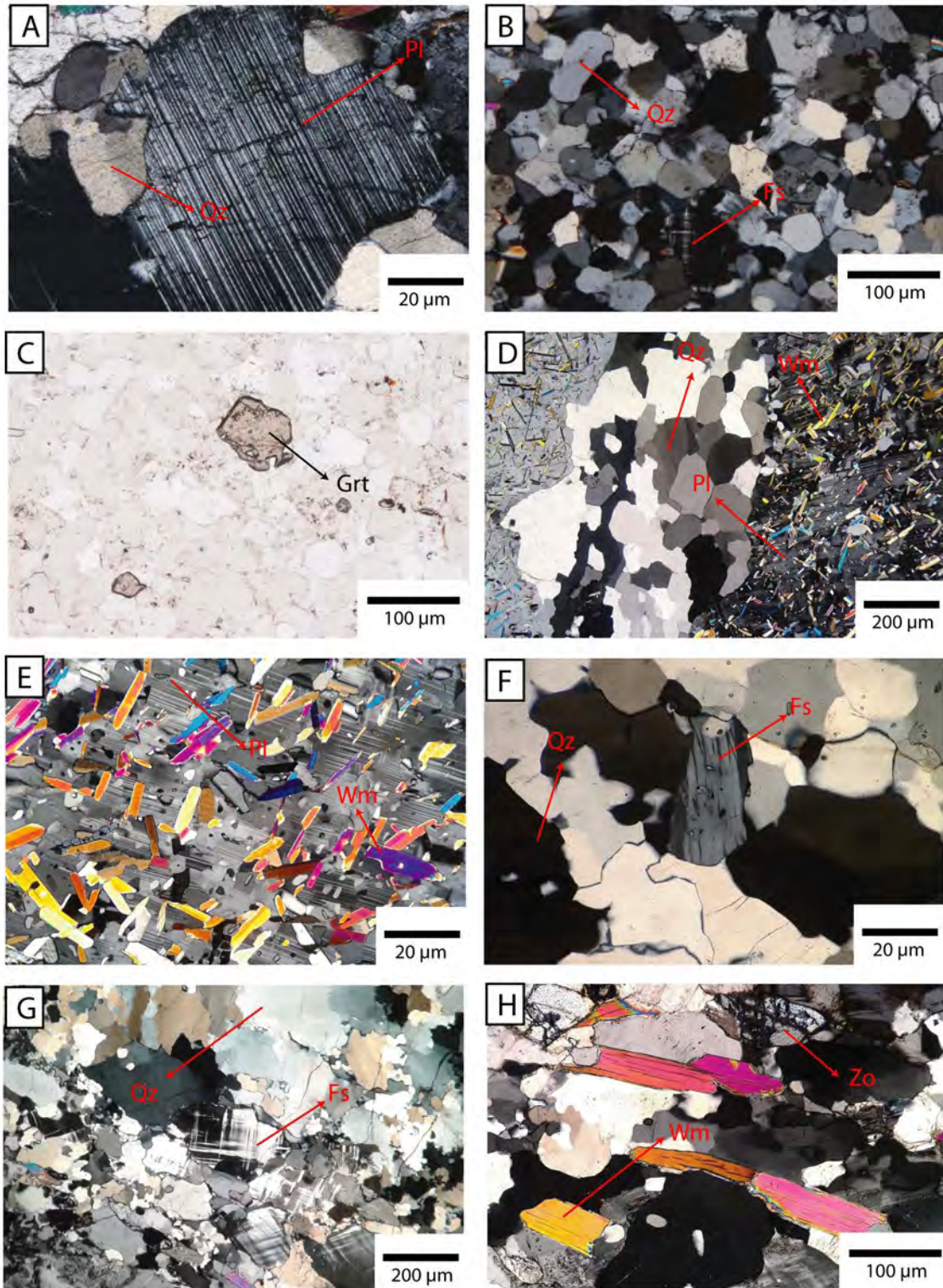


Figura 13. Fotomicrográficas de las texturas representativas de las aplitas y pegmatitas. A. Cristal de plagioclasa con maclado polisintético, rodeado de cuarzo recrystalizado. B. Aplita cuarzo-feldespática con granate, se observan bordes rectos entre los cristales. Vista en luz paralela (C). D. Banda de cuarzo recrystalizado en una meta-pegmatita, a su alrededor hay cristales de plagioclasa con textura poikilítica. E. Acercamiento a la plagioclasa poikilítica, se observa el maclado polisintético y poikiloblastos de mica blanca. F. Cristal de feldespato con textura perthítica. G. Cuarzo y feldespato con bordes de recrystalización, este último presenta macla en enrejado. H. Cristales de mica blanca y zoisita en una pegmatita.

Química mineral

En este apartado se detallan la composición y características químicas de los principales grupos minerales presentados en el análisis petrográfico tales como feldespato, mica, granate y epidota; algunos análisis químicos representativos de estas fases se presentan al final del capítulo (Tabla6). Para este análisis se seleccionó una muestra representativa de cada variación estructural presentada en el Capítulo 4.

Feldespato

Composicionalmente los feldespatos fueron caracterizados mediante análisis puntuales de microscopía electrónica de barrido (EDS), con su fórmula estructural calculada en base a 8 oxígenos. La composición química de esta fase varía entre los miembros potásicos y cálcicos de este grupo mineral, mas no se observa una variación en función de la estructura y textura de la muestra.

Los feldespatos presentan composiciones que oscilan entre $Or_{76-95}Ab_{24-5}$ (Figura 14) que junto a su textura perfitica y ante la ausencia de texturas de reacción indican un carácter magmático, por lo que se consideran fases relictas del protolito. Por otra parte, los cristales de plagioclasa presentan una composición predominantemente albítica, $Ab_{78-100}An_{22-0}$ (Figura 14), esta estimación se contrapone con la composición estimada mediante el método de Michél-Lévy indicando una posible transformación durante el metamorfismo.

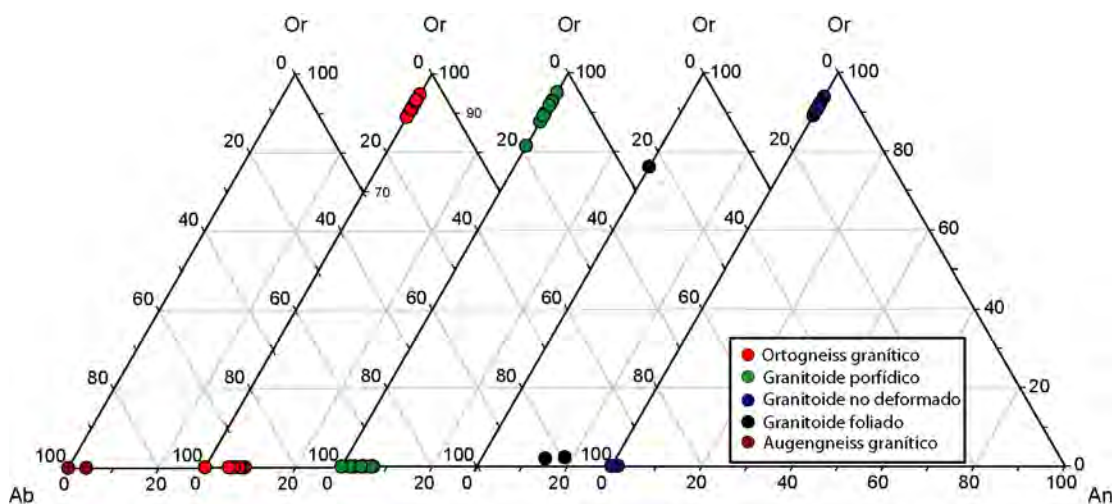


Figura 14. Diagrama ternario Ab-An-Or, se muestra la composición de plagioclasas y feldespatos.

Micas

Los minerales micáceos pertenecen al grupo de los filosilicatos, de los cuales se pueden reconocer dos tipos de micas dependiendo si dos o tres de sus sitios octaédricos se encuentran ocupados: las micas dioctaédricas (mica blanca) y trioctaédricas (mica negra) respectivamente.

En el análisis petrográfico se identificaron biotita y mica blanca, de esta última algunas se clasificaron como muscovitas fengíticas debido a su ángulo $2V$ bajo. Se determinó el contenido de óxidos de Si, Al, Ti,

Cr, Fe⁺², Mn, Mg, Ca y K para ambas micas a partir de los cuales se determinó la fórmula estructural en base a 22 oxígenos. Asimismo, se tomaron imágenes de electrones retrodispersados de texturas de interés.

Las imágenes realizadas (Figura 15) permiten observar la relación entre ambas micas, pues se observa que la mica negra se desprende de la mica blanca dejando un rastro de cuarzo intersticial y otros minerales. Esta textura se ejemplifica en la Figura 15B-C donde la mica negra forma un continuo en forma de lamelas de mica blanca y en medio de ambos cristales se ubican en cristales de cuarzo. Esta textura sugiere que la mica blanca se está formando a partir de la mica negra, dejando un exceso de sílice en forma de cuarzo.

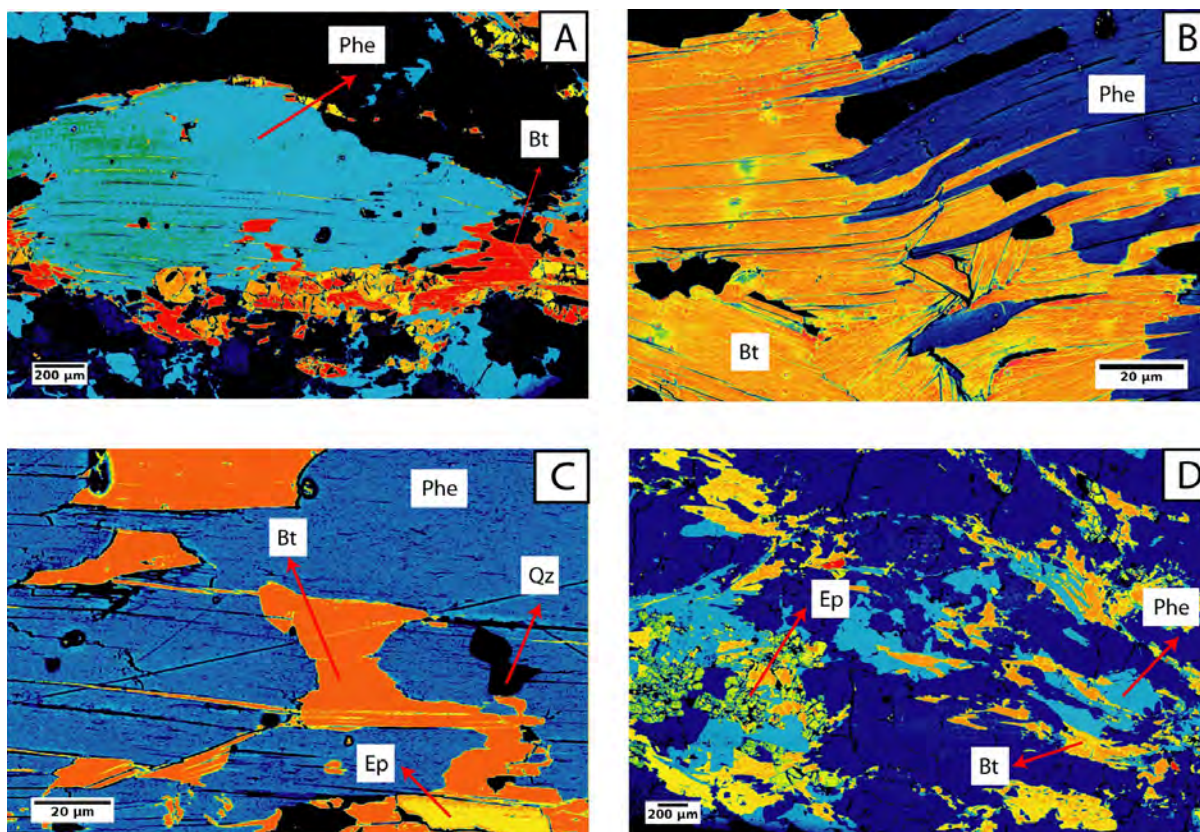


Figura 15. Imágenes en BSE a pseudocolor de cristales de mica. Se observan texturas de corona (A), reemplazamiento (B-C) y pseudomorfismo (D) entre la mica blanca (azul eléctrico) y mica negra (amarillo-naranja).

Los cristales de biotita se componen de una solución sólida entre flogopita ($\text{kmg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), annita ($\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), eastonita ($\text{kmg}_2\text{Al}_3\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) y siderofilita ($\text{KFe}_2\text{Al}_3\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) (Figura 16A); la cual resalta por un bajo contenido de Al (<1.5 apfu) y un número de Fe ($\text{Fe}=\text{Fe}/\text{Fe}-\text{Mg}$) de entre 0.6 -0.8 (Figura 16A) por lo que los cristales caracterizados se componen en su mayoría de los componentes annita y flogopita.

Pese a lo anterior existen diferencias entre las biotita de cada una de la muestras (Figura 16B), siendo las del ortogneiss granítico las más ferrosas (1.89-1.98 apfu) y las del metagranito porfídico las de menor contenido de este componente (1.46-1.54 apfu), mientras que el granitoide no deformado mantiene valores intermedios (1.55-1.70 apfu). Asimismo, estos minerales presentan diferencias respecto al contenido de Mn (Figura 16C): el ortogneiss granítico tiene contenidos de Mn=0.70-0.97, el metagranito porfiritico de

Mn=0.09-0.20, el granitoide no deformado de Mn=0.13-0.22 apfu. Este contenido de Mn mantiene una relación lineal positiva con la relación de Fe/Mg, es decir el contenido de Mn aumenta conforme al contenido de Fe a la vez que disminuye el contenido de Mg. Asimismo, los valores de Ti (apfu) se mantienen casi constantes, respecto al aumento de Fe, Mg y Mn (Figura 16D).

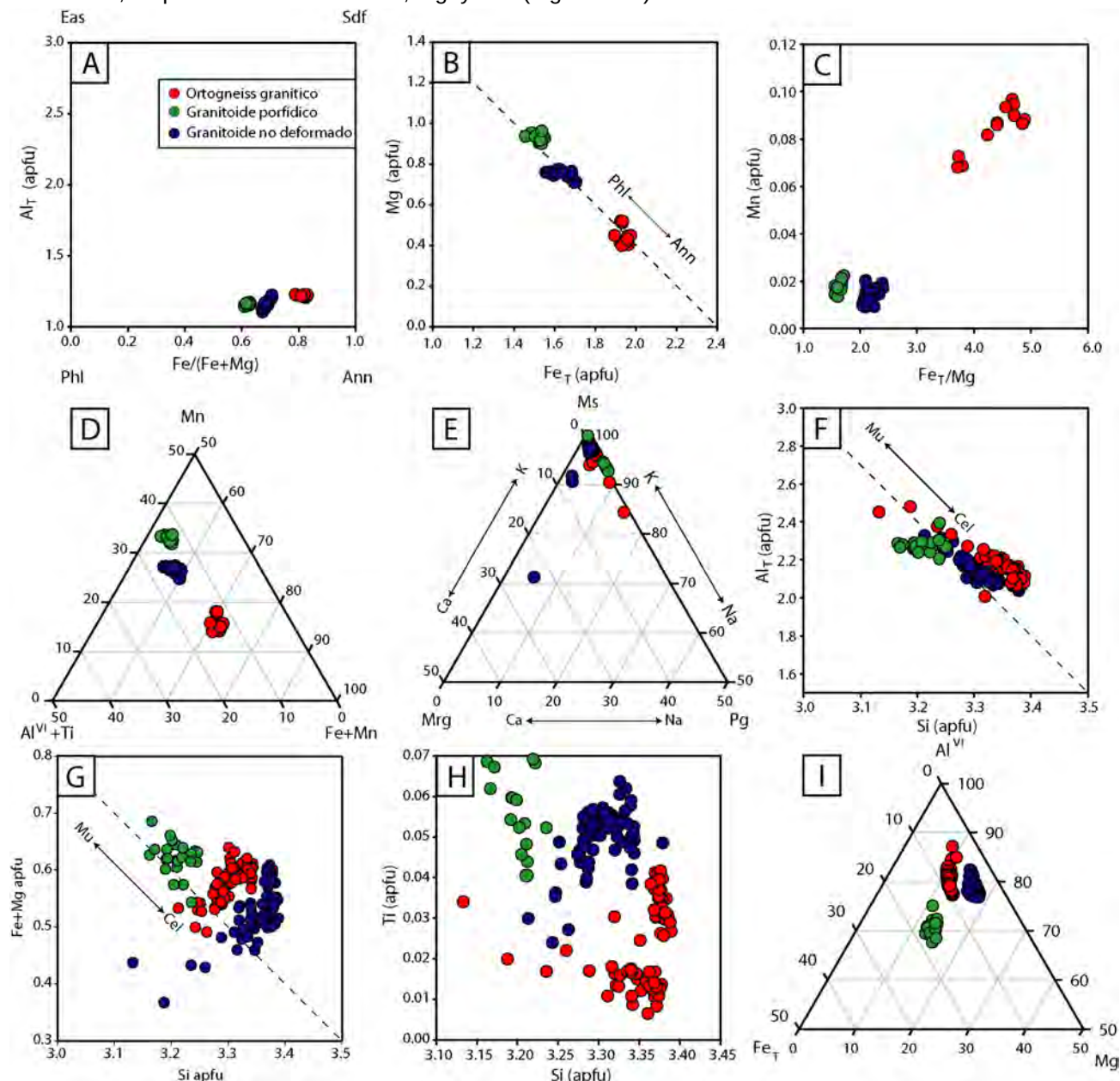


Figura 16. Diagramas de variación química de cristales de mica. A-D. Variación química de biotita, Eas=eastonita, Sdf=siderofilita, Phl=fllogopita, Ann=annita. E-I. Variación química de cristales de mica blanca, Ms=muscovita, Mrg=margarita, Pg=paragonita.

La mica blanca forma una solución sólida de muscovita (K), margarita (Ca) y paragonita (Na) de acuerdo a los cationes interlaminares que se presentan. La mayoría de las micas analizadas mantienen más del 90% de potasio como catión interlaminares (Figura 16E-F), por lo que propiamente se clasifican como muscovitas.

En la muscovita ($KAl[AlSi_3]O_{10}(OH)_2$) se da una reacción de sustitución del tipo Tschermak entre Al-Al por

Si-Mg enriqueciéndolas en el componente celadonita ($K[MgAl][Si_4O_{10}(OH)_2]$) conformando el campo de las fengitas, este intercambio es favorecido por aumento de presión por lo cual las muscovitas fengíticas son minerales índice de metamorfismo de alta-presión y baja temperatura. Esta tendencia se ve reflejada en las muscovitas pues se observan valores de Si apfu de entre 3.1-3.4 (Figura 16F), a la vez que disminuye la cantidad de Al (2.6-2.0). Estas muscovitas presentan una concentración en los elementos de coordinación octaédrica con 10-20% de Mg, 4-10% de Fe^{2+} y 75-90% de Al (Figura 16I).

De manera general el contenido de Ti apfu en las muscovitas se mantiene por debajo de 0.007 apfu, sin embargo algunas mediciones de mica blanca del ortogneiss granítico reflejan una tendencia a la disminución del contenido de Ti apfu conforme el contenido de Si de coordinación tetraédrica (Figura 16H). Por lo que el contenido en Ti apfu puede también estar relacionado con el aumento de presión.

Granate

El granate como grupo mineral es uno de los más importantes en rocas metamórficas ya que puede preservar un registro de este proceso en forma de zoneamiento o inclusiones de otros minerales (Spear, 1993). Este zoneamiento está constituido por los principales *end-members* del granate: almandino ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$), grosularia ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$), espesartina ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$) y piropo ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$). Se realizaron mapas elementales de Fe, Ca, Mg y Mn para observar la abundancia y dispersión de éstos dentro del cristal y perfiles composicionales de 20 puntos equidistantes de dos granates para cada una de las muestras. Los granates analizados pertenecen al ortogneiss granítico (CH10b), granitoide porfídico (CH20) y granitoide no deformado (CH74).

Los granates analizados presentan una composición rica en almandino y grosularia que representa cerca del 90% de la misma, mientras que el resto corresponde a piropo y espesartina. Las formulas estructurales fueron calculadas en base a 24 oxígenos y revelan una composición general del granate de $Alm_{58-38}Grs_{52-38}Py_{6-1}Sps_{10-1}$.

Para estos análisis se eligieron los granates más euhedrales y con menos signos de bordes de reacción, asimismo, durante las mediciones se evitaron las inclusiones y algunas zonas de reabsorción al interior del cristal. Los cristales mantienen formas simétricas con diámetros que oscilan entre 0.2-0.6 mm. Se observa que los cristales están enriquecidos principalmente en el componente cálcico y poseen núcleos pobres en Mn, que hacen que los bordes se empobrezcan gradualmente en estos componentes, mientras que el contenido en Fe aumenta desde el núcleo hacia el borde y el Mn se mantiene casi constante (Figura 17). Finalmente, los bordes de algunos cristales del ortogneiss presentan un pequeño enriquecimiento de Mn, comparable al del núcleo (Figura 17).

El granate del granitoide porfídico presenta un núcleo rico en almandino y pobre en grosularia ($Alm_{47.2-46.5}Grs_{43.4-42.5}Py_{4.3-4.1}Sps_{6.3-5.6}$) que posteriormente se enriquece hacia los bordes en almandino ($Alm_{43.6-52.8}Grs_{44.3-37.6}Py_{2.9-4.8}Sps_{7.1-4.0}$), también es observable el empobrecimiento de espesartina desde el núcleo hasta el borde (Figura 18A). En otro de los granates medidos (Figura 18B) se observa un patrón más complejo, en este caso el núcleo es de mayor tamaño y presenta mayor variación en su composición, además del mismo

patrón de enriquecimiento en almandino y de empobrecimiento de grosularia y espesartina hacia el borde ($\text{Alm}_{42.6-52.2} \text{Grs}_{44.5-38.5} \text{Py}_{2.8-5.9} \text{Sps}_{10.1-3.5}$). En el granitoide no deformado se observa el mismo patrón de grosularia, espesartina y almandino para los granates, excepto porque las variaciones entre núcleo y borde son más pequeñas ($\text{Alm}_{47.16-51.48} \text{Grs}_{45.9-43.8} \text{Py}_{1.8-3.2} \text{Sps}_{1.2-1.9}$). Sin embargo, se observa que entre el núcleo y el borde hay una zona enriquecida en almandino y empobrecida en grosularia ($\text{Alm}_{51.4-51.1} \text{Grs}_{44.6-43.6} \text{Py}_{3.0-2.7} \text{Sps}_{1.9-1.4}$) (Figura 18C-D).

De manera general el granate presenta un aumento en el contenido de almandino y piropo hacia los bordes a la vez que disminuye el contenido en grosularia espesartina (Figura 18E-I), en un zoneamiento que se denomina de crecimiento.

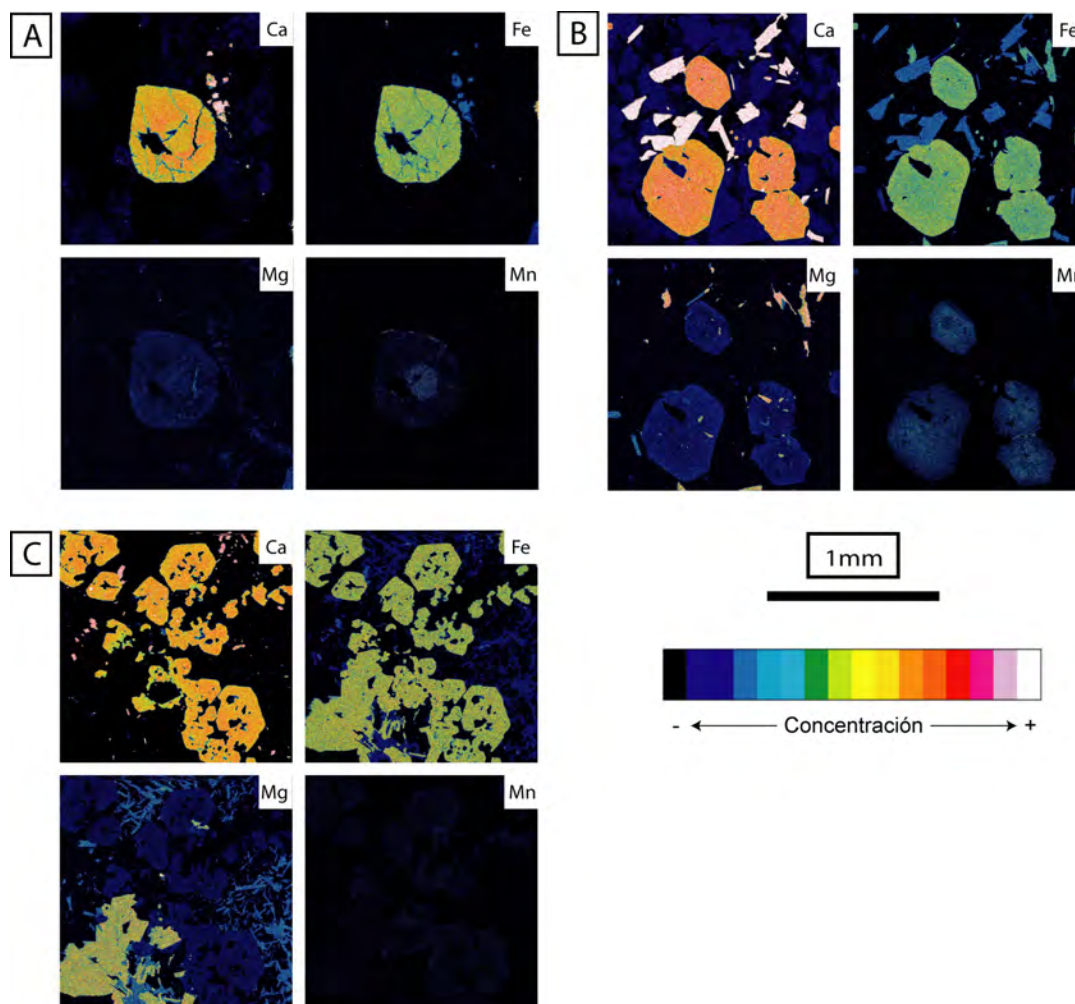


Figura 17. Mapeo elemental de cristales representativos de granate. Mapas de Ca, Fe, Mg y Mn de algunos granates del ortogneiss granítico (A), metagranito megacristalino (B) y granitoide no deformado (C). Los colores más cálidos reflejan una mayor concentración del elemento en cuestión respecto a sus alrededores.

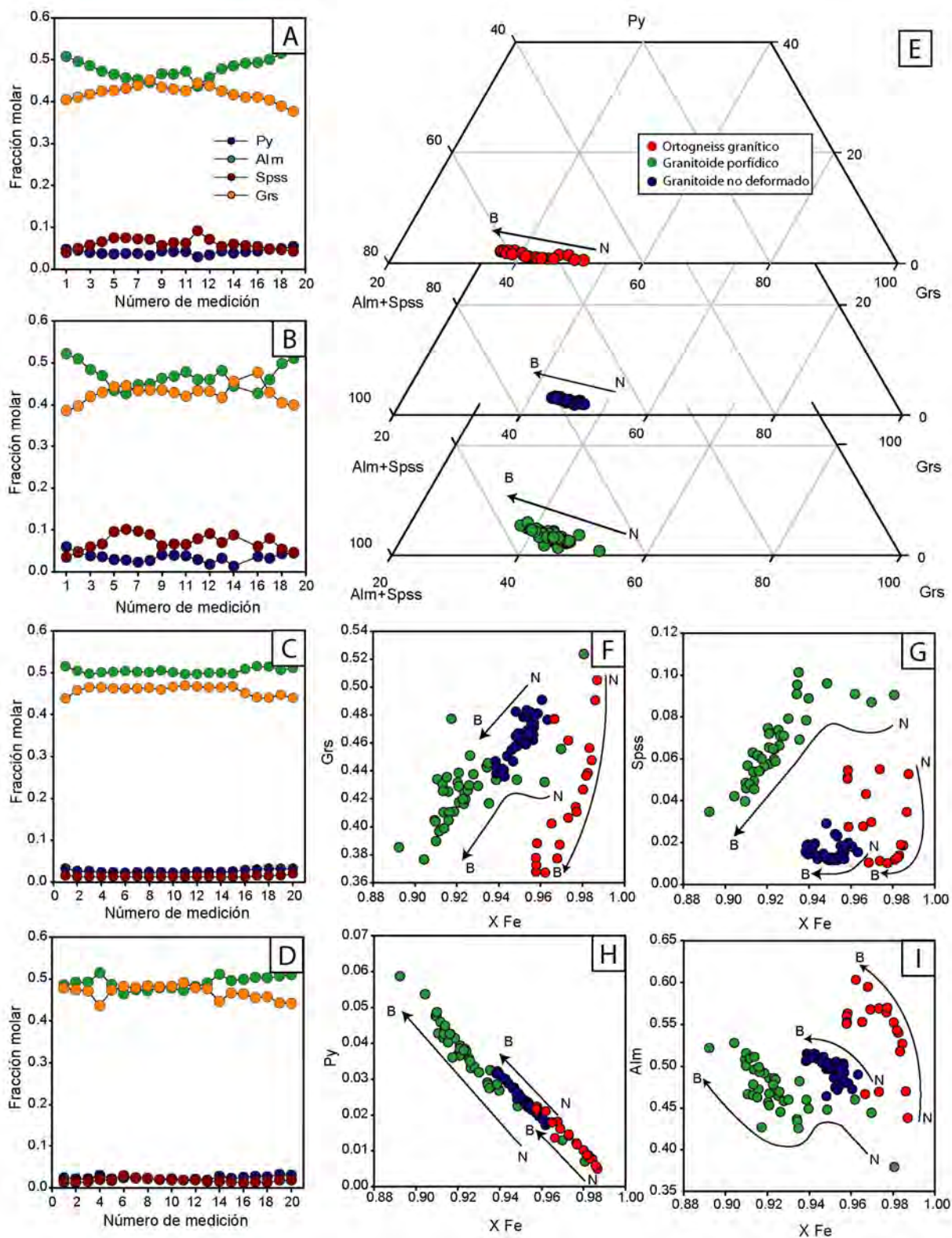


Figura 18. Diagramas de variación química de granate. Perfiles composicionales representativos de granate de la muestra CH20 (A-B) y CH74 (C-D). Clasificación en diagrama ternario de los cristales de ambas muestras (E), y diagramas de variación química (F-I) de los principales componentes respecto a $X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$. En los diagramas E-I se señala con una flecha la variación desde el núcleo (N) al borde (B) de los cristales.

Epidota

El grupo de la epidota está conformado principalmente por minerales de dos sistemas cristalográficos: monoclinico y ortorrómbico. Las epidotas de carácter ortorrómbico como la zoisita tienen una composición semejante a la clinozoisita (Franz y Liebscher, 2004). Por otra parte, las epidotas monoclinicas comprenden una solución solida entre la clinozoisita ($\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$), la epidota ($\text{Ca}_2\text{Fe}^{+3}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$), (Spear, 1993) y algunos otros componentes menos comunes como allanita, piemontita, tawtanita, etc., enriquecidos en Cr, Mn, Sr v REE.

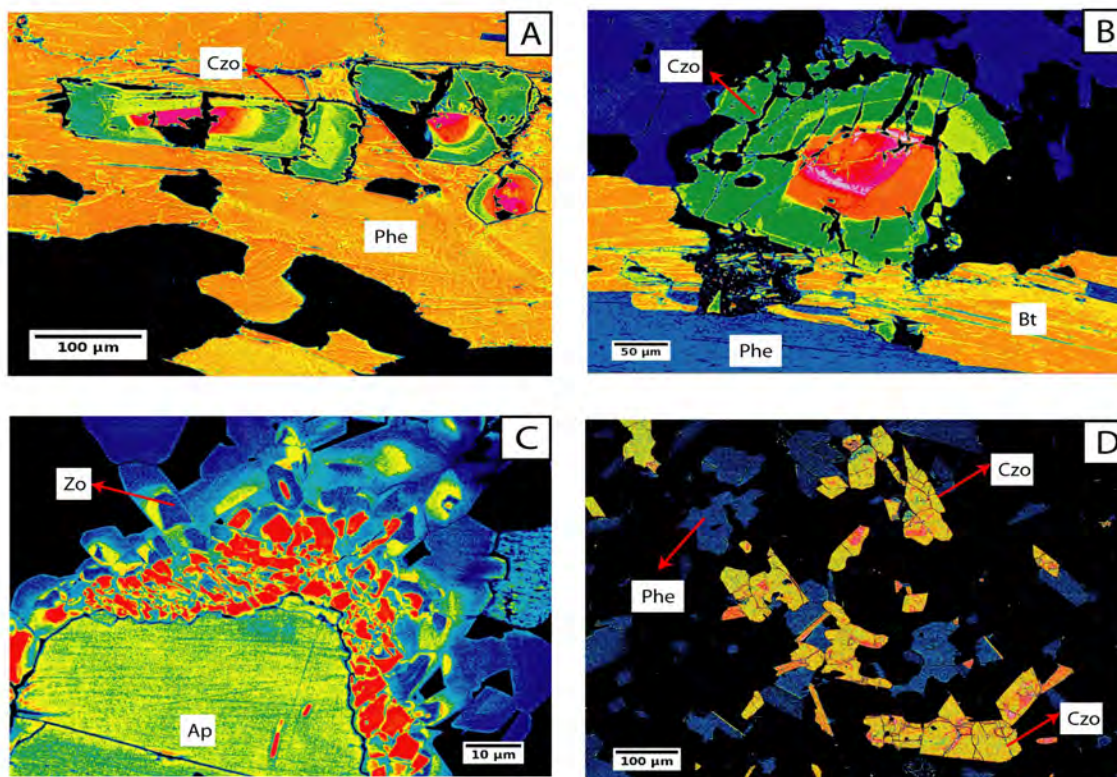


Figura 19. Imágenes en BSE a pseudocolor de cristales epidota. Cristales de epidota con intenso zoneamiento y su relación textural con cristales de mica (A-B), coronas de zoisita en cristal de apatito, (C), cristales de clinozoisita y mica blanca en matriz de cuarzo (D).

Durante el análisis petrográfico se observaron varias generaciones de minerales del grupo de la epidota: núcleos de allanita con bordes de clinozoisita, cristales de zoisita y clinozoisita orientados de acuerdo a la foliación, coronas de zoisita alrededor de cristales de apatito y cristales de epidota sobrecreciendo a la foliación. De estos se caracterizaron todos excepto la allanita por la dificultad analítica que conlleva la medición de REE; para el resto se realizaron análisis composicionales de óxidos de Si, Al, Ca, Fe, Mg, Mn y Ti a partir de los cuales se calcularon sus fórmulas estructurales en base a 25 oxígenos y considerando todo el hierro como Fe^{+3} .

Las imágenes en electrones retrodispersados revelan un zoneamiento oscilatorio en la mayoría de los cristales (Figura 19A-B), excepto en aquellos de habito prismático (Figura 19D). Por otra parte, en los

cristales que coronan al apatito hay una clara diferencia de los más cercanos respecto a aquellos que se encuentran más alejados a éste (Figura 19C).

En la Figura 20A se observa que las epidotas muestran una composición bastante homogénea, puesto que se componen de 80-70% de clinozoisita (Czo), 20-30% de epidota (Ep) y menos del 1% de piemontita (Pm), por lo que los cristales analizados se componen principalmente de una solución sólida entre los miembros aluminosos y férricos de ésta (Figura 20B). Individualmente los cristales muestran un ligero enriquecimiento de X_{Fe} ($Fe/(Fe+Al)$) desde el centro hacia los bordes pero manteniéndose por debajo de $X_{Fe} < 0.29$.

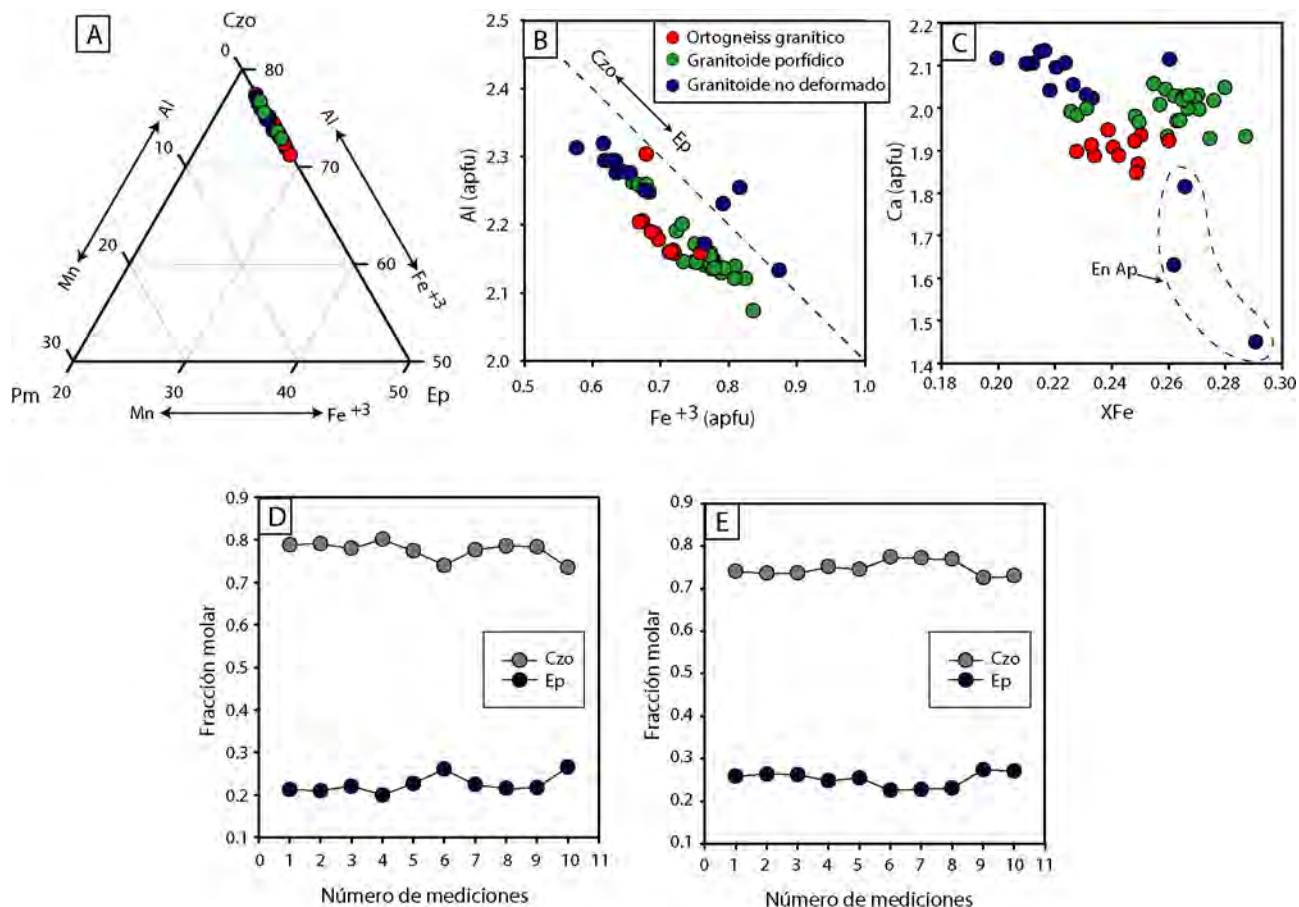


Figura 20. Diagramas de variación química de epidota. Diagrama ternario de clasificación de epidotas (A), variación de contenido de Al apfu donde se observa el enriquecimiento en clinozoisita (B), y variación del Ca respecto a XFe (C). Perfiles composicionales de dos cristales de epidota correspondientes a las muestras CH74 (D) y CH10b (E).

En dichos perfiles (Figura 20D-E) no se observa una variación intensa de algunos de los dos componentes (Ep y Czo) por lo que el zoneamiento observado en las imágenes de BSE no puede ser atribuido a la variación de elementos mayores sino que, probablemente sea ocasionado por la distribución de elementos traza en el cristal, como el Sr o el Ce, lo cuales no fueron cuantificados.

Las epidotas analizadas están más enriquecidas en clinozoisita con valores de Al apfu de 2.0 a 2.5 y 0.9-0.5 de Fe apfu (Figura 20D-E). Respecto al contenido en Ca, los cristales mantienen una concentración constante que oscila entre 2.2 y 1.8 apfu para los cristales de todas las muestras aunque, los cristales que

coronan al apatito presentan un déficit de este componente (Figura 20D-E), probablemente atribuido a la sustitución por un elemento no cuantificado como el Sr, el cual presenta un radio iónico similar al Ca.

Paragénesis mineral

Con lo expuesto anteriormente es posible agrupar cada uno de los minerales identificados en el análisis petrográfico en tres paragénesis de acuerdo a las relaciones texturales observadas (Tabla 4).

Se consideraron como fases relictas a aquellas que presentan formas anhedrales con múltiples bordes de reacción y signos de recristalización, inclusiones dentro de otra fase mineral y fases que presentan texturas pertenecientes a rocas graníticas tales como feldespatos y plagioclasas. De este modo se considera la asociación de qz, pl, fs, bt, \pm ap, \pm all, \pm ilm, \pm zrn forma parte de la paragénesis relictas del protolito la cual, de acuerdo al conteo de puntos realizado (Figura 21), probablemente corresponda a una composición granítica a granodiorítica.

Lo minerales más euhedrales se consideraron como fases formadas durante la progresión del metamorfismo, mientras que, en el caso de las texturas de reacción se consideraron a las fases con cristales mas euhedrales como parte de esta paragénesis: qz, pl (ab), phe, zo, czo, Ca-grt, rt, anf \pm cal. Finalmente las fases que están reemplazando a otros minerales corresponden a condiciones de menor presión y temperatura, respecto a las alcanzadas durante la progresión, dicha asociación es la siguiente: qz, bt, mu, ttn, chl, ep, ilm. De acuerdo a lo anterior es posible considerar que la paragénesis de progresión corresponde a facies de anfibolita-eclogita, y la de retrogresión a facies de esquisto verde.



Figura 21. Diagrama de Streckeisen para rocas graníticas con los resultados del conteo modal de qz-pl-fs.

Fase mineral		Paragénesis		
		Magmática	Prograda	Retrograda
Qz		■	■	■
Plg	Cristales con maclas	■	■	■
	Ab		■	■
Kfs	Or	■		
	Mcr			
Ep	All	■	■	
	Czo		■	
	Zo			■
	Ep			■
Ap		■		
Zr	Prismáticos	■		
	Inclusión en Ttn			■
Tur	Tur	■		
Mica blanca	Wm	■		
	Fengita		■	■
Mica negra	Porfidoblóstos	■		
	Coronas			■
Ilm		■		■
Rt			■	
Grt	Porfidoblóstos		■	
	Cumulos		■	
	Atolón			■
Cal			■	
Anf	Azul		■	
	Fibroso		■	
Chl				■
Ttn	Amoeboidal			■
	Euhedral			■

Tabla 4. Cuadro paragenético de las unidades analizadas. Las paragénesis se obtuvieron para todas las variaciones estructurales de los granitoides estudiados, con base en las relaciones texturales observadas durante el análisis petrográfico.

Condiciones del metamorfismo

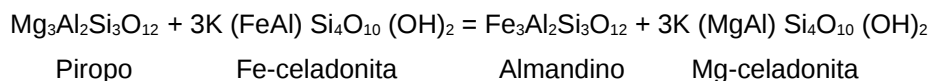
Como se mencionó al inicio de este trabajo, la estimación de las condiciones P-T en rocas cuarzo-feldespáticas es un campo poco explorado, por lo que la estimación de las condiciones del metamorfismo se realizó combinando varios métodos, entre los que incluyen termobarometría convencional, cálculo de redes petrogenéticas y el análisis de pseudosecciones.

Termobarometría convencional

Con base en las asociaciones minerales presentes se eligió el termómetro de granate-muscovita (GM) (Wu y Zhao, 2006) y los barómetros de sílice (Massonne y Schreyer, 1987) y titanio en fengita (Auzanneau

et al., 2010). El barómetro de Si en fengita (Massonne y Schreyer, 1987) está calibrado para composiciones félsicas, temperaturas de entre 350 °C y 700 °C, y presiones de 16 a 22 kbar; por otra parte el barómetro de Ti en fengita (Auzanneau *et al.*, 2010) lo está para condiciones de facies de eclogita de alta temperatura y litologías de metagrauvascas y metapelitas.

El termómetro GM (Wu y Zhao, 2006) está calibrado para composiciones metaluminosas de alto grado en intervalos de temperatura de 450 °C a 760 °C y se basa en el intercambio Fe^{+2} -Mg entre el granate y la muscovita, de acuerdo a la siguiente reacción:



Los minerales seleccionados para esta estimación corresponden a un metagranito no deformado (muestra CH74), para esto se eligió la muscovita más rica en Si y el núcleo y borde del cristal de granate más euhedral (Tabla 5). Como ya se mencionó, el granate muestra un zoneamiento progrado por lo que los bordes de los cristales representan, probablemente, equilibrios más cercanos al pico metamórfico.

El cálculo del termómetro GM se realizó por medio de una hoja de cálculo proporcionada por los autores (Wu y Zhao, 2006), en el que se asume que la muscovita contiene al menos 50% de Fe^{+3} se obtuvieron un par de curvas cuya intersección con sus respectivas isopletras de Si y Ti en fengita se observan en la Figura 22. Sin embargo ambas intersecciones arrojan resultados diferentes: la estimación realizada con el barómetro de Ti en fengita (Figura 22A) arroja presiones de entre 20.1 y 30.6 kbar con temperaturas entre 628 y 668 °C, mientras que la estimación realizada con las isopletras de Si (Figura 22A) da presiones más bajas (12.4-12.9 kbar) con intervalos de temperatura similares (631-677 °C).

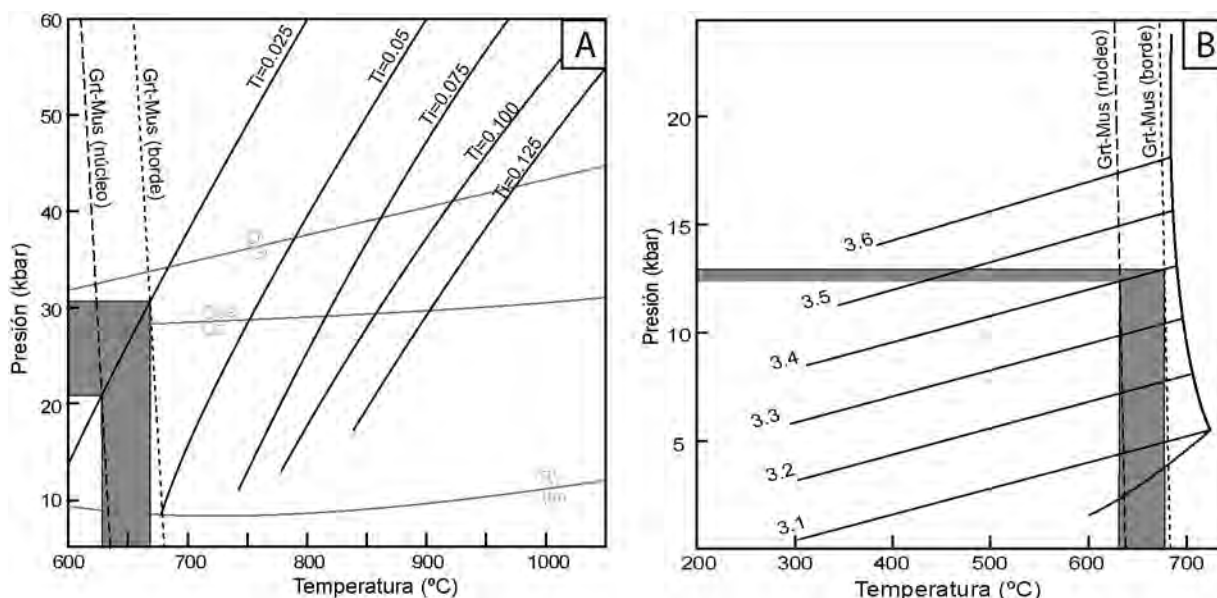


Figura 22. Resultados de la termobarometría convencional. A. Barómetro de Ti en phe (Auzanneau *et al.*, 2010) y termómetro Grt-mu. B. Barómetro de Si en phe (Massonne y Schreyer, 1987) y termómetro Grt-mu.

Análisis	Mica blanca	Granate (borde)	Granate (núcleo)
SiO ₂	51.33	37.98	37.80
Al ₂ O ₃	27.16	20.79	20.64
TiO ₂	0.54	0.05	0.11
MgO	2.29	0.84	0.57
FeO _T	5.26	23.90	23.30
MnO	0.00	0.69	0.57
CaO	0.02	15.87	16.93
Na ₂ O	0.12	0.00	0.00
K ₂ O	11.23	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
Total	97.94	100.11	99.91
Xpy	-	0.03	0.02
Xalm	-	0.51	0.50
Xsps	-	0.02	0.01
Xgrs	-	0.44	0.47
Si ^{IV}	3.39	-	-
Al ^{VI}	1.50	-	-
Ti ^{VI}	0.027	-	-

Tabla 5. Composición de los minerales usados para la termobarometría.

Red petrogenética

Como punto de comparación se realizó un cálculo de redes petrogenéticas para el sistema de composición NCKFMASHT empleando el software TWQ 2.3 (Berman, 2007) y la base de datos termodinámicos DEC06, la cual fue modificada con las propiedades termodinámicas de la Fe-celadonita y Mg-celadonita obtenidas por Massonne (1995).

Las red fue realizada considerando las fases minerales observadas durante el análisis petrográfico con excepción del feldespato potásico por tratarse de una fase relictas sin evidencias de reacción, asimismo se consideró a la jadeita en el cálculo ya que en rocas similares descritas en la literatura se ha observado esta fase. Con base en las curvas de reacción se acotaron los campos de estabilidad de Fe-celadonita, jadeita y rutilo como un estimado de las condiciones del pico metamórfico.

En la red (Figura 23A) se observa que la Fe-celadonita es estable a bajas presiones (~14 kbar) definiendo un campo que aumenta con la temperatura hasta altas presiones (~24 kbar), dicha curva de estabilidad está definida por la reacción de descomposición de la celadonita en cuarzo, muscovita y biotita la cual ha sido observada como coronas de biotita alrededor de mica fengítica. Esta línea de reacción puede considerarse como el límite inferior de la paragénesis de alta presión, mientras que el límite superior de este campo estaría acotado por la curva de estabilidad cuarzo-coesita. Por otro lado, la temperatura fue acotada con los termómetros ya calculados anteriormente. Esto permite acotar un campo de entre 630-670 °C y 21-25 kbar donde probablemente esté ubicado el pico metamórfico (Figura 23B).

Por debajo del límite de estabilidad de la Fe-celadonita hay diversas líneas de reacción que describen

texturas ya observadas (p.e. grosularia y rutilo reaccionan para formar titanita), que permiten acotar un campo de estabilidad para la paragénesis de retrogresión bórica entre los 12 a 15 kbar y 600 a 700 °C.

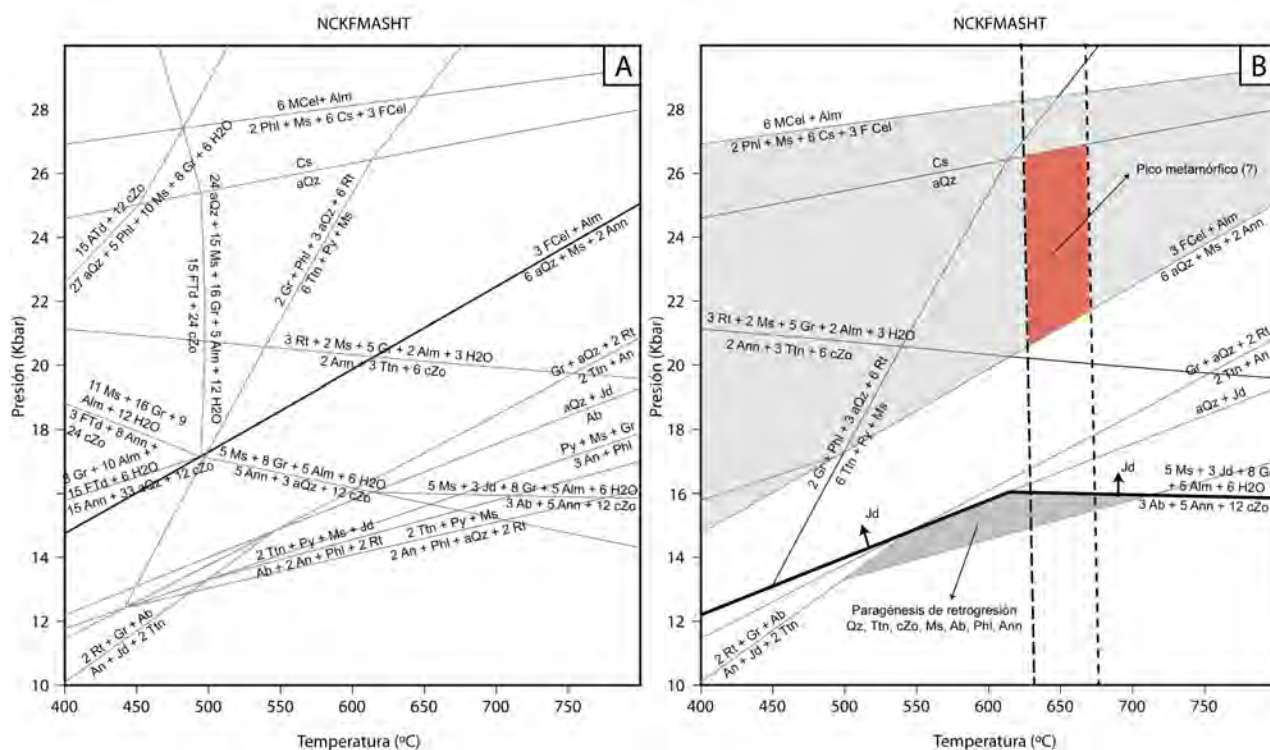


Figura 23. Red petrogénica calculada mediante TWQ (Berman, 2007),

Análisis de pseudosecciones

Diversos autores (Coggon y Holland, 2002; Keller *et al.*, 2005) han observado que la composición de la mica es fuertemente dependiente de la composición de roca total y el equilibrio con diversas fases, por lo que se suele combinar métodos convencionales con técnicas de cálculo termodinámico de isopletras con software como Perplex, Theriak, Thermocalc, entre otros. Con base en lo anterior se hizo un análisis de las pseudosecciones calculadas por Chopin *et al.*, (2012) y Massonne (2015), con el objetivo de observar el comportamiento de sistemas graníticos a altas presiones y compararlas con el presente caso de estudio.

La pseudosección calculada por Chopin *et al.*, (2012) fue realizada para un ortogneiss de alta presión del Macizo de Bohemia con modelos de solución para granate, biotita, fundido, epidota, feldespato y muscovita. En este diagrama (Figura 24A) se observan principalmente dos campos de estabilidad: el primero a mayor presión para una paragénesis de pl, kfs, qz, mu, grt y ttn y el segundo (a menor presión) que incorpora biotita a esta asociación mineral. Asimismo se observan algunas isopletras de Si en fengita y de X_{Ca} en granate.

La principal diferencia que tiene esta predicción con el arreglo mineral observado en el caso de estudio es que el rutilo no está presente a favor de la titanita, lo cual puede atribuirse a un mayor contenido en Ca para la composición utilizada por Chopin *et al.*, (2012). En esta pseudosección se observa que en una trayectoria de metamorfismo progrado el granate se empobrece en Ca el cual se observa en todos los granates analizados; a su vez la mica blanca se enriquece en celadonita teniendo como límite una isopletra de Si=3.4

cerca a los 800 °C. Con base en estas observaciones es probable que el campo de estabilidad de la paragénesis de alta presión observada en los metagranitos de Chuacús esté ubicado a más de 20kbar y entre 630 °C y 670 °C (Figura 24A).

La pseudosección (Figura 24B) calculada por Massonne (2015) fue realizada para un metagranito de los Alpes, Gran Paradiso, considerando modelos de solución para granate, feldespato, biotita, epidota, muscovita y piroxeno. En este diagrama se observan varios campos de estabilidad diferenciados por la presencia de titanita, rutilo e ilmenita; asimismo se observan isopletras de Si en fengita y de X_{Ca} en granate.

En cuanto a las isopletras de Ca en granate se observa una disminución de este componente conforme el aumento de presión y temperatura, mientras que las isopletras de Si en muscovita se observa un comportamiento lineal de estas a bajas presiones que tiende a formar bucles a presiones entre 18 y 23 kbar lo que permite que existan dos isopletras de 3.42 en este modelo (Figura 24B). Para este caso es posible acotar un campo de estabilidad ente estas isopletras y el termómetro calculado. La estimación según este modelo está entre ~13 a 20 kbar y ~650 a 700 °C, resultados que son equivalentes a los obtenidos con el modelo de Chopin *et al.*, (2012), el barómetro de Ti en fengita y la red petrogenética.

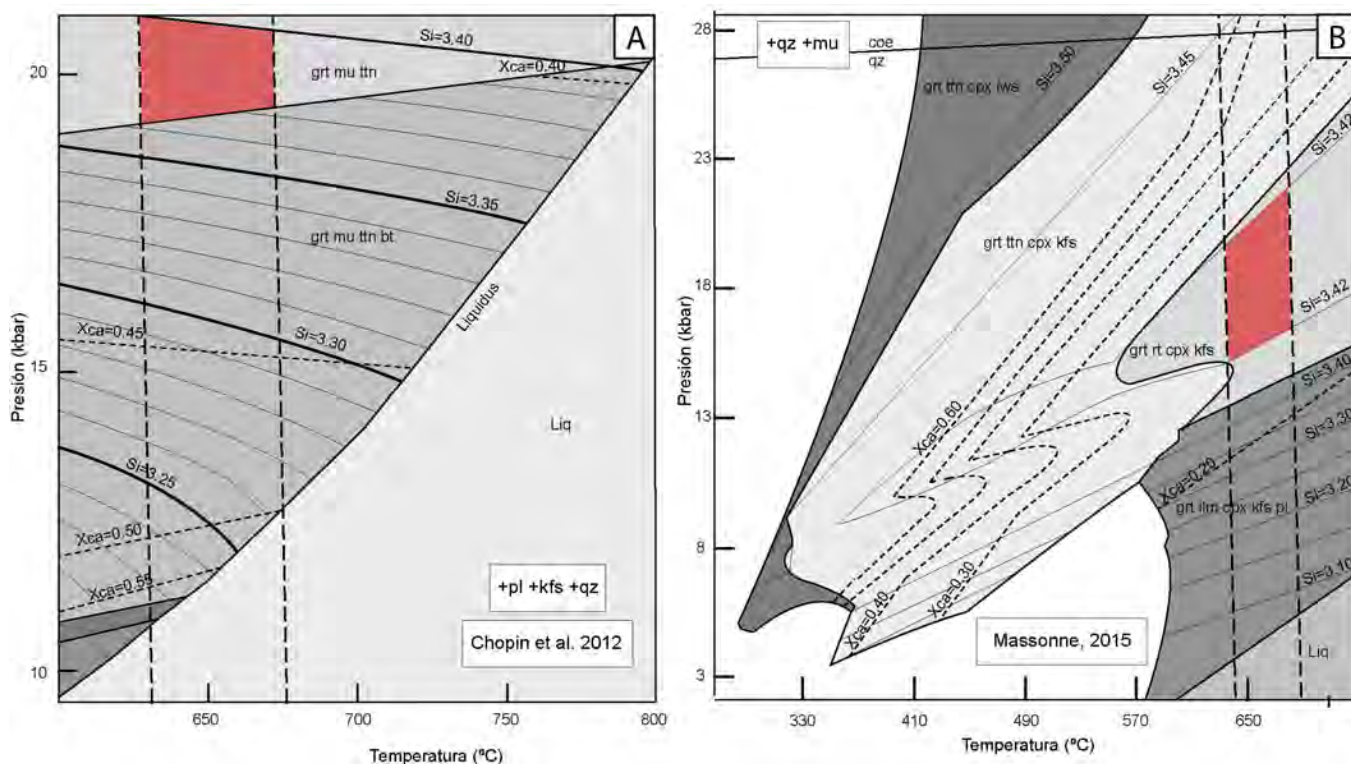


Figura 24. Pseudosecciones para rocas metagraníticas de alta-presión. Modificadas de Chopin *et al.*, 2012 (A) y Massonne, 2005 (B).

Feldespato												
wt%	Ortogneiss granítico						Granitoide porfírico					
SiO ₂	64.66	65.01	65.40	65.63	67.03	67.32	63.66	64.13	64.13	64.43	65.97	66.32
Al ₂ O ₃	19.33	19.06	21.43	21.19	20.42	20.33	19.61	19.62	19.68	19.27	21.22	20.89
CaO	0.00	0.00	1.72	1.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.10	1.12
Na ₂ O	1.00	1.20	11.45	11.85	12.55	12.35	0.78	0.54	0.79	1.14	11.70	11.68
K ₂ O	15.01	14.73	0.00	0.00	0.00	0.00	15.95	15.71	15.40	15.17	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01	99.99	100.01
Si ^{IV}	2.97	2.98	2.88	2.89	2.94	2.95	2.95	2.96	2.95	2.97	2.90	2.91
Al ^{IV}	1.05	1.03	1.11	1.10	1.06	1.05	1.07	1.07	1.07	1.05	1.10	1.08
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.88	0.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.94	0.92	0.91	0.89	0.00	0.00
Na	0.09	0.11	0.98	1.01	1.07	1.05	0.07	0.05	0.07	0.10	1.00	0.99
Ca	0.00	0.00	0.08	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05

wt%	Granitoide no deformado						Augengneiss granítico			Granitoide foliado	
SiO ₂	64.75	64.34	64.32	64.65	67.50	67.05	67.15	66.53	61.41	63.39	
Al ₂ O ₃	19.49	19.79	19.33	19.53	19.96	20.43	20.41	20.87	23.31	22.35	
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.88	3.60	3.24	
Na ₂ O	1.07	1.08	0.87	0.88	12.55	12.52	12.44	11.72	8.62	10.62	
K ₂ O	14.68	14.79	15.49	14.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.38	0.39	
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	99.99	100.00	100.01	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	97.32	99.99	
Si ^{IV}	2.97	2.96	2.97	2.97	2.96	2.94	2.94	2.92	2.78	2.81	
Al ^{IV}	1.05	1.07	1.05	1.06	1.03	1.06	1.05	1.08	1.25	1.17	
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K	0.86	0.87	0.91	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	
Na	0.10	0.10	0.08	0.08	1.07	1.06	1.06	1.00	0.76	0.91	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.17	0.15	

Epidota												
wt%	Ortogneiss granítico				Granitoide porfírico				Granitoide no deformado			
SiO ₂	39.62	38.41	37.84	39.39	38.79	36.40	38.76	36.84	37.31	36.03	37.14	36.99
Al ₂ O ₃	23.26	22.34	24.30	23.58	23.30	21.80	23.17	21.02	24.18	23.73	23.90	24.07
TiO ₂	0.10	0.15	0.17	0.13	0.12	0.11	0.12	0.10	0.13	0.12	0.08	0.11
MgO	0.03	0.08	0.12	0.05	0.03	0.06	0.04	0.13	0.04	0.03	0.03	0.04
FeO _T	10.82	10.42	10.09	10.42	11.66	11.94	12.04	11.94	9.18	8.88	9.53	8.46
MnO	0.18	0.12	0.09	0.15	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02	0.00	0.02	0.01
CaO	22.77	21.02	22.01	23.08	24.16	23.15	24.11	21.54	24.40	23.68	24.18	24.23
Total	96.75	92.54	94.62	96.80	98.09	93.51	98.27	91.61	95.25	92.46	94.89	93.91
Si ⁺⁴	3.12	3.15	3.04	3.10	3.04	3.00	3.03	3.08	3.00	2.99	3.00	3.02
Al ⁺³	2.16	2.16	2.30	2.19	2.15	2.12	2.14	2.07	2.29	2.32	2.28	2.31
Ti ⁺⁴	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg ⁺²	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ⁺²	0.71	0.72	0.68	0.69	0.76	0.82	0.79	0.84	0.62	0.62	0.64	0.58
Mn ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ⁺²	1.92	1.85	1.90	1.95	2.03	2.05	2.02	1.93	2.10	2.10	2.10	2.12

Tabla 6. Microanálisis químicos representativos de los principales grupos minerales. Los análisis de feldespato fueron obtenidos mediante análisis EDS.

Muscovita fengítica												
wt%	Ortogneiss granítico				Granitoide porfírico *				Granitoide no deformado			
SiO₂	49.61	49.52	49.40	49.67	48.86	49.09	48.99	49.92	51.33	50.18	50.15	49.74
Al₂O₃	26.14	26.30	26.24	26.53	29.31	29.21	29.22	29.79	27.16	26.61	26.46	26.16
TiO₂	0.97	0.91	0.98	0.94	1.22	1.09	1.07	0.00	0.54	0.52	0.51	0.61
MgO	1.40	1.35	1.41	1.33	3.03	2.71	2.95	3.03	2.29	2.36	2.33	2.30
FeO_T	8.34	8.31	8.17	8.14	6.24	6.95	6.67	5.89	5.26	5.49	5.65	5.41
MnO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Na₂O	0.20	0.14	0.22	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.15	0.15	0.14
K₂O	11.04	10.83	10.78	10.94	11.35	10.94	11.10	11.37	11.23	10.98	10.85	11.06
Total	97.71	97.35	97.21	97.77	100.01	99.99	100.00	100.00	97.94	96.31	96.15	95.41
Si^{IV}	3.34	3.34	3.34	3.34	3.19	3.21	3.20	3.25	3.39	3.38	3.38	3.38
Al^{IV}	0.66	0.66	0.66	0.66	0.81	0.79	0.80	0.75	0.61	0.62	0.62	0.62
Al^{VI}	1.42	1.44	1.43	1.44	1.45	1.46	1.45	1.53	1.50	1.49	1.48	1.48
Ti^{VI}	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03
Fe^{VI}	0.47	0.47	0.46	0.46	0.34	0.38	0.36	0.32	0.29	0.31	0.32	0.31
Mn^{VI}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg^{VI}	0.14	0.14	0.14	0.13	0.30	0.26	0.29	0.29	0.23	0.24	0.23	0.23
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02
K	0.95	0.93	0.93	0.94	0.95	0.91	0.93	0.94	0.95	0.94	0.93	0.96

Biotita												
wt%	Ortogneiss granítico				Granitoide porfírico				Granitoide no deformado			
SiO₂	36.40	36.36	36.07	36.29	37.46	38.10	37.65	37.21	37.07	37.11	37.38	37.83
Al₂O₃	16.16	15.60	15.56	15.58	15.53	15.71	15.41	15.36	17.24	17.06	17.13	16.43
TiO₂	3.37	2.85	2.91	2.85	2.69	2.71	2.69	2.72	1.83	1.86	1.85	1.99
MgO	3.50	4.46	4.53	4.54	8.23	8.35	8.29	7.92	6.33	6.42	6.58	6.90
FeO_T	30.24	30.22	29.92	30.24	24.54	23.21	23.75	24.09	27.00	26.66	26.36	25.77
MnO	0.31	0.24	0.24	0.26	0.06	0.05	0.05	0.08	0.06	0.05	0.03	0.07
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.10	0.10	0.14	0.08	0.13	0.00	0.15
Na₂O	0.02	0.09	0.17	0.06	0.10	0.12	0.11	0.10	0.06	0.09	0.02	0.10
K₂O	9.59	10.08	9.83	9.98	9.49	9.82	9.66	9.77	9.40	9.41	9.70	9.41
Total	99.57	99.90	99.24	99.79	98.18	98.17	97.72	97.38	99.07	98.80	99.05	98.65
Si^{IV}	2.78	2.78	2.77	2.78	2.83	2.86	2.85	2.83	2.80	2.81	2.82	2.85
Al^{IV}	1.22	1.22	1.23	1.22	1.17	1.14	1.15	1.17	1.20	1.19	1.18	1.15
Al^{VI}	0.23	0.18	0.18	0.18	0.21	0.25	0.22	0.21	0.33	0.33	0.34	0.31
Ti^{VI}	0.19	0.16	0.17	0.16	0.15	0.15	0.15	0.16	0.10	0.11	0.10	0.11
Fe^{VI}	1.93	1.93	1.92	1.93	1.55	1.46	1.50	1.53	1.70	1.69	1.66	1.62
Mn^{VI}	0.09	0.07	0.07	0.07	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
Mg^{VI}	0.40	0.51	0.52	0.52	0.93	0.93	0.94	0.90	0.71	0.72	0.74	0.77
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Na	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02
K	0.93	0.98	0.96	0.97	0.91	0.94	0.93	0.95	0.91	0.91	0.93	0.90

Tabla 6. Microanálisis químicos representativos de los principales grupos minerales (continuación). Los análisis de muscovita del granitoide porfídico fueron obtenidos mediante análisis EDS.

Granate										
wt%	Ortogneiss granítico		Granitoide porfírico				Granitoide no deformado			
	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde
SiO₂	37.91	39.78	37.79	37.87	38.16	37.93	37.80	37.98	37.95	38.13
Al₂O₃	18.95	19.28	20.39	20.61	20.97	20.04	20.64	20.79	20.86	20.91
TiO₂	0.16	0.10	0.04	0.08	0.09	0.05	0.11	0.05	0.09	0.03
MgO	0.22	0.55	1.09	1.37	1.01	1.51	0.57	0.84	0.56	0.62
FeO_T	25.30	28.36	21.84	23.89	21.74	23.94	23.30	23.90	22.10	22.62
MnO	0.63	0.42	2.92	1.89	3.01	1.58	0.57	0.69	0.84	0.56
CaO	16.04	13.46	15.76	13.30	15.57	13.79	16.93	15.87	17.38	17.39
Na₂O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K₂O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.21	101.95	99.82	99.00	100.54	98.84	99.91	100.11	99.77	100.26
Si^{IV}	3.06	3.12	3.00	3.02	3.00	3.04	3.00	3.01	3.00	3.01
Al^{VI}	1.80	1.78	1.91	1.91	1.95	1.89	1.93	1.94	1.95	1.94
Fe^{VI}	0.20	0.22	0.09	0.09	0.05	0.11	0.07	0.06	0.05	0.06
Ca	1.39	1.13	1.34	1.24	1.31	1.18	1.44	1.35	1.47	1.47
Mn	0.04	0.03	0.20	0.12	0.20	0.11	0.04	0.05	0.06	0.04
Mg	0.03	0.06	0.13	0.15	0.12	0.18	0.07	0.10	0.07	0.07
Fe	1.51	1.64	1.36	1.47	1.38	1.50	1.48	1.52	1.41	1.43
Py	0.01	0.02	0.04	0.05	0.04	0.06	0.02	0.03	0.02	0.02
Alm	0.54	0.60	0.47	0.51	0.47	0.52	0.50	0.51	0.48	0.49
Spss	0.01	0.01	0.06	0.04	0.07	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01
Grs	0.44	0.37	0.43	0.40	0.43	0.39	0.47	0.44	0.48	0.48

Tabla 6. Microanálisis químicos representativos de los principales grupos minerales (continuación). La proporción de componentes en granate se obtuvo a partir de las fracciones cationicas de los elementos de coordinación cúbica (Ca, Mn, Mg, Fe).

Capítulo 7. Geoquímica

Con el propósito de identificar los posibles protolitos y los mecanismos que los originaron, se realizaron análisis geoquímicos de elementos mayores y traza de nueve muestras representativas de la variabilidad estructural observada (Tabla 7).

Muestra	CH8	CH57	CH20	CH55	CH74	CH73	CH28	CH49	CH-10b
Litología	Granito foliado	Granito foliado	Granitoide porfídico	Granitoide porfídico	Granitoide no deformado	Augen-gneiss granítico	Ortogneiss granítico	Ortogneiss plegado	Ortogneiss granítico
SiO ₂	77.226	69.825	62.946	68.13	67.525	67.951	70.985	55.176	72.579
TiO ₂	0.135	0.247	0.855	0.508	0.575	0.767	0.315	2.557	0.257
Al ₂ O ₃	12.735	16.834	16.476	15.637	14.801	14.175	13.308	14.392	13.567
Fe ₂ O ₃ t	1.552	1.937	5.196	3.908	4.087	5.132	3.236	9.731	2.778
MnO	0.018	0.027	0.09	0.053	0.059	0.055	0.035	0.158	0.032
MgO	0.335	0.62	1.532	1.005	0.751	1.121	0.663	4.388	0.536
CaO	0.686	3.111	3.016	2.025	1.724	1.572	1.004	6.58	0.643
Na ₂ O	5.21	6.041	4.998	4.421	3.029	2.418	2.634	4.822	3.003
K ₂ O	1.345	0.836	3.79	3.238	6.655	5.519	7.095	0.642	6.067
P ₂ O ₅	0.014	0.052	0.338	0.207	0.197	0.215	0.102	0.89	0.046
PxC	0.68	0.7	1.03	0.99	0.52	1.26	0.43	0.56	0.49
Tótal	99.936	100.23	100.267	100.122	99.923	100.185	99.807	99.896	99.998
Ti	-	-	0.778	0.499	0.584	0.756	-	2.401	0.269
La	-	-	46.481	49.952	67.848	58.953	-	41.629	81.794
Ce	-	-	86.399	88.266	130.226	122.901	-	88.550	120.743
Pr	-	-	9.853	9.643	13.422	14.227	-	11.531	9.419
Nd	-	-	35.036	32.228	49.798	65.267	-	46.282	28.903
Sm	-	-	6.336	5.579	11.464	14.998	-	8.452	3.466
Eu	-	-	1.899	1.455	2.559	2.508	-	2.040	2.031
Tb	-	-	0.900	0.818	1.540	2.396	-	0.949	0.269
Gd	-	-	5.854	5.006	10.340	14.762	-	7.151	2.435
Dy	-	-	5.290	4.926	8.634	15.046	-	4.839	0.702
Ho	-	-	1.070	1.033	1.596	2.989	-	0.891	0.137
Er	-	-	3.124	3.096	4.392	8.468	-	2.345	0.455
Yb	-	-	3.170	3.168	3.340	7.731	-	1.866	0.486
Lu	-	-	0.488	0.496	0.504	1.092	-	0.267	0.100
Hf	-	-	7.592	7.386	9.011	13.315	-	2.776	6.688
Ta	-	-	1.350	1.700	1.097	1.752	-	0.522	0.081
Pb	-	-	14.340	17.960	22.957	18.265	-	4.826	24.475
Th	-	-	6.955	7.409	0.852	17.530	-	1.240	29.151
U	-	-	1.134	1.044	0.698	3.759	-	0.414	2.152
Rb	-	-	72.072	51.034	182.380	199.944	-	9.863	215.389
Sr	-	-	610.840	379.366	204.444	91.364	-	680.303	94.596
Y	-	-	30.478	29.979	43.752	83.490	-	25.012	3.532
Zr	-	-	349.552	332.747	372.647	483.849	-	114.194	220.764
Nb	-	-	21.349	23.846	17.582	23.366	-	10.428	3.801
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	-	1835.626	1016.238	1085.323	793.081	-	206.327	572.253
Hf	-	-	7.592	7.386	9.011	13.315	-	2.776	6.688

Tabla 7. Resultados de análisis geoquímicos de elementos mayores y traza de roca total. La concentración de elementos mayores se encuentra en porcentaje en peso, mientras que la de los elementos traza se encuentra en ppm, excepto el Ti que se presenta en porcentaje en peso.

Una consideración previa del estudio del metamorfismo es que durante estos procesos las rocas pueden ver afectada su composición, a pesar de que estos se consideran isoquímicos, es decir que su composición no cambia durante la recristalización y la neo-formación de minerales. Sin embargo, es ampliamente

reconocido que la concentración de algunos elementos mayores y traza pueden variar considerablemente durante estos procesos (Bucher y Grapes, 2011; Rollinson, 1993). Por lo tanto, a esto se debe tener sumo cuidado con las interpretaciones que se realicen, puesto que la concentración de algunos de estos elementos pueden verse modificada por alteración, hidrotermalismo y metamorfismo, siendo este último el caso de estas muestras. Debido a esto se otorgó mayor importancia interpretativa a los elementos menos móviles como son las tierras raras medias y pesadas (MREE y HREE) y los elementos de alto potencial (HFSE), sobre los elementos más móviles como son los de largo radio iónico (LILE) que son fácilmente movilizados durante los procesos antes mencionados.

Geoquímica de elementos mayores

Las muestras analizadas presentan un contenido de SiO_2 que varía de 63% a 74% y un porcentaje de álcalis de entre 10% y 6% por lo se clasifican como granitos según el diagrama TAS para rocas plutónicas (Figura 25A). Además éstos presentan un carácter hiperaluminoso a metaluminoso (Figura 25B). Sin embargo, el ortogneiss plegado presenta un 55% de SiO_2 y un porcentaje de álcalis del 6% con un carácter metaluminoso (Figura 25B), por lo que su composición corresponde a la de un diorita (Figura 25A).

Adicionalmente se realizó el diagrama de clasificación de O'Connor (1965), puesto que resulta más conveniente para el uso de rocas metagraníticas ya que utiliza la mineralogía normativa de un magma de dicha composición al cristalizar. Se observa que los ortogneisses graníticos y granitoide no deformado (muestras CH10, CH73, CH74 y CH28) corresponden rocas de composición granítica, mientras que los granitoides porfiríticos se encuentran en el límite entre los campos del granito y trondjemita. Finalmente las muestras restantes, granitoides foliados, se encuentran en el campo de la tonalita y la trondjemita (Figura 25C).

Geoquímica de elementos traza

El análisis de elementos traza se realizó empleando diagramas de tierras raras y multi-elementales, normalizados respecto a los valores de la condrita de McDonough y Sun (1995) y el manto primordial de Sun y McDonough (1989), respectivamente.

Los metagranitos porfídicos, muestras CH20 y CH55, muestran patrones de REE (Figura 26A) con un fraccionamiento progresivo desde las tierras raras ligeras (La-Lu), con una anomalía negativa de Eu apenas perceptible y un patrón casi plano de las tierras raras pesadas (Dy-Lu) con un ligero enriquecimiento en Yb y Lu. Por otro lado, en el diagrama multi-elemental (Figura 26B) se observa una empobrecimiento en los elementos móviles (LILE), excepto por una anomalía positiva de Ba, una anomalía casi nula de Sr y un ligero enriquecimiento en Zr.

Las muestras CH73 y CH74 a pesar de presentar una estructura diferente, mineralógica y geoquímicamente son muy similares. Ambas muestras poseen un patrón de tierras raras con un empobrecimiento progresivo en tierras raras ligeras (La-Sm) y una anomalía negativa de Eu, con un

empobrecimiento de las tierras raras pesadas (Figura 26A). La principal diferencia entre ambas muestras es que el granitoide presenta una anomalía negativa de Th y el augengneiss un enriquecimiento en Th y U (Figura 26B). La muestra CH49, el ortogneiss foliado, posee un patrón de tierras raras similar a las muestras anteriores salvo por un mayor empobrecimiento en las tierras raras pesadas y una anomalía negativa de Eu pequeña, equivalente a la de las muestras CH20 y CH55. Asimismo se observa una disminución en el contenido de elementos móviles como el Rb, Ba, Th y U, y un ligero empobrecimiento de Hf y Zr (Figura 26B).

Finalmente el ortogneiss granítico (CH10b) es la muestra más contrastante respecto al resto pues mantiene un empobrecimiento progresivo hacia las tierras raras pesadas que a partir del Gd cae drásticamente hasta el Dy y enriqueciéndose de nuevo desde el Er hasta el Lu, formando un patrón en forma de "U" (Figura 26A). Además presenta una anomalía positiva de Eu, y anomalías negativas de Ta y Nb observadas en el diagrama multi-elemental.

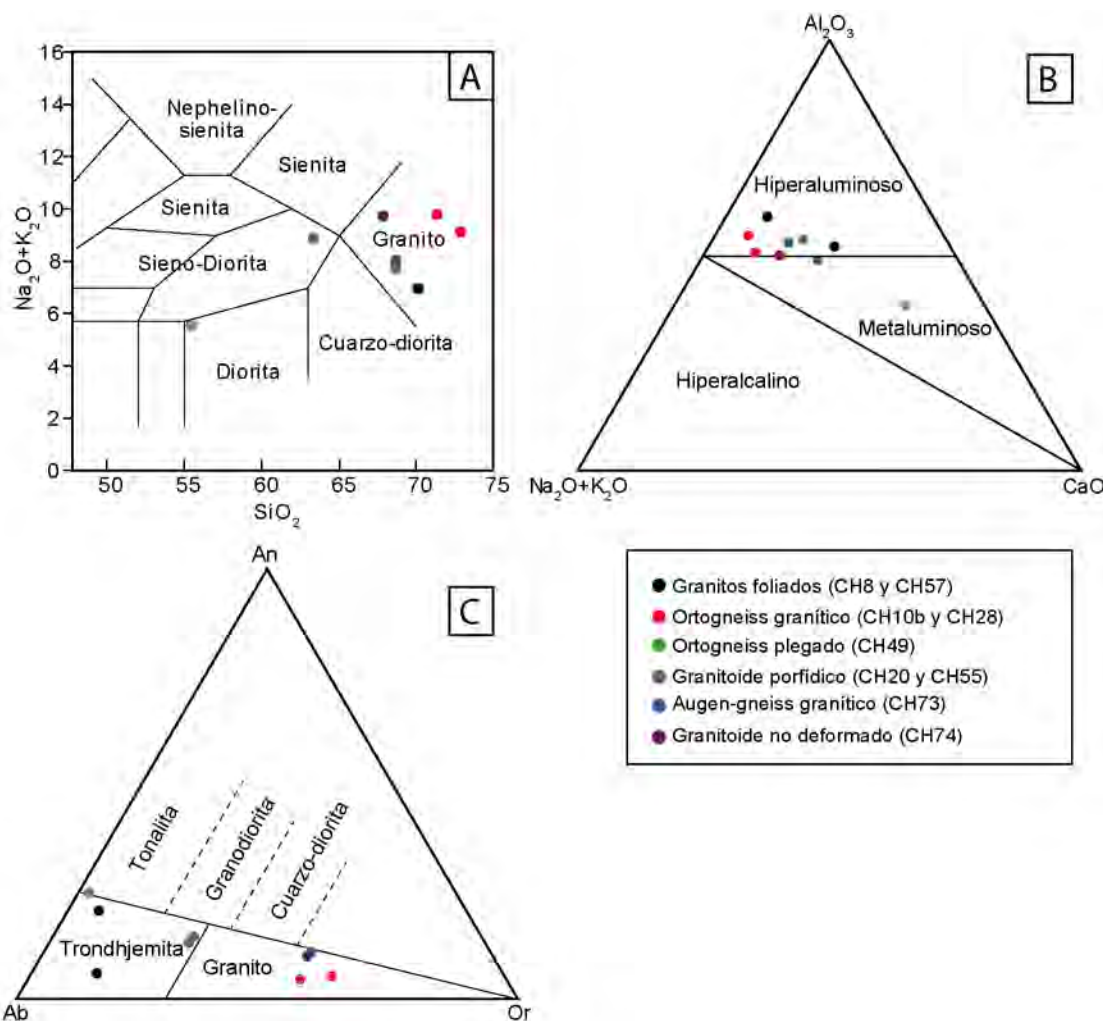


Figura 25. Diagramas de clasificación de rocas graníticas. A. Diagrama TAS (Wilson, 1989) para la clasificación de rocas plutónicas, el balance de óxido de hierro total se obtuvo mediante el software IgRoCS (Verma y Rivera, 2013). B. Diagrama de aluminosidad de Gill (2001), en base a los porcentajes molares de los óxidos de aluminio, calcio, potasio y sodio. C. Clasificación normativa de rocas graníticas de O'connor (1965), con la norma de Barth-Niggli.

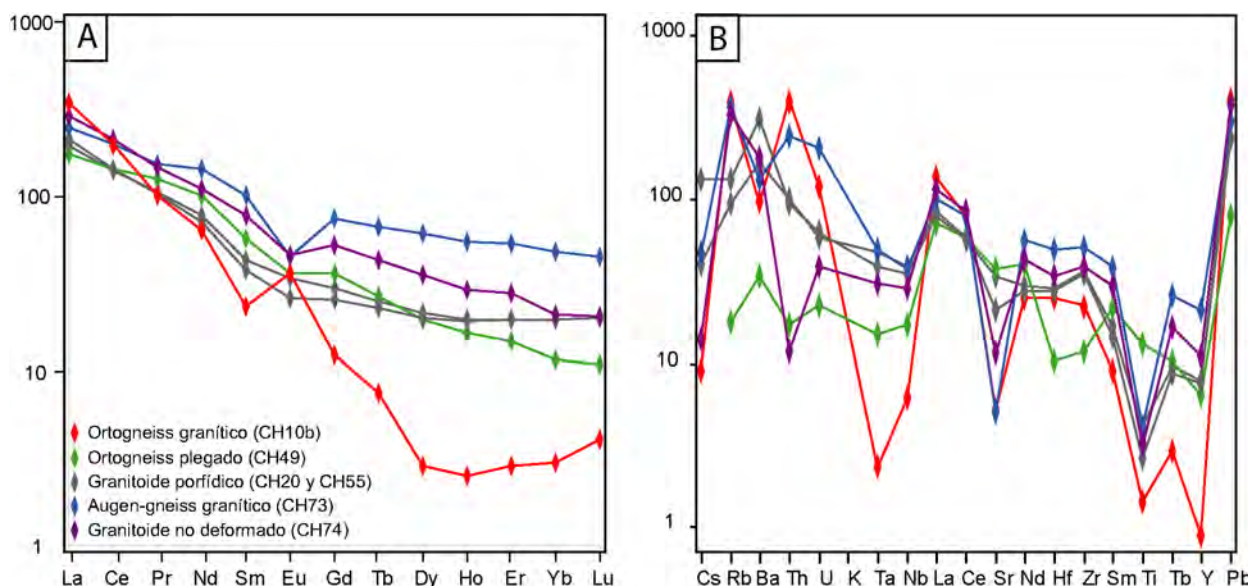


Figura 26. Diagramas de variación de elementos traza normalizados de acuerdo a Sun y McDonough (1989) y Sun (1995). A. Diagrama de tierras raras normalizado respecto a la condrita de Sun y McDonough (1989). B. Diagrama de araña de normalizado respecto al manto primordial de McDonough y Sun (1995).

Discriminación tectono-magmática

Se utilizaron los análisis geoquímicos para indagar sobre el posible ambiente geológico de formación de los protolitos, tomando en cuenta el problema de movilización química antes mencionado. En un principio se utilizaron los diagramas de discriminación clásicos de Pearce *et al.* (1984) los cuales hacen uso de tierras raras y elementos incompatibles como Y, Yb, Ta, Nb y Rb. De éstos el Rb es el elemento más móvil durante procesos de metamorfismo e hidrotermalismo por lo que estos diagramas pueden dar resultados erróneos, sin embargo, se ha asumido que la movilidad de tierras raras ligeras es menor en rocas de composición granítica en comparación a rocas de composición básica (Rollinson, 1993).

Con base en lo anterior se utilizaron los diagramas de Pearce basados en Y+Nb-Rb y Yb+Ta-Rb (Figura 27A-B), en los cuales el ortogneiss granítico (CH10b) es clasificado en el campo de los granitos sin-colisionales, mientras que el ortogneiss plegado (CH49) lo hace en el de los granitos de arco volcánico. Las muestras restantes (augengneiss, granitoide y metagranitos) se localizan entre los campos de los granitos intra-placa y arco volcánico, en una región que se ha designado para granitos de carácter post-colisional (Figura 27A-B).

Por otra parte, se utilizaron los diagramas de discriminación tectónica para granitos propuestos por Verma *et al.*, (2012). A diferencia de los diagramas clásicos de Pearce, estos esquemas utilizan la composición de elementos mayores y se basan en un tratamiento estadístico multivariable para clasificar rocas graníticas en cuatro ambientes tectónicos: rift continental, colisional, arco de islas y arco continental. En estos diagramas (Figura 27C-E) las muestras restantes (CH8, CH49 y CH57) se clasifican en los campos de arco continental e insular por lo que su origen puede estar ligado a un ambiente de subducción, mientras que las muestras ortogneisses graníticos lo hacen en el ambiente colisional. Por otra parte, las muestras CH73 y CH74 se

ubican en el campo de los granitos de rift continental, mientras que los granitoides porfídicos lo hacen entre el límite de los campos de rift, arco continental y colisional, por lo que su discriminación es ambigua.

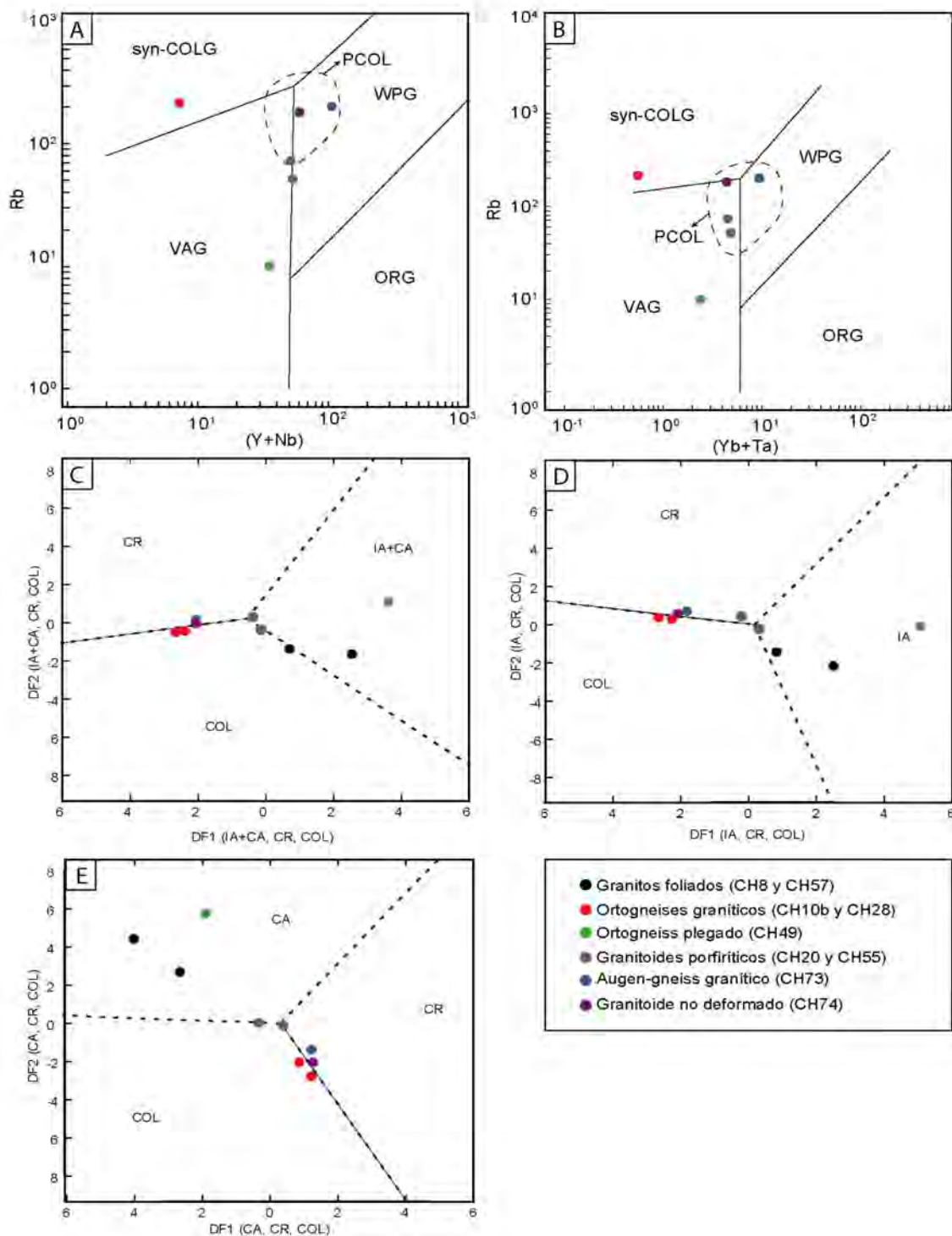


Figura 27. Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas graníticas. A-B. Diagramas de Pearce et al., 1984; VAG: granito de arco volcánico, ORG: granito de cresta oceánica, WPG: granito intra-placa, syn-COLG: granito sin-colisional, PCOL: granito post-colisional. C-E. Diagramas de Verma et al., 2012; CR: rift continental, IA: arco de islas, CA: arco continental, COL: colisional.

Modelos de cristalización

Como ya se mencionó al inicio de este apartado uno de los principales objetivos de la petrología metamórfica es la identificación de los posible protolitos, por medio del análisis petrográfico y geoquímico. Sin embargo nuevas herramientas de modelación numérica permiten simular escenarios de las condiciones magmáticas durante la formación de una roca ígnea.

Uno de los principales programas que permiten acotar dichas condiciones es MELTS (Ghiorso y Sack, 1995; Asimow y Ghiorso, 1998). Este algoritmo usa una base de datos termodinámica para calcular, a partir de una composición inicial de un magma, la cantidad y composición de las fases minerales durante un proceso de cristalización.

Este programa posee múltiples calibraciones para diversos regímenes de composición, así como capacidades de cálculo según las necesidades del usuario. Una de la calibraciones más recientes de este software es Rhyolite-MELTS (Gualda *et al.*, 2012), la cual ha sido creada para facilitar el modelado en rocas volcánicas silíceas, teniendo utilidad potencial para estudiar rocas graníticas. El algoritmo de Rhyolite-MELTS tiene como *input* la composición del magma, sobre la que posteriormente se define el espacio termodinámico de trabajo (P, T, ΔP , ΔT , BUFFER, etc.) para posteriormente realizar un modelo de cristalización fraccionada. Una de las desventajas en el uso de Rhyolite-Melts es que no es capaz de predecir correctamente la formación de fases minerales hidratadas. Otra limitación radica en la calibración solo ha mostrado buenos resultados en experimentos a presiones menores a 5 kbar (Barboni *et al.*, 2015; Moecher *et al.*, 2014). Dado que no se conoce la composición del magma que generó las muestras se usó como *input* la composición de roca total asumiendo que esta es representativa del magma parental, y que el proceso metamórfico fue isoquímico. Esta composición además no refleja el contenido de H₂O en el magma

A	T sat Zr (°C)	Bt	Msc	Kfs	Pl	Qz	Rt	Ox	Ap	Total
CH10b	706.22	7.05	3.63	39.98	16.80	30.22	0.00	0.57	0.00	98.25
CH55	724.63	10.42	5.49	8.56	46.21	25.72	0.00	1.15	0.00	97.55
CH73	732.45	12.77	6.50	25.77	21.55	29.74	0.00	1.77	0.00	98.10
CH74	758.04	10.76	0.00	38.55	27.80	21.41	0.00	1.14	0.45	100.11

B	Plagioclasa			Feldespatos potásico		
	Ab	An	Or	Ab	An	Or
CH10b	78.45	14.85	6.69	31.50	0.66	67.84
CH55	76.20	18.00	5.80	29.37	0.67	69.96
CH73	67.84	27.97	4.19	24.45	0.88	74.67
CH74	73.71	24.47	1.82	15.32	0.19	84.49

C	CH10b	CH55	CH73	CH74
T sat Zr (°C)	706.22	724.63	732.45	758.04

Tabla 8. Resultados del modelado en Rhyolite-MELTS A. Proporciones modales (%) al final de la secuencia de cristalización. B. Composición calculada de los feldespatos a partir de componentes ideales. C. Temperaturas de saturación de zircón obtenida en cada muestra.

por lo que se usó un valor nominal de 2 % en peso que ha demostrado generar buenos resultados en simulaciones de este tipo (Barboni *et al*, 2015). Las simulaciones se realizaron para las muestras CH10, CH55, CH73 y CH74 con una solución buffer QFM, en un intervalo de temperatura de 1200 °C a 500 °C. Puesto que la calibración está realizada para bajas presiones (<5kbar), se asumieron condiciones isobáricas a 2kbar. Este valor no es representativo del emplazamiento de plutones graníticos (5 a 8 kbar) por lo que los resultados de este modelado son solo una aproximación al comportamiento de sistemas graníticos.

Con los resultados obtenidos se realizaron secuencias de cristalización, como gráficos de la composición modal de los minerales y el fundido respecto al descenso de temperatura (Figura 28A-D), obteniendo una trayectoria de cristalización para cada fase. Se observa que las muestras CH10b, CH73 y CH74 presentan trayectoria muy similares con un rápido enriquecimiento en cristales de plagioclasa y minerales opacos posterior a los cuales cristalizan el resto de las fases minerales. Mientras que en el granitoide porfídico (CH55) hay un rápido enriquecimiento en plagioclasa seguido, en proporción menor, por feldespato potásico y el resto de fases minerales.

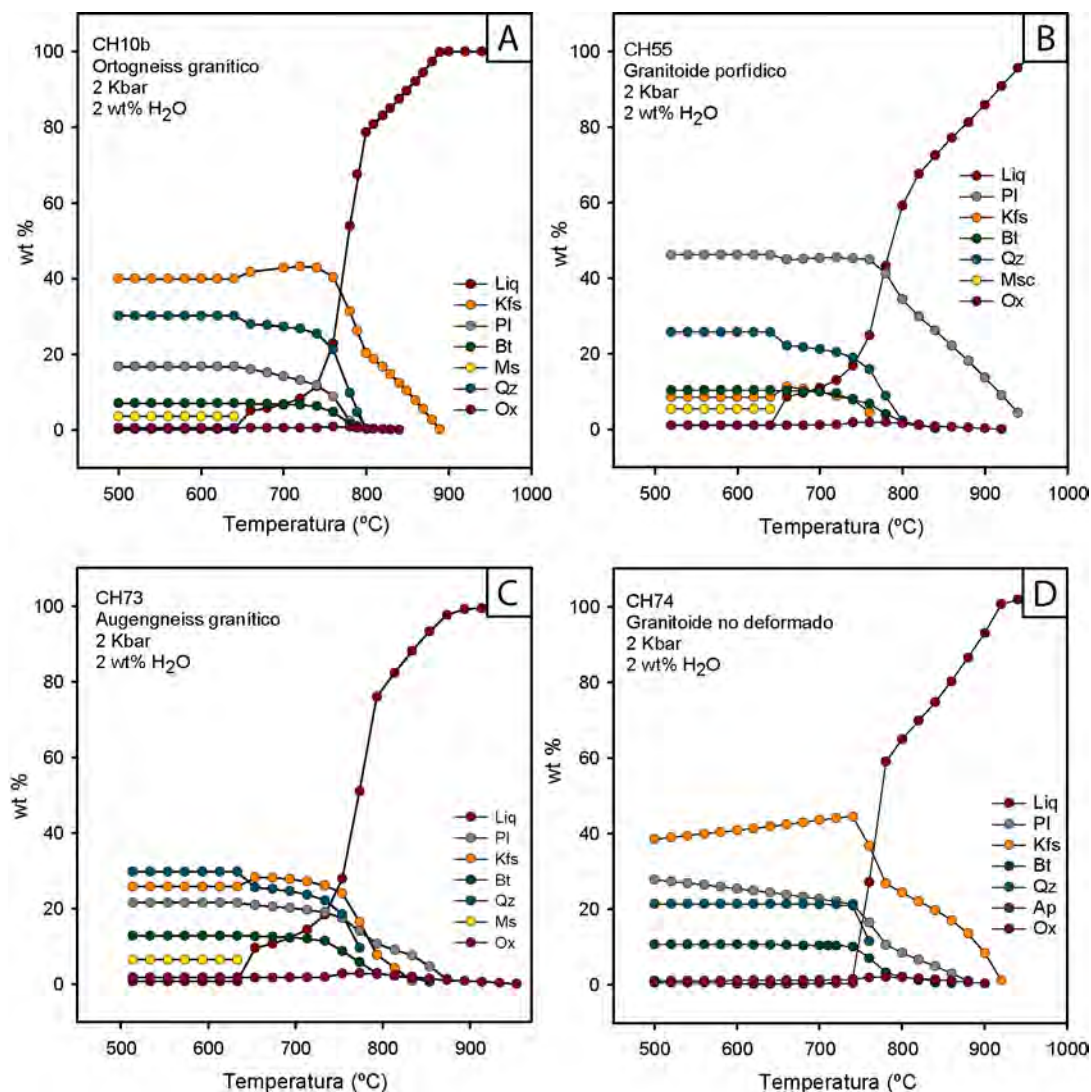


Figura 28. Secuencias de cristalización obtenidas con Rhyolite-MELTS.

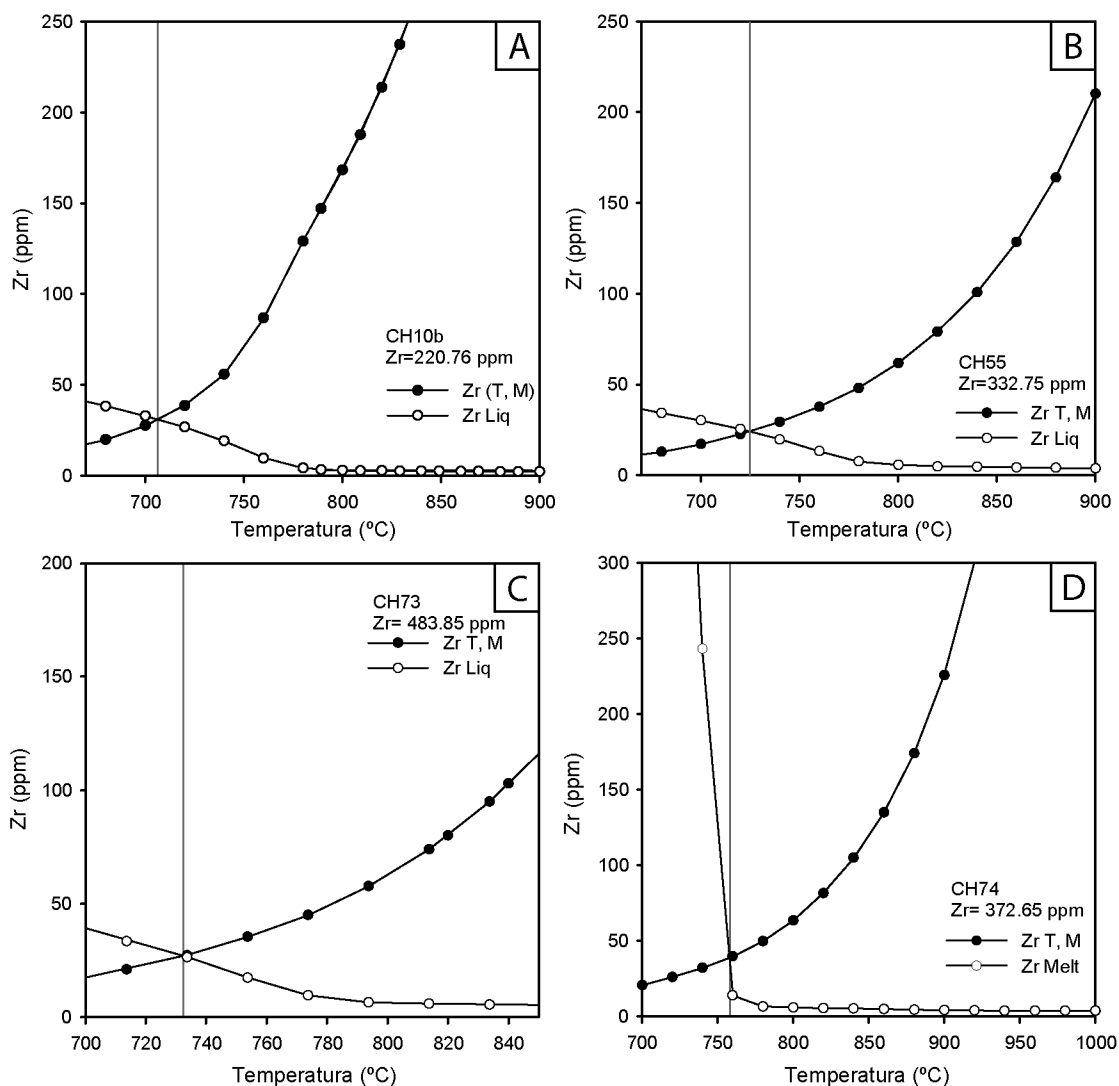


Figura 29. Gráficos de temperatura de saturación de zirconio.

En todas las muestras se observa una proporción dominante de plagioclasa, feldespato y cuarzo (>80%) que corresponde a una composición granítica (Figura 30A) los cuales, salvo el contenido de cuarzo, son similares a los obtenidos en el conteo de puntos (ver Capítulo 5). Por otra parte, la composición del feldespato potásico (Or_{85-70}) y la plagioclasa ($Ab_{78-67}An_{28-15}$) obtenida por este método (Figura 30B) es equivalente a los obtenidos durante el análisis de microsonda (ver Capítulo 5).

Adicionalmente se calculó la temperatura de saturación de Zr, como un estimado de la temperatura de cristalización de zircón de cada una de las muestras. Este cálculo se realizó según la metodología de Moecher *et al.*, (2014) donde se calcula la fracción de Zr en el fundido como función de la cantidad del mismo Zr en volumen de roca total (Zr_{Liq}) y se compara con la cantidad de Zr necesaria para cristalizar zircón ($Zr_{T,M}$) como función del valor $M=(Na+K+2Ca)/(Al\cdot Si)$ (Watson y Harrison, 1983). Ambos cálculos se realizaron con Rhyolite-Melts y permitieron definir dos curvas cuya intersección (línea gris, Figura 29A-D)

define las condiciones de saturación de Zr ($Zr_{Melt} = Zr_{T,M}$). Los resultados se resumen en la Tabla 8 donde se observa la temperatura de saturación de Zr y la composición modal de los minerales formados.

Las temperaturas de saturación de Zr obtenidas mediante este modelado presentan una amplia dispersión: las muestra CH55 muestra una temperatura de alrededor de 724 °C, mientras que los granitoides CH73 y CH74 a pesar de ser geoquímicamente similares el modelo arrojó temperatura contrastantes de, 732 °C y 758 °C respectivamente; finalmente el ortogneiss granítico arrojó una temperatura de 706 °C.

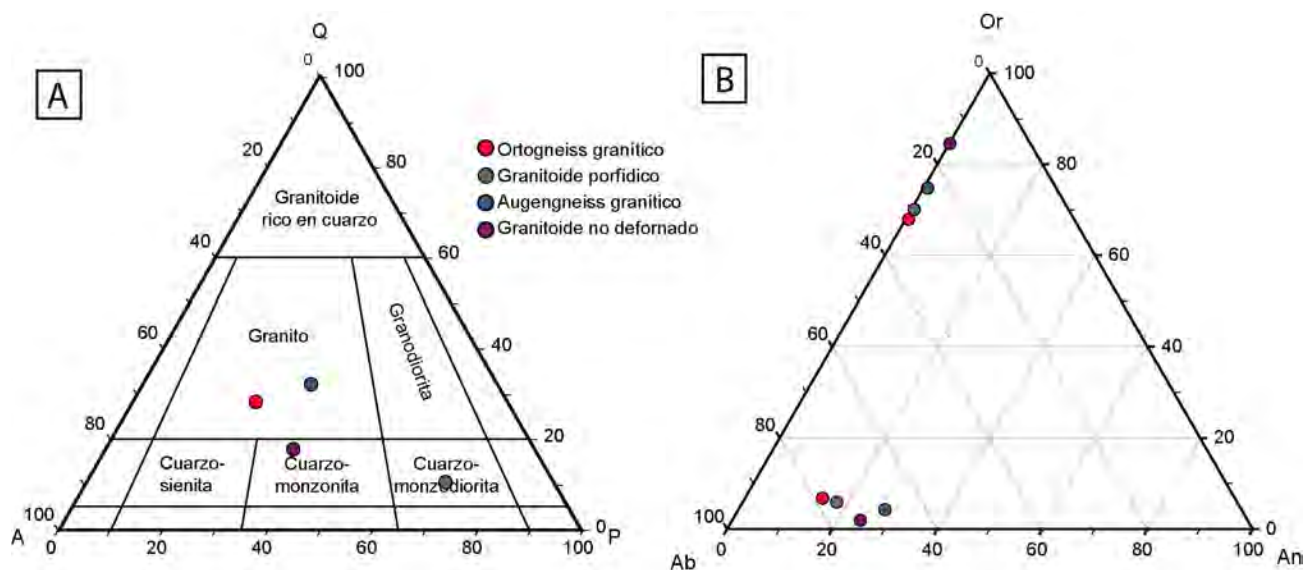


Figura 30. Diagramas de clasificación para los resultados de Rhyolite-Melts.

Capítulo 8. Geocronología

Se seleccionaron dos muestras representativas (ortogneiss granítico y granitoide porfídico) de la variedad estructural y las relaciones litológicas de la zona de estudio fueron seleccionadas para obtener la edad U-Pb en zircón. Asimismo se obtuvo el contenido de elementos traza de zircons individuales.

El zircón como geocronómetro permite determinar edades absolutas de diversos eventos geológicos (Scherer, 2007); sin embargo, la correcta interpretación de estos depende de los mecanismos que pueden afectar la estructura, textura, geoquímica y edad de los zircons. Estos factores son: (1) el crecimiento de nuevos zircons y (2) la modificación de un zircón preexistente, a continuación se describen los factores propuestos por Grant *et al.*, (2009) que pueden afectar la edad de los zircons y las texturas que se pueden observar en los cristales para cada uno de estos mecanismos.

1. Crecimiento de nuevos zircons en:

a. Fluidos. Estos incluyen a los formados a partir del enfriamiento de un magma o precipitación a partir de una sustancia acuosa, estos cristales se caracterizan por poseer formas euhedrales, con hábitos prismáticos, y presentan zoneamiento oscilatorio y por sectores.

b. Estado sólido. Estos son formados por la descomposición de minerales ricos en Zr y Si durante el metamorfismo, el zircón puede cristalizar como nuevos cristales euhedrales generalmente de formas ovoides o redondeadas y no presentan zoneamiento alguno, o bien formar nuevos crecimientos alrededor de otros cristales preexistentes. Estos cristales suelen tener relaciones $Th/U < 0.2$; sin embargo, este no es un criterio definitivo para discriminar el origen metamórfico de estos crecimientos.

2. Modificación de un zircón preexistente:

a. Recristalización. Este mecanismo se identifica por la presencia de bordes irregulares donde se ve truncada la estructura primaria como zoneamiento en sectores específicos del cristal. Asimismo algunos bordes pueden observarse borrosos o adelgazados con un aumento en la luminiscencia debido al incremento en el grado de cristalinidad asociado a la pérdida de Pb radiogénico y elementos traza que son expulsados del cristal. Estos elementos cristalizan en el exterior del cristal para formar frentes de recristalización los cuales son usados para fechar el metamorfismo.

b. Disolución y re-precipitación. Este es un mecanismo de recristalización en el que un fluido (magmático o acuoso) disuelve los zircons y posteriormente los cristaliza sobre el mismo cristal.

c. Difusión. Este mecanismo se da cuando un zircón sometido a altas temperaturas pierde Pb radiogénico por difusión, causando que en estas zonas tengan edades menores de carácter discordante que permiten fechar el evento de pérdida de Pb.

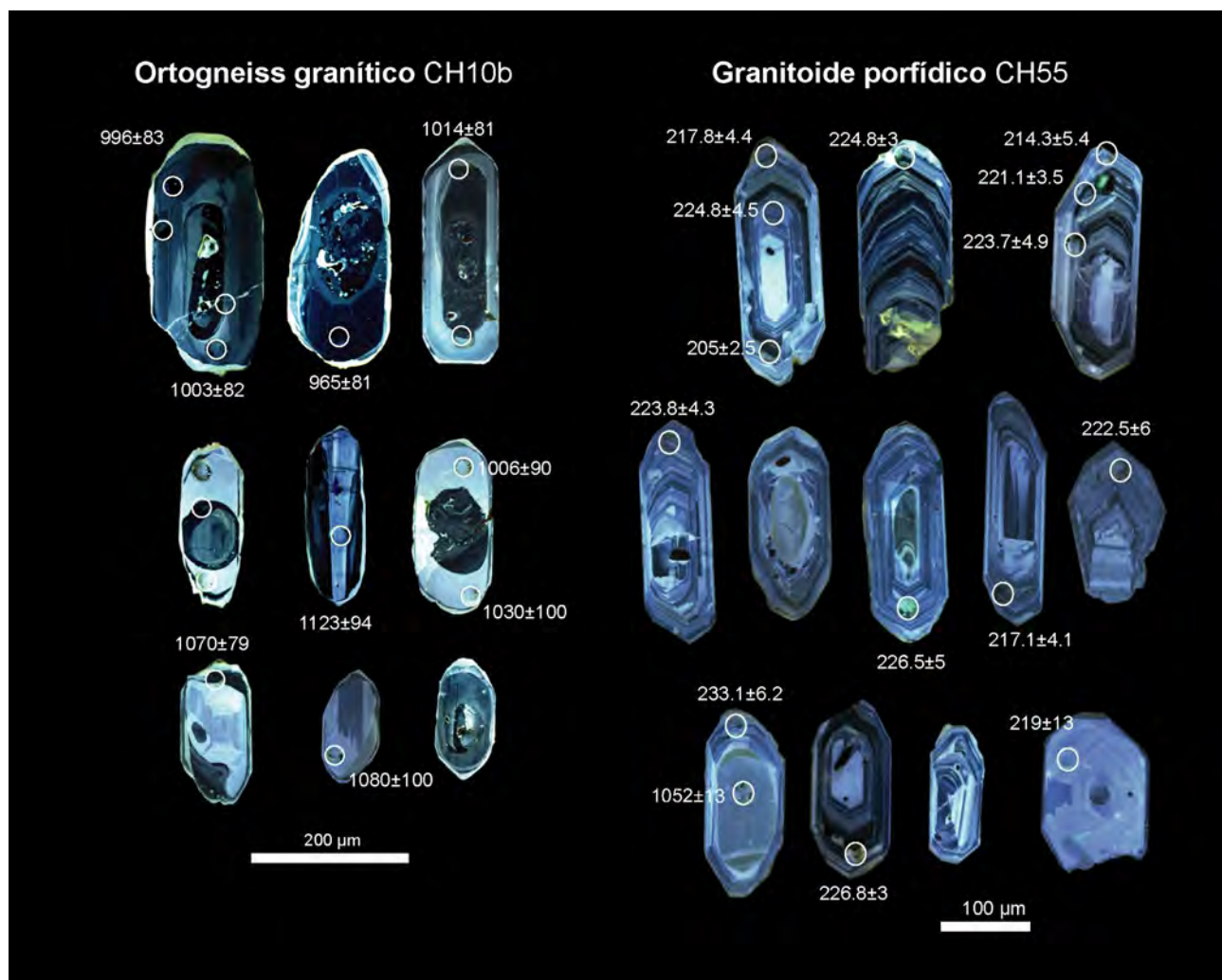


Figura 31. Imágenes de catodoluminiscencia de cristales representativos de las muestras fechadas.

Granitoide porfídico

Los zircones de esta muestra (CH55), poseen formas prismáticas euhedrales y alargadas, de entre 220-270 μm de largo con una relación con el ancho del cristal de 2:1 a 3:1. Se determinó mediante espectroscopia Raman inclusiones de cuarzo (picos de dispersión Raman en 128-130, 206, 402) y apatito (picos de dispersión Raman en \sim 430, 587-580, 965-960) cercanos a los bordes.

Las imágenes en catodoluminiscencia (CL) revelan una estructura interna caracterizada por crecimientos oscilatorios euhedrales alrededor de núcleos anedrales a subedrales, probablemente heredados (Figura 31 y Figura 32A). Estos núcleos poseen una forma redondeada y están delimitados por un borde luminiscente continuo de alrededor de 5 μm de espesor, probablemente originado por recristalización, que lo separa del dominio de crecimientos oscilatorios.

Se realizaron dos análisis de núcleos heredados en los zircones que resultaron en fechas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ligeramente discordantes de \sim 1052 y \sim 984 Ma (Figura 32B). Los patrones de tierras raras muestran un

incremento progresivo desde las LREE hasta las HREE con una anomalía negativa de Eu, una anomalía positiva de Ce (Figura 32F), y una relación Th/U de 0.48 y 0.42.

De las 42 mediciones obtenidas en los crecimientos oscilatorios se obtuvieron edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ que definen un grupo concordante de edades (Figura 32B), del cual se obtuvo un promedio ponderado de 225.4 ± 1.1 Ma (Figura 32C). Los patrones de tierras raras son similares a los núcleos, salvo un anomalía de Eu más pequeña con valores que oscilan entre 0.4 y 0.8 (Figura 32E), y una relación Th/U de 0.45 a 1.47 (Figura 32D). Con base en lo anterior mencionado la edad de ~ 225.4 Ma se interpreta como la edad de cristalización magmática del protolito.

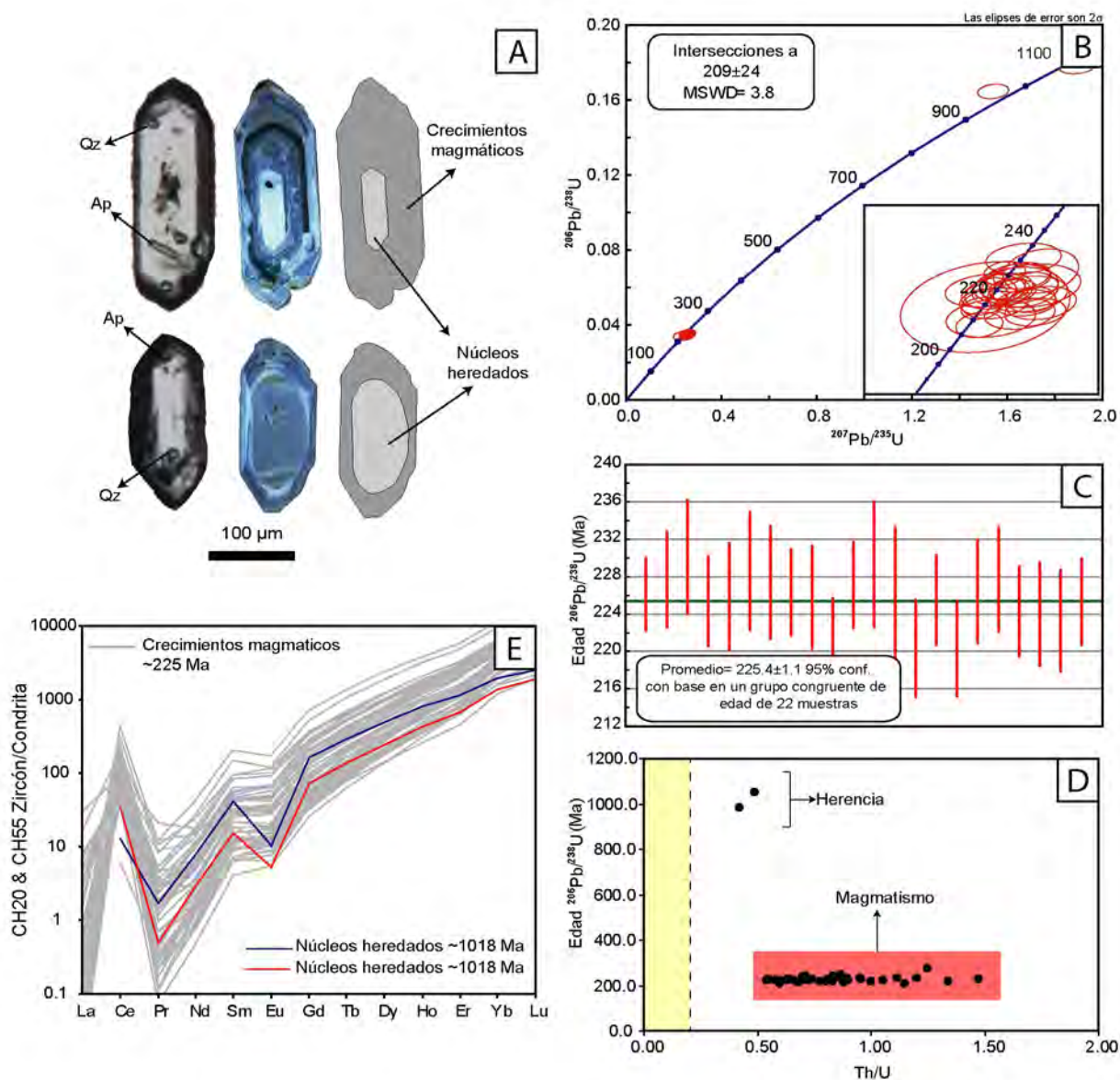


Figura 32. Geocronología del granitoide porfídico. A. Estructura interna representativa de algunos zircones fechados. B. Diagrama de Wetherill para relaciones isotópicas U-Pb. C. Promedio ponderado para el grupo concordante de edad. D. Diagrama de dispersión de tierras raras normalizado respecto a McDonough y Sun, 1995. E. Diagrama de edad vs Th/U.

Ortogneiss granítico

Los cristales del ortogneiss granítico (CH10b) poseen formas prismáticas con bordes subredondeados, los lados alargados del cristal miden entre 270 a 170 μm y mantienen una relación con su lado más corto de 2:1 a 3:1. Los cristales presentan inclusiones de apatito y cuarzo (identificadas mediante espectroscopia Raman (Figura 33A)).

En las imágenes de CL se observan al menos cuatro dominios de luminiscencia diferente. El primer dominio corresponde a los núcleos del cristal, éstos presentan formas irregulares con zoneamiento oscilatorio y en ocasiones retorcido los cuales están truncados por bordes de recristalización (Figura 33A), estos crecimientos retorcidos son llamados también zonas de flujo (Vavra *et al.*, 1999). Esta textura es considerada posterior al zoneamiento oscilatorio y causada por un proceso de metamorfismo (Hoskin y Black, 2000). Estos núcleos se caracterizan por tener una baja luminiscencia e incluso tener un carácter oscuro; algunos presentan cierto daño por metamictización observable en las imágenes de luz paralela (Figura 33A). Sobre éstos se presentan zonas de mayor luminiscencia donde el zircón adquiere formas euhedrales, los cuales suelen tener menor luminiscencia que el núcleo, tratándose de frentes de recristalización (Figura 33A). Sobre los núcleos hay amplios crecimientos (50-100 μm) con luminiscencia alta, los cuales se caracterizan por un zoneamiento oscilatorio fino o nulo el cual puede estar definiendo un evento de magmatismo; alrededor de éstos hay bordes luminiscentes continuos de 8 a 10 μm de espesor (Figura 33A), los cuales no fueron fechados debido a la diferencia con el tamaño del láser (23 μm).

Se analizaron dos núcleos los cuales resultaron en edades concordantes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de ~ 1210 y ~ 1125 Ma (Figura 33B) y edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1123 y 1120 Ma. Los cuales muestran patrones de tierras raras similares a los núcleos heredados del granitoide porfídico (Figura 33D), con valores de Th/U de 1.7 y 0.7 respectivamente.

Por otra parte, se obtuvieron 46 mediciones correspondientes a los crecimientos oscilatorios, los cuales definen una línea de discordia con intersección superior e inferior de 1005 ± 15 Ma y de intersección inferior 104 ± 50 Ma, respectivamente (Figura 33B), lo cual indica un evento de pérdida de Pb radiogénico. Asimismo, por medio de las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ se obtuvo un promedio ponderado de 988 ± 13 Ma (Figura 33C). Los patrones de tierras raras muestran un empobrecimiento progresivo hacia los elementos incompatibles con anomalías negativas de Eu de 0.01-0.23 (Figura 33D), mientras que las relaciones Th/U de los sitios de medición abarcan valores desde 1.4 hasta 0.1, conforme aumenta la discordancia (Figura 33E).

Con base en las evidencias texturales y geoquímicas, la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenida mediante el promedio ponderado se considera como la edad mínima de cristalización magmática del protolito (988 ± 13 Ma). La edad de intersección superior no coincide con algún grupo concordante de edad y dada la discordancia de estos datos, dicha edad carece de significado geológico. Por otro lado la intersección inferior (104 ± 50 Ma) se considera como la edad de un evento termal.

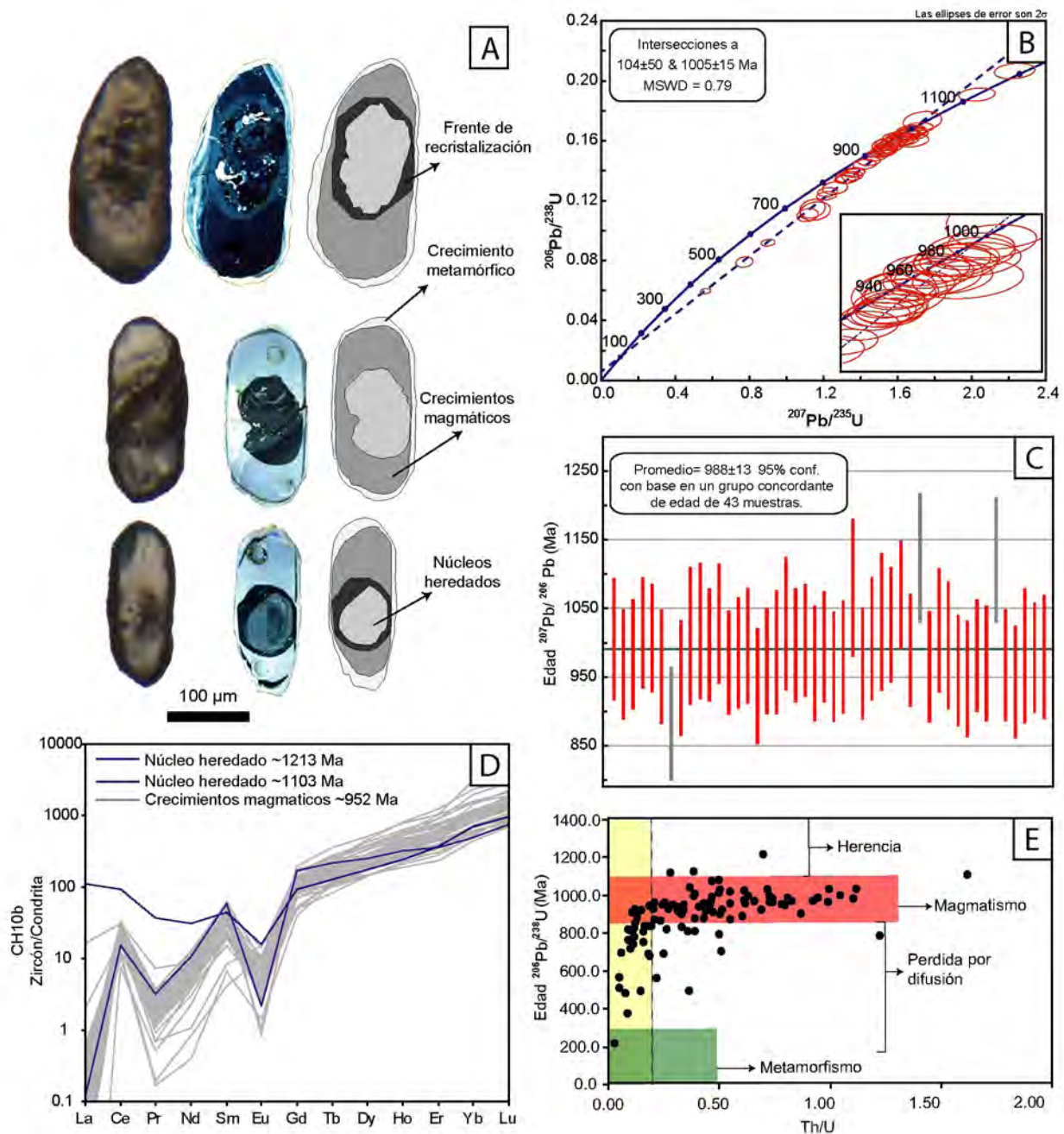


Figura 33. Geocronología del ortogneiss granítico. A. Estructura interna representativa de algunos zircones fechados. B. Diagrama de Wetherill para relaciones isotópicas U-Pb. C. Promedio ponderado de edad, los datos en gris no fueron considerados en el promedio. D. Diagrama de dispersión de tierras raras normalizado respecto a McDonough y Sun, 1995. E. Diagrama de edad vs Th/U.

Termometría de Ti

El carácter refractario del zircón favorece que sea un mineral ampliamente utilizado como una amplia herramienta petrológica (Scherer, 2007), entre algunos de los estudios realizados para este mineral resaltan los relacionados con su temperatura de formación. Watson *et al.*, (2006) reconocieron una relación empírica

entre la concentración de Ti (ppm) en el zircón y su temperatura de formación. Este método presenta algunas limitaciones pues supone condiciones de saturación de Ti al momento de la cristalización, que dependen de la actividad del sílice y el titanio al momento de la formación del cristal lo que a su vez puede provocar discrepancias de entre 50 a 65 °C (Chen *et al.*, 2010; Ferry y Watson, 2007; Fu *et al.*, 2007). Debido a esto algunos autores (Fu *et al.*, 2007) recomiendan restringir su uso a rocas con bajo sílice, es decir, rocas de composición básica.

La calibración más reciente de este termómetro (Ferry y Watson, 2007) considera las actividades del sílice y del titanio, permitiendo su uso para rocas de composición granítica. Dado que se están utilizando rocas de naturaleza granítica se considera $a_{\text{SiO}_2} = 1$, para la estimación de la temperatura de cristalización magmática, sin embargo no se conoce el valor de a_{TiO_2} durante la cristalización por lo que se consideró $a_{\text{TiO}_2} = 0.6$ (Zhang *et al.*, 2014) típico en rocas félsicas. Por otra parte, considerando que el cuarzo y fases ricas en Ti (rutilo o ilmenita) estaban presentes al momento de la formación del zircón (*i.e.* $a_{\text{SiO}_2} = a_{\text{TiO}_2} = 1$), se puede acotar la temperatura mínima de cristalización de los crecimientos magmáticos (Ferry y Watson, 2007).

En primer instancia, se observa que los resultados (Tabla 9) de ambas calibraciones (1 y 2) arrojan resultados muy similares, siendo los de la segunda calibración generalmente mayores. Con base en lo anteriormente mencionado se priorizaron los resultados obtenidos con la calibración de Ferry y Watson (2007) para la interpretaciones pertinentes. Los crecimientos magmáticos de la muestra CH10b poseen una temperatura de 793 °C, mientras que los crecimientos oscilatorios de los zircones de la muestra CH55 presentan temperaturas de alrededor de 636 °C.

Muestra	Tipo de crecimiento	Edad (Ma)	Ti (ppm) ± SD (# análisis)	T(C) ± SD ¹ (# análisis)	T(C) ± SD ² (# análisis)	T(C) ± SD ³ (# análisis)
CH10b	Magmático	950.4±9.2	16.50±3.82 (104)	785±23 (104)	793±24 (104)	848±27 (104)
CH55	Magmático	223.9±1.0	3.45±2.56 (39)	637±58 (39)	636±61 (39)	676±67 (39)

Tabla 9. Resultados de la termometría de Ti en zircón. Se muestran los resultados de la termometría de Ti en zircón para cada uno de las estructuras fechadas en dichos cristales. La temperatura se estimó mediante dos calibraciones: ¹Watson *et al.*, 2006, ²Ferry y Watson, 2007, ³Ferry y Watson, 2007 con $a_{\text{SiO}_2} = 1$ y $a_{\text{TiO}_2} = 0.6$.

Con base en todas las evidencias antes presentadas se pueden acotar al menos dos eventos magmáticos registrados en los zircones analizados. El primero se trata de un evento magmático con escasos crecimientos oscilatorios de 988±13Ma y temperaturas de ~793 °C y un evento de magmatismo de edad Triásica (225.4±1.1 Ma) con temperaturas de ~636 °C, ambos con material heredado de 1.2 a 1.1 Ga observado en núcleos heredados en los zircones. Finalmente se observa un evento termal de 104±50Ma registrado por intersección inferior con la concordia en la muestra CH10b.

Capítulo 9. Discusión y conclusiones

Petrogénesis de los protolitos

Las rocas estudiadas preservan en su mineralogía una paragénesis relictas del protolito que permitió establecer una clase química cuarzo-feldespática, mientras que un origen magmático de estas rocas es soportado por evidencias petrográficas, geoquímicas y geocronológicas.

Entre las zonas de menor deformación se preservan características magmáticas como maclado polisintético y textura perítica en plagioclasas y feldespatos, respectivamente, las cuales se han interpretado como texturas de crecimiento y enfriamiento durante la formación del protolito. Asimismo, los cristales de feldespato presentan exsolución de perfitas que indican un evento de enfriamiento magmático, aunque también podrían generarse por enfriamiento metamórfico (Binno y Compagnoni, 1992).

Los granitoides porfídicos (CH20 y CH55) presentan una composición geoquímica y mineralógica prácticamente idéntica a pesar de ser estructuralmente diferentes. La estimación modal y la clasificación geoquímica del protolito permitieron identificar ambas muestras como sienogranodioritas a granodioritas (62 a 68% de SiO₂) de carácter hiperaluminoso a metaluminoso. Los patrones de elementos traza muestran una anomalía pequeña de Eu, así como un patrón plano de tierras raras pesadas y un enriquecimiento relativo en elementos incompatibles (Zr, Ce, Y, Nb, LREE).

La anomalía de Eu tan pequeña puede atribuirse a un fraccionamiento débil de este elemento por plagioclasas o feldespatos, es decir una abundancia escasa de éstos en la fuente. Por otra parte, esta anomalía también pueden atribuirse a un fraccionamiento de minerales refractarios como lo son plagioclasa cálcica y clinopiroxeno, a partir de la fusión parcial de rocas básicas (Hanson, 1978; Rogers y Greenberg, 1990).

Las características observadas corresponden a granitos de ambiente post-colisional, incluyendo características texturales como el desarrollo de fenocristales de feldespato o texturas de tipo Rapakivi (King *et al.*, 1997; Konopelko *et al.*, 2007; Rogers y Greenberg, 1990; Whalen *et al.*, 1987). La edad de esta secuencia es de 225.4 Ma la cual es equivalente a la de las metabasitas con las que se encuentra intercalada (Solari, *et al.*, 2011; Martens *et al.*, 2012), revelando un evento de magmatismo bimodal de composición máfica y félsica durante el Triásico. De acuerdo a las características geoquímicas observadas, la clasificación en los diversos diagramas de discriminación tectónica y las relaciones de campo, se sugiere un ambiente de carácter intra-placa del tipo post-colisional en el que los fundidos que originaron estas rocas pudieron haberse originado por medio de la fusión parcial de la corteza inferior o el manto superior por el calor transferido por el ascenso astenosférico (Winter, 2014).

El ortogneiss granítico (CH10b) posee características geoquímicas que permiten identificarlo como un granito hiperaluminoso. En los análisis de elementos traza de roca total resaltan características como la anomalía positiva de Eu, un empobrecimiento drástico en MREE con un patrón en forma de "U", así como anomalías negativas de Ta, Nb e Y; estas características ya han sido observadas en otros granitos tipo S

(Rollinson, 2012). La anomalía positiva de Eu se atribuye a la fusión de feldespatos y plagioclasas, mientras que el empobrecimiento drástico en MREE y Ta, Nb e Y puede ser provocado por un fraccionamiento de granate y rutilo o anfíbol (Rollinson, 2012). Por otra parte, los zircones de esta muestra tienen núcleos heredados de entre 1.1-1.2 Ga, con sobrecrecimientos magmáticos de ~988 Ma con temperaturas de cristalización estimadas en 848 °C.

Estas evidencias sugieren que el protolito del ortogneiss granítico se originó por la fusión parcial de rocas compuestas por granate, plagioclasa, rutilo y probablemente anfíbol; composición mineral que corresponde a una granulita o una anfibolita. Probablemente la fusión parcial de estas rocas se dio en un ambiente de colisión continental, como sugieren los diagramas de discriminación tectono-magmática.

Los metagranitoides CH73 y CH74 a pesar de mostrar diferentes grados de deformación presentan una composición similar, que a su vez contrasta con el resto de las muestras. Se encuentran enriquecidos en K₂O característica que se refleja en la mineralogía de estas muestras la cual es rica en feldespato potásico. Por otra parte, en los análisis de elementos traza resalta el contenido alto de Zr, Nb, y Ce el cual sugiere un protolito granítico de tipo A (Whalen, 1987) haciendo probable un ambiente de intra-placa o de carácter transicional, evidencia que es soportada por los diagramas de discriminación tectónica. Dadas sus características geoquímicas tan similares entre sí, y a la vez contrastantes con las del resto de muestras estudiadas es probable que la génesis de estos protolitos corresponda a un evento magmático (probablemente intra-placa) independiente de los antes descritos.

Metamorfismo eclogítico

Se identificó una paragénesis de metamorfismo prógrado (Tabla 10) la cual incluye fases como muscovita fengítica, granate rico en grosularia y rutilo, asociación que corresponde a condiciones de alta-presión en facies de eclogita (Bruno *et al.*, 2001; Carswell *et al.*, 2000; Chopin *et al.*, 2012; Compagnoni y Rolfo, 2003; Liu *et al.*, 2004; Massonne y Chopin, 1989; Massonne, 2015; Menold *et al.*, 2009; Oberhänsli *et al.*, 1998; Wallis, 1997; Wang *et al.*, 2004). Sin embargo, esta asociación presenta importantes texturas de retrogresión (Tabla 10) que indican equilibrio en condiciones cercanas al límite entre los campos de eclogita y anfibolita.

Una de las texturas representativas observadas, corresponde a agregados prismáticos de albita, muscovita fengítica y clinozoisita, los cuales pudieron haberse formado a partir de la descomposición de la plagioclasa del protolito, reacción que ya ha sido observada en rocas metagraníticas de alta-presión (Oberhänsli *et al.*, 1998). No obstante, esta textura ha sido también interpretada como pseudomorfos de jadeita después del metamorfismo de alta presión (Compagnoni y Rolfo, 2003), sin embargo considerando el maclado presente en la plagioclasa (el cual parece ser relicto del protolito) se considera esta textura como pseudomorfos después de plagioclasa magmática. Por otra parte, en otras rocas cuarzo-feldespáticas de la zona de estudio también se ha documentado la presencia de anfíboles de coloración verde-azul como inclusiones en albita, asociación que se ha interpretado como posterior a cristales de onfacita (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004).

El zoneamiento de los cristales de granate está caracterizado por un patrón de empobrecimiento de

espesartina y enriquecimiento de almandino hacia los bordes relacionados con la cristalización durante un régimen de aumento de presión y temperatura, denominado como zoneamiento prógrado o de crecimiento (Chakraborty y Ganguly, 1991; Banno *et al.*, 1986; Dempster, 1985; Khon, 2003). El manganeso es un elemento, que salvo en el granate, no es un componente principal de otras fases típicas de rocas graníticas. Durante la cristalización del granate se enriquece rápidamente en el componente manganeso dejando bordes empobrecidos en dicho elemento; mientras que la incorporación de Fe en el granate se ve favorecida por el aumento de temperatura.

El hecho de que los cristales de granate conserven un aparente zoneamiento prógrado, indica que la temperatura probablemente no rebaso los 700 °C (Spear, 1991). El zoneamiento de grosularia puede ser variable en el granate (Khon, 2003), sin embargo en rocas de alta-presión se observa que el contenido de Ca disminuye hacia al borde durante un aumento progresivo de presión y temperatura, tal como se observa en los modelos de isopleetas analizados (ver Capítulo 5).

Algunos autores (Yokoyama *et al.*, 1986; Ghent *et al.*, 1987; Franz y Liebscher, 2004) han acotado la composición de la epidota, en rocas metamórficas de alta-presión de carácter ácido entre $X_{Fe}=0.030-0.09$, estos valores coinciden con los determinados en la epidota de los granitoides caracterizados. Asimismo se ha observado que la composición de éstas tiende a ser menos aluminosa conforme aumenta la intensidad del metamorfismo (Black *et al.*, 1988), por lo que el enriquecimiento en X_{Fe} hacia los bordes de los cristales puede ser explicado por la cristalización de los mismos durante un proceso prógrado de metamorfismo. Esto implica que la zoisita y clinozoisita pueden corresponder a etapas tempranas del metamorfismo, mientras que la epidota rica en Fe^{+3} a un equilibrio más cercano al pico metamórfico.

En meta-eclogitas y eclogitas de la zona de estudio se ha observado cristales de jadeita impura (~98% Jd) como parte de la paragénesis del pico metamórfico (Maldonado *et al.*, 2017; Ortega-Gutiérrez *et al.*,

Magmática		Metamorfismo progrado	Metamorfismo retrogrado
Cristalización	Enfriamiento		
Qz		Agregados de cuarzo recristalizado	
Pl	→	Jd(?) + Zo + Qz	Jd(?) → Ab + Phe + Czo + Qz
		Czo + Phe + Ab	Phe → Bt + Qz
		Omp	→ Anf + Ab
Kfs	Ab (pertita)		
Bt	→	Phe + Grt	Phe → Bt + Qz
			Grt → Chl
Fase rica en Fe y Ti	→	Rt	→ Ttn + Zrn
Ap		Ap + Pl → Zo	

Tabla 10. Cuadro de las reacciones observadas durante el análisis petrográfico.

2004). Sin embargo esta fase no se observa en las rocas metagraníticas estudiadas por lo que si esta litología se equilibró también en las mismas condiciones pico que las eclogitas, ésta fase debería estar presente.

Sin embargo, uno de los principales debates alrededor de este tipo de rocas se centra en si esta litología resiste la transformación a facies de eclogita por fenómenos cinéticos o de meta-estabilidad (Proyer, 2003), o después del proceso de eclogitización sufre de una intensa retrogresión (Young y Kylander-Clark, 2015; y referencias ahí citadas) impidiendo que se observen fases como coesita o jadeita. Dado que la albita se encuentra en equilibrio con cristales de zoisita-clinozoisita, con zoneamiento progrado aparente, y muscovita fengítica se considera que el componente cálcico de la plagioclasa magmática reaccionó para formar otras fases cálcicas como la epidota y granate, mientras que el componente albitico se mantuvo meta-estable durante el metamorfismo.

Por otra parte, minerales accesorios como el rutilo fueron probablemente originados por la transformación de fases ricas en Fe y Ti como ilmenita o biotita, el cual durante la retrogresión probablemente reaccionaría con fases ricas en Ca (como el granate) para formar titanita.

Los cristales de muscovita fengítica ($Si=3.4$ apfu) presentan en su mayoría coronas o lamelas de biotita intercrecidas con cuarzo. Esta textura corresponde a la reacción modelo observada en el sistema NCKFMASHT (ver Capítulo 6) en la que el componente celadonítico se transforma en biotita, liberando el exceso de Si tetrahedral en forma de cuarzo; de acuerdo a lo anterior y dado que se utilizó un termómetro basado en fengita es probable que no se estén observando las condiciones pico del metamorfismo sino un equilibrio posterior a éste.

El campo de estabilidad de la Fe-celadonita está delimitando las condiciones mínimas del pico metamórfico, mientras que el límite superior está acotado por el límite de estabilidad de la coesita, este campo concuerda con lo observado en el modelo de estabilidad para sistemas graníticos a alta-presión calculado por otros autores (Chopin *et al.*, 2011; Massonne *et al.*, 2015). Con base en dichos modelos se estimaron las condiciones del metamorfismo entre 630-670 °C y 21-25 kbar (Figura 34A), las cuales son equivalentes a lo obtenido en trabajos anteriores en la Sierra de Chuacús (Hernández-Urbe, 2015; Maldonado *et al.*, 2016; Martens *et al.*, 2007; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004; Solari *et al.*, 2013) (Figura 34B). Las condiciones de metamorfismo en facies de eclogita son atribuidas a condiciones de la base de una corteza continental gruesa o a un ambiente de subducción; sin embargo de acuerdo al modelo tectónico propuesto por Martens *et al.* (2012) y Brueckner *et al.* (2009) el metamorfismo registrado en estas rocas se originó probablemente en un ambiente de subducción con una colisión continental posterior.

La edad de metamorfismo eclogítico ha sido establecida en 76-68 Ma por fechamientos en el sistema U-Pb en anillos de crecimiento en zircón y Ar-Ar en micas (Martens *et al.*, 2012; Ratschbacher *et al.*, 2009). En este trabajo se reconoció por medio del sistema U-Pb en zircón, una edad de perdida Pb radiogénico caracterizada por una intersección inferior imprecisa con la concordia de 104 ± 50 Ma, la cual coincide dentro del error a la edad de metamorfismo reportada por estos autores. Asimismo esta edad ha sido observada en

fechamientos de mica en el sistema Ar-Ar de rocas metapelíticas del Complejo Chuacús (101 ± 0.4 Ma) por Ratschbacher *et al.*, (2009) a la cual no se les dió alguna interpretación, sin embargo pueden corresponder a otro evento térmico de enfriamiento o calentamiento.

Las rocas pegmatíticas de composición granítica se han documentado en todo el Complejo, con edades que oscilan entre 76 y 64 Ma, (Martens *et al.*, 2012; Ratschbacher *et al.*, 2009; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004; Solari *et al.*, 2011) las cuales se han interpretado como resultado de la fusión parcial de rocas gnéissicas durante la exhumación del Complejo Chuacús. Tomando como premisa lo anterior, es probable que las rocas intrusivas aplíticas observadas durante el análisis petrográfico que carecen de deformación y metamorfismo, tengan el mismo origen y se traten de fundidos generados durante la exhumación de esta unidad.

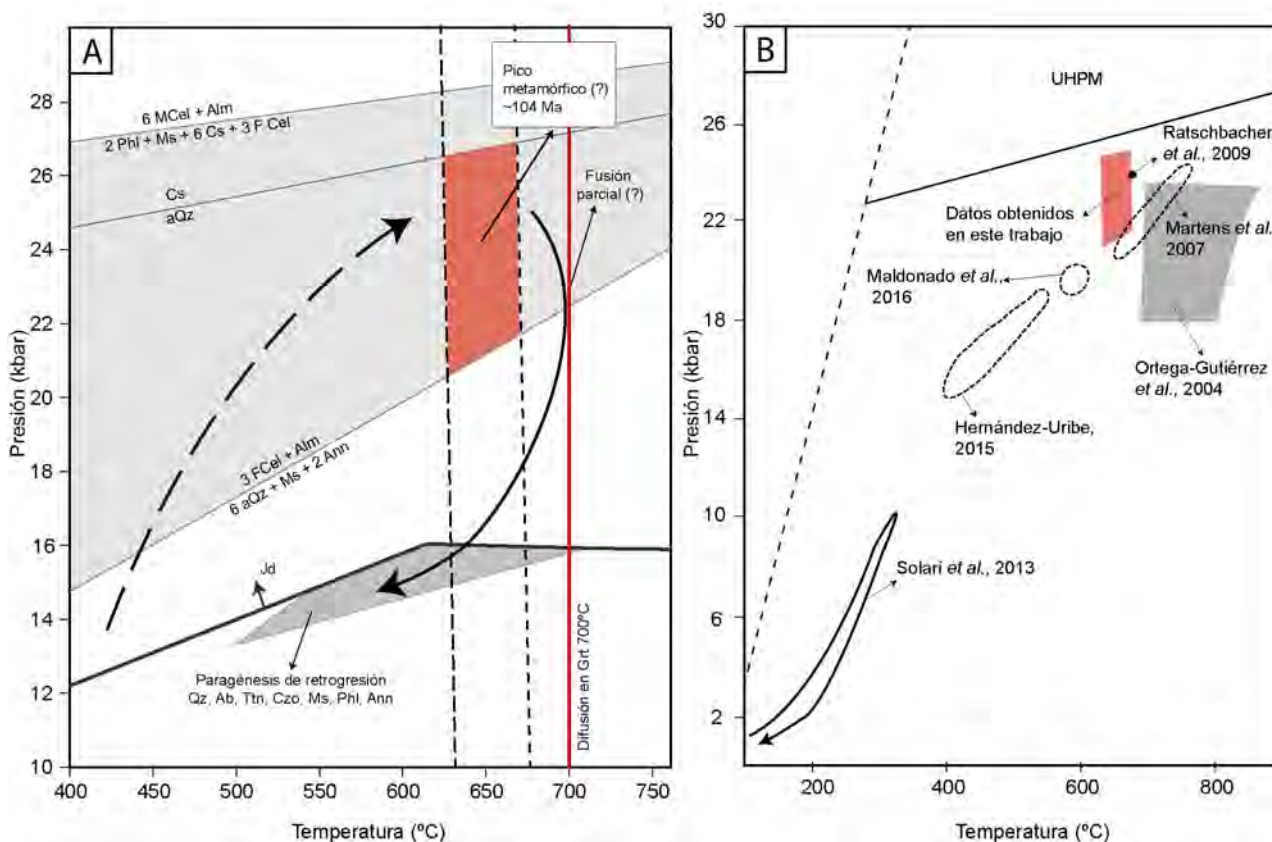


Figura 34. Datos termobarométricos de la Sierra de Chuacús. A. Condiciones P-T obtenidas en este trabajo y trayectoria metamórfica cualitativa basada en campos de meta-estabilidad de la red petrogénica en el sistema NCKFMASHT y observaciones petrográficas. B. Comparación de los datos P-T obtenidos en este trabajo con los datos obtenidos por otros autores a lo largo de la Sierra de Chuacús y el sector Rabinal.

Implicaciones tectónicas

Magmatismo Proterozoico

Tal como se mencionó al inicio de este trabajo (ver Capítulo 2) el evento más antiguo registrado en las rocas del Complejo Chuacús corresponde a un evento de magmatismo ordovícico con una evidencia clara de material heredado más antiguo (Solari *et al.*, 2011; Ratschbacher *et al.*, 2009); sin embargo, no se conocía el basamento donde debieron emplazarse estos cuerpos. Con la información obtenida del

ortogneiss granítico (CH10b), se muestra que las rocas más antiguas de la zona de estudio corresponden a granitos anatécnicos de ~988 Ma, probablemente afines al evento metamórfico grenvilliano que sirvieron de basamento donde se registraron los siguientes eventos magmáticos y metamórficos.

En el Complejo Chuacús y terrenos aledaños se ha documentado una clara evidencia grenvilliana en rocas metaígneas y metasedimentarias (zircones heredados); sin embargo, en este trabajo se documenta por primera vez la presencia de rocas con edades de cristalización tan antiguas. El protolito del ortogneiss granítico (CH10b) se ha interpretado como producto de la fusión parcial de rocas metasedimentarias en facies de anfíbolita a granulita hace ~988 Ma. Un evento de este tipo ha sido ampliamente documentado en el territorio mexicano y corresponde al pico del metamorfismo granulítico (~990 Ma) registrado en el Complejo Oaxaqueño (Keppie *et al.*, 2001; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003; Weber *et al.*, 2010); sin embargo, rocas graníticas con dicha edad de cristalización y características geoquímicas similares a la muestra CH10b no se habían documentado en el Complejo Chuacús.

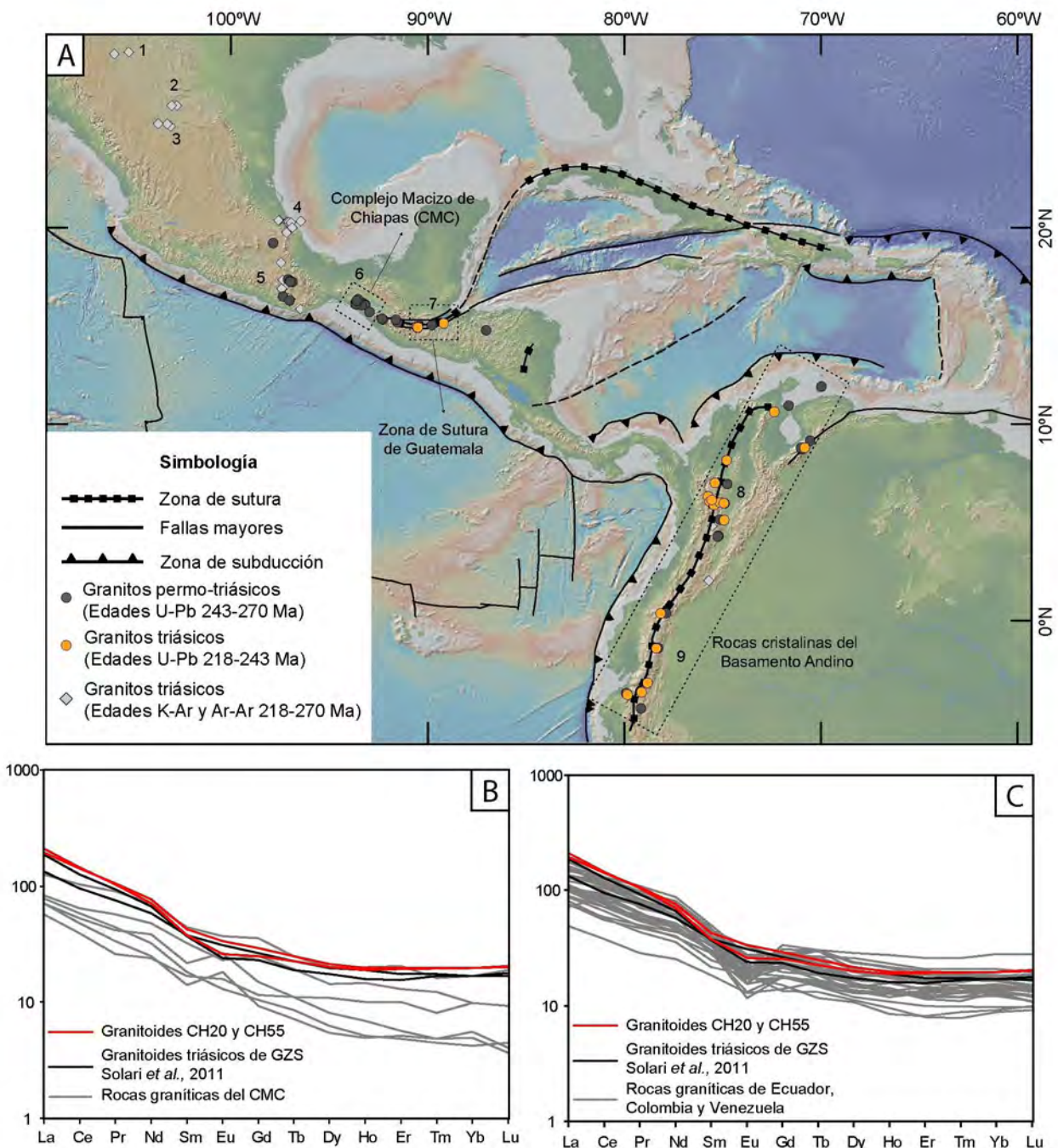
Por otra parte en la unidad Zacatal del Complejo Guichicovi se presentan ortogneisses graníticos con edades de cristalización de 1.4-1.2 Ga (Weber y Köhler, 1999) los cuales presentan patrones de REE más parecidos a los de la muestra CH10b, que han sido atribuidos a acumulación de feldespato y fraccionamiento de anfíbol durante la cristalización (Weber *et al.*, 2003) en un ambiente de arco magmático bajo la influencia de ambiente de rift continental. Sin embargo, estas rocas no corresponden temporalmente a la edad de cristalización del ortogneiss granítico. Por otra parte en el norte de México, en el estado de Coahuila, se encuentra la Formación Las Delicias compuesta principalmente por conglomerados, los cuales contienen grandes bloques de rocas graníticas con diversos grados de deformación, incluyendo cuerpos no deformados (Lopez *et al.*, 2001). Estos bloques han sido fechados por el método U-Pb en zircones arrojando edades de ~1.2 Ga, a pesar de que diversos grupos de bloques corresponden en patrones de REE con las rocas aquí tratadas su edad no concuerda con los observado en el complejo Chuacús.

Magmatismo Triásico

Se reconoció por medio del fechamiento del granitoide porfídico un evento magmático de ~225.4 Ma, el cual tiene características geoquímicas inciertas que llevan a clasificarlo en diversos ambientes tectónicos, siendo probablemente un granito intra-placa. En la zona de estudio (Martens *et al.*, 2012; Solari *et al.*, 2011), así como en la zona de Huehuetenango (Ratschbacher, *et al.*, 2009) se han reportado edades de cristalización similares (~220 Ma) en rocas metaígneas de composición básica y félsica, estas últimas presentan patrones de REE muy similares por lo que probablemente se traten de la misma unidad estudiada en este trabajo (Figura 35B). Sin embargo hacia el norte, en los Altos Cuchumatanes y en las Montañas Maya no se han documentado rocas con características similares.

En el territorio mexicano solo se han reportado edades Triásicas de enfriamiento (Figura 35A), las cuales no fueron usadas como comparación debido a que pueden estar relacionadas con procesos de exhumación y otros eventos tectónicos. Edades de cristalización U-Pb en del Pérmio-Triásico se presentan tanto en Complejo Macizo de Chiapas (CMC) como en los Andes (Figura 35A), en lo que se ha denominado como el

Cinturón Permo-Triásico (Torres *et al.*, 1991). Este grupo de rocas se ha interpretado como resultado de un evento magmático causado por la subducción bajo Sudamérica previo a la colisión con Norteamérica durante la formación de Pangea, el cual abarca un intervalo de tiempo de 287 a 232 Ma (Torres *et al.*, 1991).



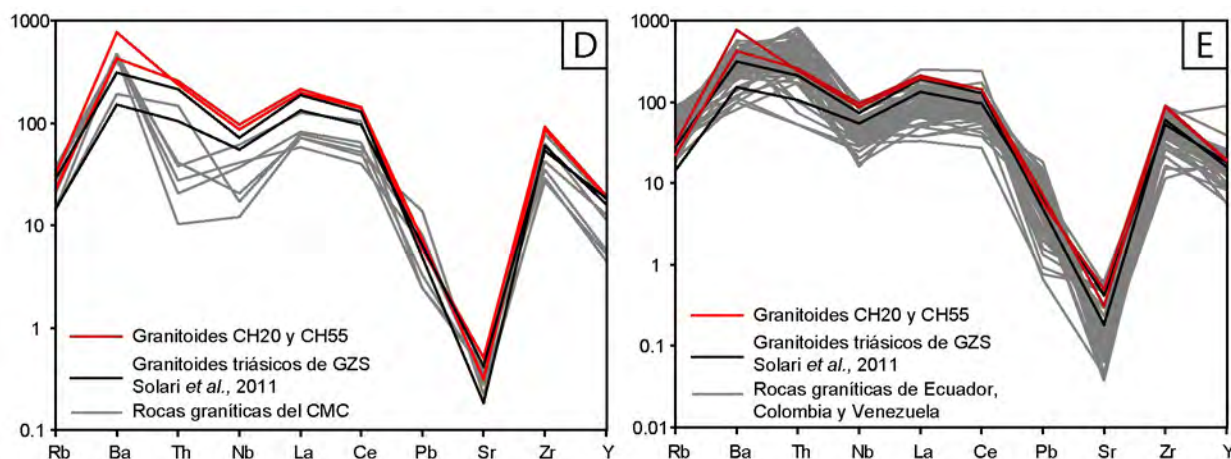


Figura 35. Distribución y geoquímica de rocas graníticas y metagraníticas de edades Permo-Triásicas y Triásicas en México y Sudamérica (siguiente página). A. Mapa de México y Sudamérica donde se observa la distribución de edades de cristalización U-Pb y algunas edades de enfriamiento Ar-Ar y K-Ar de rocas graníticas y metagraníticas. Las edades de enfriamiento Permo-Triásicas se distribuyen a lo largo de México mientras que en Sudamérica lo hacen en la costa del Pacífico. Hay afloramientos de edades Triásicas (U-Pb) en México que están restringidas al norte del país, mientras que edades triásicas son más numerosas en el basamento andino. Mapa elaborado con datos de: 1-2: Torres et al., 1999. 3: Molina-Garza, 2005. 4: Torres et al., 1999. 5: Ortega-Obregón, 2014; Solari et al., 2011; Solé et al., 2007; Torres et al., 1999. 6: Estrada et al., 2012; Pompa, 2009; Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2005; Weber et al., 2007. 7: Martens et al., 2012; Ratschbacher et al., 2009; Solari et al., 2011. 8-9: Cochrane et al., 2014; Hinojosa-Prieto et al., 2008; Litherland et al., 1994; Noble et al., 1997; Restrepo et al., 2011; Spikings et al., 2015; Spikings et al., 2016; Van der Lelij et al., 2015; Vinasco et al., 2006. B-C. Comparación de datos geoquímicos de rocas metagraníticas Triásicas de la Sierra de Chuacús. B, C. Diagramas de dispersión de tierras raras, normalizados con la condrita de McDonough y Sun (1995), donde se comparan los datos de los granitoides porfídicos (CH20 y CH55), con los datos de rocas Pérmicas del Macizo de Chiapas (B), y granitoides Triásicos de Colombia, Ecuador y Venezuela (C). D, E. Diagramas de elementos incompatibles normalizados respecto al N-MORB de Sun y McDonough (1989), donde se comparan los datos de los granitoides porfídicos (CH20 y CH55), con los datos de rocas Pérmicas del Macizo de Chiapas (D), y granitoides Triásicos de Colombia y Ecuador (E). Los datos pertenecen a las referencias citadas en el mapa (Figura 35).

Dada la similitud de edades entre algunas rocas del cinturón Permo-Triásico, principalmente del CMC, con algunos granitoides del Complejo Chuacús algunos autores han postulado que existe cierta afinidad de este complejo con el Bloque Maya (Martens et al., 2012; Solari et al., 2011). Sin embargo las principales edades documentadas en el CMC y el resto del país son de 250-240 Ma (Weber et al., 2005), las cuales no son comparables dentro del error a lo observado en el Complejo Chuacús. Existen algunos afloramientos en el estado de Coahuila, al norte del país, donde se han reportado edades de enfriamiento K-Ar de 205-217 Ma (Molina-Garza, 2005) y de cristalización U-Pb de ~220 Ma (Lopez, 1997) en rocas intrusivas graníticas descritas como tonalitas de hornblenda y biotita, edad diferente a la de las rocas graníticas Triásicas de Guatemala (Figura 35B y D).

A pesar de que dicha edad (~225.4 Ma) no se han documentado en territorio mexicano, en los complejos cristalinos de Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela son bastante comunes en anfibolitas, metagranitos y granitoides, similar a lo que se ha documentado en el centro de Guatemala (Restrepo et al., 2011; Van der Lelij et al., 2015; Vinasco et al., 2006; Cochrane et al., 2014; Spikings et al., 2015; Spikings et al., 2016). Las rocas graníticas guardan gran similitud con las muestras estudiadas (CH20 y CH55) y otras rocas metagraníticas de la Sierra de Chuacús en composición de elementos traza (Figura 35C y E), mostrando un enriquecimiento relativo en elementos incompatibles que permite diferenciarlos de las rocas Permo-Triásicas del CMC, así como un patrón de tierras raras muy similar al observado para los protolitos Triásicos. Este

cinturón de rocas graníticas en Sudamérica también se encuentra intercalado con anfibolitas de la misma edad, por lo que se ha interpretado como producto de actividad magmática bimodal, resultado de un régimen extensional postectónico, previo al rompimiento de Pangea (Cochrane *et al.*, 2014; Vinasco *et al.*, 2006; Spikings *et al.*, 2016).

Dadas las similitudes geocronológicas y geoquímicas de estas rocas con las observadas en este trabajo y en el resto de la Sierra de Chuacús, es probable que esta región de Centroamérica tenga una mayor afinidad con el basamento Andino que con el CMC tal como proponen Spikings *et al.*, (2015, 2016) que con el Bloque Maya.

Conclusiones

Durante el trabajo de campo se reconoció una gran variación estructural en los metagranitoides que afloran en la Sierra de Chuacús; sin embargo, durante el análisis petrográfico se determinó que estas unidades son similares tanto en mineralogía como en su química mineral.

Se reconocieron al menos tres paragénesis minerales distintas, siendo la primera de ellas probablemente de afinidad magmática y evidenciando un protolito granítico. Las dos paragénesis restantes están asociadas a la progradación del metamorfismo y a la retrogresión del mismo.

Los estudios petrográficos, de química mineral y termobarométricos permitieron reconocer una asociación mineral de facies de eclogita en las rocas metagraníticas de la Sierra de Chuacús, compuesta principalmente de muscovita fengítica, granate rico en grosularia y rutilo.

Las condiciones del metamorfismo fueron acotadas entre 630-670 °C y 21-25 kbar, lo cual se atribuye a un ambiente de subducción, implicando que un fragmento de corteza continental con evidencias de al menos tres eventos tectono-termales fue subducido hasta profundidades mínimas de 63 km y máximas de 75 km (considerando un gradiente geobárico de 330 bar/km), con una exhumación posterior que causó la fusión parcial de algunas unidades.

La edad del metamorfismo no se logró acotar de forma precisa (104 ± 50 Ma) sin embargo es equivalente, dentro del error, a la reportada por otros autores.

La clasificación geoquímica de los protolitos permitió identificar al menos tres pulsos magmáticos de composición y ambiente tectónico diferentes. Uno de estos cuerpos metagraníticos posee características que permiten asociarlo a un ambiente colisional, mientras que la clasificación de los dos restantes es ambigua, sin embargo parecen ser de rift continental o de ambiente post-colisional.

El protolito del granito colisional (ortogneiss granítico), colectado en los alrededores de Pachalum, posee una edad de cristalización U-Pb en zircón de 988 ± 13 Ma, siendo ésta la edad de cristalización más antigua reportada hasta el momento en la Sierra de Chuacús.

Los granitoides porfídicos de Agua Caliente poseen una edad de cristalización U-Pb en zircón de 225.4 ± 1.1 Ma, la cual es equivalente a la de las eclogitas que están encajonadas en estos granitoides. Asimismo, estos granitoides son similares en edad y composición a las rocas graníticas del basamento Andino por lo que no se descarta una probable correlación entre ambas unidades.

Referencias

- Agrawal, S. (1999) Geochemical discrimination diagrams: a simple way of replacing eye-fitter field boundaries with, probability based classifier surfaces. *Journal of Geological Society of India*. 54(4), 335-346.
- Asimow, P. D., y Ghiorso, M. S., (1998) Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*. 83, 1127-1132.
- Auzanneau, E., Schmidt, M. W., Vielzeuf, D., y Connolly, A. D., (2010) Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 159, 1-24.
- Banno, S., Sakai, C., y Higashino, T., (1986) Pressure-temperature trajectory of the Sanbagawa metamorphism deduced from garnet zoning. *Lithos*. 19(1), 51-63.
- Barbarin, B. (1990) Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological journal*. 25, 227-238.
- Barboni, M., Annen, C., y Schoene, B., (2015) Evaluating the construction and evolution of upper crustal magma reservoirs with coupled U/Pb zircon geochronology and thermal modeling: a case study from the Mt. Capanne pluton (Elba, Italy). *Earth and Planetary Science Letters*. 432, 436-448.
- Bea, F., (1996) Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology*. 37(3), 521-552.
- Belousova, E. A., Griffin, W. L., y O'Reilly, S. Y., (2006) Zircon crystal morphology, trace element signature and Hf isotope compositions as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids. *Journal of Petrology*. 47(2), 329-353.
- Black, P. M., Brothers, R. N., y Yokoyama, K., (1988) Mineral paragenesis in eclogite-facies meta-acidites in northern New Caledonia, en Smith, D. C., (eds) *Eclogite-facies rocks*. Elsevier, Amsterdam. 271-289.
- Berman, R. G., (2007) winTWQ (version 2.3): a software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations. *Geological survey of Canada, open file*, 5462.
- Biino, G. y Compagnoni, R. (1992) Very-high pressure metamorphism of the Brossasco coronite metagranite, southern Dora-Maira massif, Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 72, 347-363.
- Bruno, M., Compagnoni, R., y Rubbo, M. (2001) The ultra-high pressure coronitic and pseudomorphous reactions in a metagranodiorite from the Brossasco-Isasca Unit, Dora-Maira Massif, western Italian Alps: a petrographic study and equilibrium thermodynamic modelling. *Journal of metamorphic geology*. 19(1), 33-34.
- Brueckner, H. K., Avé Lallemant, H., Sisson, V. B., Harlow, G. E., Hemming S. R., Martens U., Tsujimori, T., y 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 Sciences Letters*. 284(1-2), 228-235.
- Bucher, K., y Grapes, R. (2011) Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer*, Heidelberg.
 - Carswell, D. A., Wilson, R. N., y Zhai, M. (2000) Metamorphism evolution, mineral chemistry and thermobarometry of schist and orthogneisses hosting ultra-high pressure eclogites in the Dabieshan of central China. *Lithos*. 52(1-4), 121-155.
 - Cawood, P. A., Kröner, A., Collins, W. J., Kusky, T. M., Mooney, W. D., y Windley, B. F. (2009) Accretionary orogens through Earth history. *Geological Society London, Special Publications*. 318, 1-36.
 - Chackraborty, S., y Ganguly, J., (1991) Compositional zoning and cation diffusion in garnets *en* Ganguly, J., (eds) *Difusion, atomic ordering, and mass transport*. *Springer*, 120-175.
 - Chemenda, A. I., Mattauer, M., y Bokun, A. N. (1996) Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth and Planetary Science Letters*. 143(1-4), 173-182.
 - Chen, R. X., Zheng, Y.F., y Xie, L., (2010) Metamorphic growth and recrystallization of zircon: distinction by simultaneous in-situ analyses of trace elements, U-Th-Pb and Lu-Hf isotopes in zircons from eclogite-facies rocks in the Sulu orogen. *Lithos*. 114(1-2), 132-154.
 - Chopin, C. (1984) Coesite and pure pyrope in high-grade blueschist of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 86(2), 107-118.
 - Chopin, C., Schulmann, K., Stípská, P., Martelat, J. E., Pitra, P., Lexa, O., y Petri, B. (2012) Microstructural and metamorphic evolution of a high-pressure granitic orthogneiss during continental subduction (Orlica-Śnieżnik dome, Bohemian Massif). *Journal of Metamorphic Geology*. 30(4), 347-376.
 - Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagóme, D., Putlitz, B., y Chiardia, M., (2014) Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangea. *Lithos*. 190-191, 383-402.
 - Coggon, R., y Holland, T. J. B., (2002) Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*. 20(7), 683-696.
 - Compagnoni, R., y Rolfo, F., (2003) UHPM units in the Western Alps. *EMU notes in Mineralogy Vol. 5*, 13-49.
 - Dempster, T. J., (1985) Garnet zoning and metamorphism of the Barrovian type area, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 89(1), 30-38.
 - Enami, M., Liou, J. G., y Mattinson, C. G., (2004) Epidote minerals in high P/T metamorphism terranes: subduction zone and high-to ultrahigh-pressure metamorphism. *Reviews in Mineralogy y Geochemistry*. 56, 347-398.
 - Endo, S., Wallis, S. R., Tsuboi, M., Torres de León, R., y Solari, L. A., (2012) Metamorphic evolution of lawsonite eclogites from the southern Motagua fault zone, Guatemala: insights from phase

- equilibria and Raman spectroscopy. *Journal of Metamorphic Geology*. 30(2), 143-164.
- Ernst, W. G., (2010) Subduction-zone metamorphism, cal-alkaline magmatism, and convergent-margin crustal evolution. *Gondwana Research*. 18(1), 8-16.
 - Estrada, J., Weber, B., Martens, U., y López-Martínez, M., (2012) Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: relations with the early Paleozoic magmatic belts of northwestern Gondwana. *International Geology Review*. 54(16), 1918-1943.
 - Ferry, J. M., y Watson, E. B., (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 154(4), 429-437.
 - Franz, G., y Liebscher, A., (2004) Physical and chemical properties of the epidote minerals: an introduction. *Reviews in Mineralogy y Geochemistry*. 56, 1-82.
 - Frost, B. R., y Frost, C. D., (2013) Essentials of igneous and metamorphic petrology. *Cambridge University Press*, New York.
 - Fu, B., Page, F. Z., Cavosie, A. J., Fournelle, J., Kita, N. T., Lackey, J. S., Wilde, S. A., y Walley, J. W., (2008) Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 156(2), 197-215.
 - García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M. A., y 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(9), 781-809.
 - Ghent, E. D., Black, P. M., Brothers, R. N., y Stout, M. Z., (1987) Eclogites and associated albite-epidote-garnet paragneisses between Yambe and Cape Colnett, New Caledonia. *Journal of Petrology*. 28(4), 627-643.
 - Ghiorso, M. S., y Sack, R., (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes IV: a revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 119(2-3), 197-212.
 - Gill, R. (2010) Igneous rocks and processes: a practical guide. *Wiley-Backwell*, West Sussex.
 - Grant, M. L., Wilde, S. A., Wu, F., y Yang, J., (2009) The application of zircon cathodoluminescence imaging, Th-U-Pb chemistry and U-Pb ages in interpreting discrete magmatic and high-grade metamorphic events in the North China Craton at the Archean/Proterozoic boundary. *Chemical Geology*. 26(1-2), 155-171.
 - Gualda, G. A. R., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V., y Carley, T. L., (2012) Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*. 53(5), 875-890.
 - Hanson, G. N., (1978) The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic compositions. *Earth and Planetary Science Letters*. 38(11), 26-43.
 - Harlow, G. E., Hemming, S. R., Avé Lallemant, H. G., Sisson, V. B., y Sorensen, S. S., (2004) Two

- high-pressure-low-temperature serpentinite-matrix mélange belts, Motagua fault zone, Guatemala: a record of Aptian and Maastrichtian collisions. *Geology*. 32(1), 17-20.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., Coward, M. P., Ries, A. C., (1986) Geochemical characteristics of collision zone magmatism. *Collision Tectonics. Geological Society London, Special Publications*. 19, 67-82.
 - Hernández-Urbe, D., (2015) Estudio petrológico del Complejo Chuacús en el Sector Rabinal, Guatemala. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
 - Hoskin, P. W. O., y Black, L. P., (2000) Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*. 18(4), 423-439.
 - Keller, L. M., De Capitani, C., y Abart, R., (2005) A quaternary solution model for white micas based on natural coexisting phengite-paragonite pairs. *Journal of petrology*. 46(10), 2129-2144.
 - Keppie, J. D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., y Lopez, R., (2001) A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. *Precambrian Research*. 112(3-4), 165-181.
 - Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K. L., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., y Lopez, R., (2003) Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*. 120(3-4), 365-389.
 - King, P. L., White, A. J. R., Chapell, B. W., Allen, C. M., (1997) Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*. 38(3), 371-391.
 - Konopelko, D., Biskev, G., Seltmann, R., Eklund, O., & Belyatsky, B., (2007) Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan. *Lithos*. 97(2), 140-160.
 - Kohn, M. J., (2003) Geochemical zoning in metamorphic minerals. In Holland, H. D., & Turekian, K. K. (eds) *Treatise on Geochemistry*, vol. 3. *Elsevier*.
 - Le Goff, E., y Ballèvre M., (1990) Geothermobarometry in albite-garnet orthogneisses: a case study from the Gran Paradiso nappe (Western Alps). *Lithos*. 25(4), 261-280.
 - Le Maitre, R. W., (ed) (2002) *Igneous rocks: a classification and glossary terms*. *Cambridge University Press*.
 - Litherland, M., Aspden, J. A., y Jemielita, R. A., (1994) The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Memoir of the British Geological Survey*. 11, 147.
 - Liou, J. G., Tsujimori, T., Zhang, R. Y., Katayama, I., y Maruyama, S. (2004) Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: the Himalayan model. *International Geology Review*. 46(1), 1-27.
 - Liu, F., Xu, Z., y Xue, H. (2004) Tracing the protolith, UHP metamorphism, and exhumation ages of orthogneiss from the SW Sulu terrane (eastern China): SHRIMP U-Pb dating of mineral inclusion-

- bearing zircon. *Lithos*. 78(4), 411-429.
- Lopez, R. (1997) The pre-Jurassic geotectonic evolution of the Coahuila terrane, northwestern Mexico: Grenville basement, a late Paleozoic arc, Triassic plutonism, and the events south of the Ouachita suture. Tesis doctoral. University of California.
 - Lopez, R., Cameron, K. L., y Jones, N. W., (2001) Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico. *Precambrian Research*. 107, 195-214.
 - Maldonado, R., Ortega-Gutiérrez, F., Hernández-Uribe, D., (2016) Garnet-chloritoid-paragonite metapelite from the Chuacús Complex (Central Guatemala): new evidence for continental subduction in the North America- Caribbean plate boundary. *European Journal of Mineralogy*. 28(6), 1169-1186.
 - Maldonado R., Weber, B., Ortega-Gutiérrez, F., y Solari, L. A., (2017) High-pressure metamorphic evolution of eclogites and associated metapelites from the Chuacús complex (Guatemala suture zone): constraints from phase equilibria modeling coupled with Lu-Hf and U-Pb geochronology. *Journal of Metamorphic Geology*. En revisión.
 - Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G., Malasoma, A., & Meneghini, F., (2009) Deformation history of the eclogite- and jadeitite-bearing mélange from the North Motagua Fault Zone, Guatemala: insights in the processes of a fossil subduction channel. *Geological Journal*. 44(2), 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, 1-10.
 - Massonne, H. J., y Chopin, C., (1989) P-T history of the Gran Paradiso (Western Alps) metagranites based on the phengite geobarometry. *Geological Society London, Special Publications*. 43, 545-549.
 - Massonne, H. J., (1995) Experimental and petrogenetic study of UHPM. In Coleman, R. G., y Wang, X., (eds) *Ultrahigh-pressure metamorphism*. Cambridge University Press, 33-95.
 - Massonne, H. J., (2015) Derivation of P-T paths from high pressure metagranites-Examples from the Gran Paradiso Massif, Western Alps. *Lithos*. 226, 265-279.
 - McDonough, W. F., & Sun, S., (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*. 120(3-4), 223-253.
 - Menold, C. A., Manning, C. E., Yin, A., Tropper, P., Chen, X. F., Wang, X. F. (2009) Metamorphic evolution, mineral chemistry and thermobarometry of orthogneiss hosting ultra-high pressure eclogites in the North Qaidam metamorphic belt, Western China. *Journal of Asian Earth Sciences*. 35(3-4), 273-284.
 - Moecher, D. P., McDowell, S. M., Samson, S. D., y Miller, C. F., (2014) Ti-in-zircon thermometry and crystallization modeling support hot Grenville granite hypothesis. *Geology*. 42(3), 267-270.
 - Molina, R. S., (2005) Paleomagnetic reconstruction of Coahuila, Mexico: the late triassic Acatita intrusives. *Geofísica internacional*. 44(2), 197-210.

- Noble, S. R., Aspden, J. A., y Jemielita, R. (1997) Northern Andean crustal evolution: new U-Pb geochronological constraints from Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*. 109, 789-798.
- Nzenti, J. P., (1992) Prograde and retrograde garnet zoning at high pressure and temperature in metapelitic and gneiss rocks from Yaounde (Cameroon Pan-African north-equatorial fold belt). *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*. 15(1), 73-79.
- O'Connor, J. T., (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *Geological Survey Research*. 525-B, 79-84.
- Oberhänsli, R., Hunziker, J. C., Martinotti, G., y Stern, W. B. (1985) Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone: an example of EO-alpine eclogitization of permian granitoids in the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps, Italy. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*. 52(2), 165-184.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Solé, J., Martens, U., Gómez-Tuena, A., Morán-Icál, S., y Reyes-Salas, M., (2004) Polyphase, high-temperature eclogite-facies metamorphism in the Chuacús Complex, Central Guatemala: petrology, geochronology, and tectonic implications. *International Geology Review*. 46(5), 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., y Schaaf, P., (2007) The Maya-Chortís boundary: a tectonostratigraphic approach. *International Geology Review*. 49(11), 996-1024.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., y Macías-Romo, C., (2014) Permian-Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U-Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana. *International Journal of Earth Sciences*. 103(5), 1287-1300.
- Paschier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005) *Microtectonics*. Springer. Heidelberg.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., y Tindle, A. G., (1984) Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*. 25(4), 956-983.
- Pindell, J. L., y Kennan, L., (2009) Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society London, Special Publications*. 328, 1-55.
- Pindell, J. L., Maresch, W. V., Martens, U., y Stanek, K., (2012) The Greater Antillean Arc: early Cretaceous origin and propose relationship to Central America subduction mélanges: implications for models of Caribbean evolution. *International Geology Review*. 54(2), 131-143.
- Pitcher, W. S., (1983) Granites: typology, geological environment and melting relationships. En Atherton, M. P., y Gibble, C. D., (eds.) *Migmatites, melting and metamorphism*. Nantwich: Shiva Publications, 277-287.
- Pitcher, W. S., (1993) The nature and origin of granite. *Chapman and Hall*, London.
- Poli, S., y Schmidt, M. W., (2002) Petrology of subducted slabs. *Annual review of Earth and*

- Planetary Sciences*. 30, 207-235.
- Pompa, V., (2009) Geoquímica y geocronología de los complejos intrusivos en el sureste de Chiapas, México. Tesis de maestría, Instituto de Geofísica, UNAM.
 - Proyer, A., (2003) The preservation of high-pressure rocks during exhumation: metagranites and metapelites. *Lithos*. 70(3-4), 183-194.
 - 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., y Bock, P., (2009) The North American-Caribbean plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras. *Geological Society London, Special Publication*. 328, 219-293.
 - Restrepo, J. J., Ordoñez-Carmona, O., Armstrong, R., Pimentel, M. M., (2011) Triassic metamorphism in the northern part of the Tahamí Terrane of the central cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*. 32, 497-507.
 - Rogers, J. T. W. y Greenberg, J. K., (1990) Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *The Journal of Geology*. 98(3), 291-309.
 - Rollinson, H. R., (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge.
 - Rollinson, H. R., (2012) Geochemical constraints on the composition of Archean lower continental crust: partial melting in the Lewisian granulites. *Earth and Planetary Science Letters*. 351-352, 1-12.
 - Roselle, G. T., y Engi, M., (2002) Ultra high pressure (UHP) terrains: lessons from thermal modeling. *American Journal of Science*. 302(5), 410-441.
 - Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Gross, A., Ortega-Gutiérrez, F., y Köhler, H., (2002) The Chiapas Massif (Mexico) revised: new geologic and isotopic data and basement characteristics. *N. Jb. Geol. Paläont.* 22, 1-23.
 - Scherer, E. E., Whitehouse, M. J., y Münker, C., (2007) Zircon as a monitor of crustal growth. *Elements*. 3(1), 19-24.
 - Smith, D. C., (1984) Coesite in clinopyroxene in the Celedonides and its implications for geodynamics. *Nature*. 310, 641-644.
 - Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Lopez, R., y Hames, W. E., (2003) 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*. 365(1-4), 254-282.
 - Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O., y Tanner, M., (2010) U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*. 34(1), 5-18.
 - Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Obregón, C., (2011) The Chuacús Complex, central Guatemala: geochronological and geochemical constraints on its Paleozoic-

- Mesozoic evolution. *Geological Acta*. 9(3-4), 329-350.
- Solari, L. A., García-Casco, A., Martens, U., Lee, J. K. W., Ortega-Rivera, A., (2013) Late Cretaceous subduction of the continental subduction of the Maya Block (Rabinal Granite, central Guatemala): tectonic implications for the geodynamic evolution of Central America. *Geological Society of America bulletin*. 125(4-3), 625-639.
 - Solé, J., Salinas, J. C., González-Torres, E., y Cendejas, J., (2007) Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 24(1), 104-119.
 - Spear, F. S., (1991) On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology*. 9, 379-388.
 - Spear, F. S., (1993) Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature paths. *American Geophysical Union*, Washington.
 - Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winker, W., y Beate, B., (2015) The geological history of northwestern South America: from Pangea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75). *Gondwana Research*. 27(1), 95-139.
 - Spikings, R., Reitsma, M. J., Boekhout, F., Miskovic, A., Ulianov, A., Chiaradia, M., Gerdes, A., Schaltegger, U., (2016) Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangea. *Gondwana Research*. 35, 124-143.
 - Sun, S. y McDonough, W. F., (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, en Saunders, A. D., Norry, M. J., (eds). *Magmatism in the ocean basins*. *Geological Society London, Special Publications*. 42, 313-345.
 - McDonough, W. F., y Sun, S. S., (1995) Composition of the Earth. *Chemical Geology*. 120, 223-253.
 - Torres, R., Ruiz, J., y Patchett, P. J., (1999) Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: tectonic implications for reconstructions of southern North America. *Geological Society of America, Special Paper*. 340, 191-196.
 - Tsujimori, T., Sisson, V. B., Liou, J. G., Harlow, G. E., y Sorensen, S. S., (2006) Petrologic characterization of Guatemalan lawsonite eclogite: eclogitization of subducted oceanic crust in a cold subduction zone en Hacker, B. R., McClelland, W. C., y Liou, J. G., (eds). *Ultrahigh pressure metamorphism: deep continental subduction*. *Geological Society of America Special Paper*. 403, 147-168.
 - Van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., y Mora, A., (2015) Paleozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research*. 31, 271-294.
 - Vavra, G., Schmid, R., y Gebauer, D., (1999) Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 134(4), 380-404.

- Verma, S. K., Pandarinath, K., y Verma, S. P., (2012) Statistical evaluation of tectonomagmatic discrimination diagrams for granitic rocks and proposal of new discriminant-function-based multi-dimensional diagrams for acid rocks. *International Geology Review*. 54(3), 325-347.
- Verma, S. P., Pandarinath, K., Verma, S. K., y Agrawal, S., (2013) Fifteen new discriminant-function-based multi-dimensional robust diagram for acid rocks and their application to Precambrian rocks. *Lithos*. 168, 113-123.
- Verma, S. P., y Rivera-Gomez, M. A., (2013) Computer programs for the classification and nomenclature of igneous rocks. *Episodes*. 36(2), 115-124.
- Vinasco, C. J., Cordani, U. G., Gonales, H., Weber, M., y Pelae, C., (2006) Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. 21, 355-371.
- Wallis, S. R., Ishiwatari, A., Hirajima, T., Ye, K., Guo, J., Nakamura, D., Kato, T., Zhai, M., Enami, M., Cong, B., y Banno, S., (1997) Occurrence and field relationship of ultrahigh-pressure metagranitoid and coesite eclogite in the Su-Lu terrane, eastern China. *Journal of the Geological Society*. 154, 45-54.
- Wang, R. C., Xu, S. J., Fang, Z., Shieh, Y. N., Li, H. M., Li, D. M., Wan, J. L., y Wu, W. P. (2004) Protolith age and exhumation history of metagranites from the Dabie UHP metamorphic belt in east-central China: a multi-chronological study. *Geochemical journal*. 38, 345-362.
- Watson, E. B., y Harrison, T. M., (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*. 64(2), 295-304.
- Watson, E. B., Wark, D. A., y Thomas, J. B., (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 151, 413-433.
- Weber, B., y Köhler, H., (1999) Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville terrane in southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*. 96(3-4), 245-262.
- Weber, B.,
- Weber, B., Cameron, K. L., Osorio, M., y Schaaf, P., (2005) A late permian tectonothermal event in Grenville crust of the southern Maya terrane: U-Pb zircon ages from the Chiapas Massif, southeastern Mexico. *International Geology Review*. 47(5), 509-529.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W. R., Hecht, L., y Schaaf, P., (2007) New insights into the history and origin of the southern Maya block México: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas Massif. *International Journal of Earth Sciences*. 96, 253-269.
- Weber, B., Scherer, E. E., Schule, C., Valencia, V. A., Montecinos, P., Mezger, K., y Ruiz, J., (2010) U-Pb and Lu-Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico-Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm. *Precambrian Research*. 182(1-2), 149-162.
- Whalen, J. P., Currie, K. L., y Chapell, B. W., (1987) A-type granites: geochemical characteristics,

- discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4), 407-419.
- Whitney, D. L., y Evans, B. A., (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 95, 185-187.
 - Wilson, M., (1989) Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. *Unwin Hyman*.
 - Wu, C., y Zhao, G., (2006) Recalibration of the garnet-muscovite (GM) geothermometer and the garnet-muscovite-plagioclase-quartz (GMPQ) geobarometer for metapelitic assemblages. *Journal of Petrology*. 47(12), 2357-2368.
 - Winter, J. D., (2014) Principles of igneous and metamorphic petrology. *Prentice Hall*. Harlow.
 - Yokoyama, K., Brothers, R. N., y Black, P. M., (1986) Regional eclogite facies in the high-pressure metamorphic belt of New Caledonia. *Geological Society of America Memoirs*. 164, 407-423.
 - Young, D. J., y Kylander-Clark, A. R. C., (2015) Does continental crust transform during eclogite facies metamorphism? *Journal of metamorphic geology*. 33, 331-357.
 - Zhang, J. X., Mattinson, C. G., Yu, S. Y., y Li, Y. S., (2014) Combined rutile-zircon thermometry and U-Pb geochronology: new constraints on Early Paleozoic HP/UHT granulite in the south Altyn Tagh, north Tibet, China. *Lithos*. 200, 241-257.

Anexos

Análisis isotópicos U-Pb de zircones del ortogneiss granítico, muestra CH10b.

	Relaciones isotópicas corregidas										Edades corregidas (Ma)										
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon-001	253.0	194.0	0.7668	0.073	0.0032	1.674	0.065	0.1666	0.003	0.0498	0.001	0.24743	993	17	998	25	1005	89	993	17	0.50
Zircon-002	2880.0	297.0	0.1031	0.0714	0.0028	1.316	0.045	0.1342	0.0022	0.0414	0.00084	0.41397	812	12	853	19	968	80	812	12	4.81
Zircon-003	3310.0	420.0	0.1269	0.072	0.0028	1.356	0.047	0.1365	0.0025	0.04215	0.00084	0.63676	825	14	870	20	983	80	825	14	5.17
Zircon-004	1090.0	394.0	0.3615	0.0731	0.0029	1.534	0.053	0.1538	0.003	0.04583	0.00083	0.50615	922	17	944	21	1014	81	922	17	2.33
Zircon-005	2150.0	295.0	0.1372	0.0727	0.0028	1.526	0.053	0.1527	0.0026	0.04657	0.00095	0.374	916	14	941	21	1006	79	916	14	2.66
Zircon-006	3080.0	165.0	0.0536	0.0714	0.0028	0.901	0.031	0.0919	0.0018	0.03341	0.00089	0.17044	566	11	652	17	965	83	566	11	13.19
Zircon-007	1620.0	149.0	0.0920	0.0685	0.0027	0.563	0.022	0.0596	0.0014	0.0161	0.0016	0.74694	373	8.7	453	15	882	83	373	8.7	17.66
Zircon-008	1350.0	206.0	0.1526	0.0709	0.0029	0.773	0.038	0.079	0.0028	0.0309	0.0012	0.026035	490	17	581	21	949	84	490	17	15.66
Zircon-009	442.0	238.0	0.5385	0.0728	0.0035	1.141	0.056	0.1146	0.0051	0.0496	0.0013	0.40772	699	30	772	28	1010	100	699	30	9.46
Zircon-010	107.0	82.0	0.7664	0.0731	0.0036	1.626	0.072	0.1605	0.0031	0.0491	0.0014	0.28362	959	17	978	27	1017	99	959	17	1.94
Zircon-011	770.0	351.0	0.4558	0.0725	0.0029	1.588	0.057	0.1599	0.0029	0.04845	0.00094	0.25923	956	16	965	22	997	82	956	16	0.93
Zircon-012	380.0	400.0	1.0526	0.0735	0.0031	1.713	0.065	0.1684	0.003	0.05058	0.00092	0.22503	1003	16	1013	24	1028	87	1028	87	0.99
Zircon-013	2410.0	435.0	0.1805	0.0713	0.0028	1.365	0.048	0.1389	0.0025	0.0453	0.0011	0.69845	838	14	874	20	971	76	838	14	4.12
Zircon-014	1250.0	417.0	0.3336	0.0718	0.0029	1.546	0.054	0.1567	0.0027	0.04622	0.00087	0.38797	938	15	949	22	985	81	938	15	1.16
Zircon-015	1080.0	890.0	0.8241	0.0723	0.003	1.575	0.058	0.1586	0.0027	0.04758	0.00079	0.20643	949	15	962	23	996	84	949	15	1.35
Zircon-016	2080.0	195.0	0.0938	0.0702	0.0028	1.222	0.044	0.1257	0.0024	0.04054	0.00092	0.69856	763	14	810	20	937	84	763	14	5.80
Zircon-017	2270.0	220.0	0.0969	0.0713	0.0028	1.328	0.054	0.1355	0.0033	0.0436	0.001	0.47264	819	19	858	23	973	77	819	19	4.55
Zircon-018	319.0	138.0	0.4326	0.0724	0.0032	1.547	0.07	0.1569	0.0042	0.0478	0.0012	0.38611	939	23	948	27	986	90	939	23	0.95
Zircon-019	177.0	94.0	0.5311	0.0735	0.0035	1.735	0.085	0.1731	0.0052	0.051	0.0015	0.091702	1029	29	1024	33	1028	97	1028	97	-0.49
Zircon-020	820.0	800.0	0.9756	0.0725	0.003	1.606	0.061	0.1614	0.0027	0.04873	0.0009	0.091618	964	15	973	24	996	83	964	15	0.92
Zircon-021	767.0	765.0	0.9974	0.0727	0.0029	1.642	0.056	0.1643	0.0028	0.04804	0.00078	0.28819	981	15	986	22	1003	82	981	15	0.51
Zircon-022	525.0	612.0	1.1657	0.0716	0.0030	1.6090	0.0600	0.1638	0.0029	0.0479	0.0008	0.14	978.0	16.0	973.0	23.0	970.0	84.0	978.0	16.0	-0.51
Zircon-023	1032.0	342.0	0.3314	0.0722	0.0029	1.504	0.051	0.1519	0.0025	0.04508	0.00087	0.072507	912	14	932	21	994	81	912	14	2.15
Zircon-024	1223.0	269.0	0.2200	0.0714	0.0029	1.422	0.051	0.1443	0.0027	0.04442	0.00097	0.27759	869	15	898	21	965	80	869	15	3.23
Zircon-025	1220.0	426.0	0.3492	0.0719	0.0029	1.48	0.054	0.1498	0.0026	0.04442	0.00079	0.3947	900	15	922	22	979	82	900	15	2.39
Zircon-026	130.0	68.8	0.5292	0.0752	0.0038	1.67	0.081	0.1601	0.0035	0.0513	0.0017	-0.090383	957	19	994	28	1080	100	1080	100	3.72
Zircon-027	1690.0	234.0	0.1385	0.0715	0.0028	1.449	0.049	0.1463	0.0023	0.0444	0.00091	0.24932	880	13	909	20	969	81	880	13	3.19
Zircon-028	189.0	198.0	1.0476	0.0726	0.0033	1.614	0.067	0.1609	0.0035	0.0488	0.0012	0.16995	962	19	974	27	1006	90	962	19	1.23
Zircon-029	165.0	195.0	1.1818	0.0731	0.0035	1.674	0.074	0.1644	0.0031	0.0499	0.0011	0.18916	983	17	997	29	1030	100	1030	100	1.40
Zircon-030	1270.0	252.0	0.1984	0.0733	0.003	1.114	0.047	0.1104	0.0035	0.04738	0.00099	0.38889	675	20	760	22	1026	84	675	20	11.18
Zircon-031	1200.0	314.0	0.2617	0.0751	0.0029	1.156	0.067	0.113	0.0051	0.04111	0.00093	0.10517	690	29	780	29	1070	79	690	29	11.54
Zircon-032	1550.0	245.0	0.1581	0.0722	0.0028	1.532	0.052	0.1536	0.0026	0.04758	0.00085	0.42242	921	15	943	21	989	82	921	15	2.33
Zircon-033	178.0	72.9	0.4096	0.0775	0.0035	2.233	0.09	0.2066	0.0042	0.0619	0.0017	0.51624	1210	22	1190	30	1123	94	1123	94	-1.68
Zircon-034	1930.0	421.0	0.2181	0.0714	0.0028	1.529	0.052	0.1547	0.0026	0.047	0.00079	0.28793	927	15	942	21	965	81	927	15	1.59
Zircon-035	261.0	151.0	0.5785	0.0731	0.0031	1.676	0.064	0.1657	0.0029	0.0508	0.0012	-0.0038807	988	16	999	24	1018	91	1018	91	1.10
Zircon-036	274.0	234.0	0.8540	0.0721	0.0031	1.649	0.063	0.1643	0.003	0.05	0.0011	0.26939	980	16	988	24	996	93	980	16	0.81
Zircon-037	1630.0	339.0	0.2080	0.0711	0.0028	1.365	0.047	0.1386	0.0022	0.04272	0.00088	0.17102	837	13	876	20	959	81	837	13	4.45
Zircon-038	1040.0	289.0	0.2779	0.0708	0.0028	1.33	0.048	0.135	0.0027	0.04304	0.0008	0.49622	818	15	859	21	947	85	818	15	4.77
Zircon-039	1740.0	221.0	0.1270	0.0719	0.0028	1.263	0.055	0.1285	0.0035	0.0418	0.001	0.12873	779	20	829	23	981	82	779	20	6.03
Zircon-040	1300.0	216.0	0.1662	0.0716	0.0029	1.217	0.044	0.1233	0.0022	0.0416	0.00091	0.39379	749	13	808	20	970	84	749	13	7.30
Zircon-041	196.0	58.0	0.2959	0.0773	0.0034	2.029	0.08	0.1908	0.0036	0.0597	0.0016	0.34091	1125	20	1127	26	1120	91	1120	91	0.18
Zircon-042	1150.0	225.0	0.1957	0.0714	0.0028	1.551	0.054	0.157	0.0026	0.04768	0.00099	0.55852	940	14	952	22	967	81	940	14	1.26
Zircon-043	738.0	358.0	0.4844	0.0705	0.0029	1.545	0.055	0.1582	0.0028	0.0479	0.00085	0.2691	947	15	948	22	943	82	947	15	0.11
Zircon-044	236.0	184.0	0.7797	0.0723	0.0035	1.635	0.072	0.1633	0.003	0.0495	0.0011	0.22592	975	17	985	27	981	98	975	17	1.02
Zircon-045	2170.0	323.0	0.1488	0.0718	0.0028	1.515	0.051	0.1527	0.0025	0.04625	0.00092	0.088563	916	14	936	21	978	80	916	14	2.14
Zircon-046	242.0	204.0	0.8430	0.0716	0.0033	1.596	0.063	0.1622	0.0029	0.04903	0.00092	0.17736	969	16	972	26	979	90	969	16	0.31

Análisis de elementos traza de los zircones del ortogneiss granítico, muestra CH10b.

(ppm)	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb
Zircon-001	290	18.7	550	2.48	0.0103	13.7	0.191	3.28	5.1	0.144	20.1	5.2	50.3	19.1	79	144	29.3	14200	41.75
Zircon-002	380	13.8	830	10	0.13	10.3	0.201	2.21	4.73	0.53	26.7	8.3	93	31.5	127	189	37.4	13000	395
Zircon-003	400	20.1	1150	14.1	0.071	20.6	0.27	5.6	8	0.36	39	12.7	126	43	168	254	52	20500	460
Zircon-004	150	18.5	520	5.3	0.056	19.7	0.228	4.6	5.6	0.17	20.4	5.8	59	19.1	76	130	29.4	15500	167.5
Zircon-005	310	17.9	780	9.8	0.057	11.7	0.151	2.48	5.6	0.61	31.2	9.1	95	30.5	120	193	44	15000	317.5
Zircon-006	390	18.6	800	25.7	-0.0000004	7.4	0.018	0.38	0.61	0.58	9.6	4.4	63	29.8	166	500	121	19900	290
Zircon-007	70	24.7	298	8.5	0.59	6.4	0.41	2.43	2.29	1.94	5.8	1.94	23.9	9.8	59.9	206	57.1	14600	93.75
Zircon-008	460	14.2	620	9	0.067	9.9	0.066	0.49	1.23	0.86	10.5	4.19	50.1	20	95	232	54.9	11800	103.75
Zircon-009	220	24.3	515	3.13	0.094	15.2	0.181	2.72	4.34	0.42	17.9	4.93	51.4	18.1	77	164	38.2	15500	48.75
Zircon-010	280	20.2	342	1.87	0.02	10.7	0.065	1.73	2.28	0.219	9.9	3.01	34.6	12.3	50.5	99	20.6	11000	17
Zircon-011	190	16.6	346	2.41	0.04	18.4	0.35	5.9	9.1	0.196	34.2	6.9	50.6	14.2	47.4	80	19.3	13700	120.75
Zircon-012	320	19.4	410	4.52	0.009	9.34	0.275	4.41	8.8	0.048	35.5	8.6	68.2	18.8	61.6	89.4	21.9	13400	63
Zircon-013	220	17.1	575	3.51	0.03	16.3	0.24	3.76	6.51	0.366	27.6	6.86	63.8	19.7	80	147	33	16100	327.5
Zircon-014	290	17.2	464	2.89	0.077	15.1	0.228	3.39	5.57	0.299	23.9	5.83	50.6	16.6	63.3	117	26.1	14000	195.25
Zircon-015	140	28.9	624	3.7	0.0051	15.8	0.18	2.98	4.77	0.228	22.8	6.25	64.9	21.8	90	164	34.4	16300	167.5
Zircon-016	190	13.7	695	9.6	0.142	10.4	0.12	1.89	3.23	0.6	19.3	6.66	71.9	24.8	100	160	33.2	14100	262.5
Zircon-017	130	14.8	781	10.9	0.059	12.3	0.112	1.71	4.37	0.497	23.3	7.36	84	28.7	117	178	35.8	14200	290
Zircon-018	200	21.4	524	2.55	0.0032	14.1	0.113	2.02	3.13	0.223	17.2	4.78	51.8	18.5	74	141	30	13000	48.75
Zircon-019	160	18.6	424	2.17	-0.00000159	11.3	0.087	1.39	2.91	0.177	10.4	3.83	41.9	13.4	61	116	22.2	11300	33
Zircon-020	220	25.2	620	3	0.0052	17.5	0.23	4.6	6.1	0.282	25.3	6.9	66	21.9	89	160	32.8	15400	127.5
Zircon-021	60	19.4	648	2.6	0.0053	13.3	0.241	3.73	6.29	0.284	25.7	7.02	67.5	22.9	94.9	165	34.9	13400	126
Zircon-022	290	22.4	492	2.94	0.088	17	0.215	3.22	5.63	0.206	21.9	5.47	52.7	17.8	68.8	127	25.5	13000	84.5
Zircon-023	298	14.2	597	5.13	0.075	11.7	0.161	2.58	5.7	0.244	22	6.05	57.5	18.2	69.6	113	24.9	13800	154
Zircon-024	340	15.1	434	5.14	0.023	10.56	0.144	2.36	4.81	0.225	19.7	5.54	52.2	16.3	60.3	94.9	19.8	13600	169
Zircon-025	190	15.4	599	6.9	0.018	11.6	0.102	2.09	4.86	0.5	21	5.97	57	18.4	70.5	109	24.9	15400	175.5
Zircon-026	170	21.3	583	2.06	0.0021	10.5	0.105	1.98	2.98	0.366	15.8	4.8	55.3	20.2	89	172	34	11800	20.025
Zircon-027	170	19.9	522	3.71	0.019	14.7	0.252	4.28	7.4	0.146	33.1	7.7	64.7	18.6	69.8	114	24.8	16300	247.5
Zircon-028	280	19.1	397	1.88	0.027	17.5	0.138	2.95	4.3	0.27	16.6	4.01	41.9	13.7	56.1	108	22.2	12400	30.25
Zircon-029	130	19.7	317	1.68	0.0053	16.1	0.185	2.64	3.77	0.182	14.2	3.63	34.6	11.3	45.2	84	17.3	12900	27.75
Zircon-030	179	19.5	537	6.26	0.044	11.2	0.328	4.64	9.2	0.53	35.5	7.53	64.2	20.5	81	182	46.1	15700	134.25
Zircon-031	130	11.5	805	8.7	0.012	6.5	0.016	0.18	0.97	0.081	8	4.06	61.9	27.9	143	321	71	10900	128.5
Zircon-032	344	13.6	662	5.7	0.026	7.54	0.12	2.2	5.46	0.195	25.6	7.78	81.3	26.2	102.1	163	35.5	13200	235
Zircon-033	860	27.7	1770	2.7	3.6	15.5	1.63	12	11	1.73	50.6	15.8	176	62.7	262	416	80	9820	36.25
Zircon-034	470	14.6	780	10.2	0.017	9.4	0.116	2.45	5.97	0.058	28.4	8.83	90	29.3	109	150	31.7	12800	305
Zircon-035	370	18.9	986	2.13	0.009	12.5	0.192	4.22	7.3	0.8	32.5	9.6	105	34.1	144	245	46.8	10190	43
Zircon-036	250	22.1	444	2.36	0.0022	12.9	0.127	2.21	3.4	0.165	13.9	4.36	43.5	14.4	60.4	114	23.2	14100	48.75
Zircon-037	400	16.2	705	8.8	0.016	15.6	0.174	2.42	5.01	0.36	22.5	6.84	71.2	23.4	93	144	29.2	16400	221.5
Zircon-038	270	12.4	489	5.29	0.041	11.9	0.134	2.36	4.43	0.5	16.9	4.92	48	15.4	60.9	98	20.9	12600	141.5
Zircon-039	300	15.5	532	7.97	0.48	11	0.255	3.63	5.51	0.158	21.9	5.83	56.9	20	85.5	174	39.6	14300	204
Zircon-040	210	16.9	379	4.83	0.121	9.6	0.241	3.81	5.79	0.395	21.9	5.6	46.6	14.64	57.1	107.7	23.9	12800	157.25
Zircon-041	450	16.5	1310	2.07	0.00000111	4.65	0.047	1.02	3.47	0.252	23	8.68	114	43.5	198	377	73.5	11100	35.75
Zircon-042	140	15.4	282	1.91	0.052	13	0.198	2.77	5.35	0.167	19.4	4.66	36.8	10.29	36.9	70.6	17.3	14500	179.25
Zircon-043	160	19.6	318	2.62	0.026	15.8	0.235	3.66	5.67	0.129	17.6	3.9	35.8	11.5	44.9	83.5	18.4	16500	116.75
Zircon-044	228	20.1	633	3.49	0.011	15.4	0.175	2.69	4.58	0.257	18.3	5.96	61.3	21.8	92.2	178	35.2	12900	38
Zircon-045	70	15	792	7.8	3.9	19	0.67	4.17	6.28	0.214	31.8	10	96	31.6	121	184	42.3	15900	325
Zircon-046	271	21.2	676	3.08	0.0104	15.6	0.207	3.2	5.18	0.233	21.8	6.27	67.7	23.3	98.4	184	37.5	12300	38.75

Análisis isotópicos U-Pb de zircones del granitoide porfídico, muestra CH55.

Relaciones isotópicas corregidas													Edades corregidas (Ma)								
U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %	
Zircon_01	143.8	179.7	1.2497	0.0549	0.0039	0.322	0.022	0.0433	0.0012	0.01321	0.00066	0.126	273.1	7.1	286	16	425	99	273.1	7.1	4.51049
Zircon_02	263.3	321.1	1.2195	0.1265	0.0074	0.749	0.044	0.04344	0.00084	0.0197	0.001	0.38658	274.1	5.2	568	26	2033	89	274.1	5.2	51.743
Zircon_03	233	260	1.1159	0.0534	0.0038	0.271	0.016	0.03654	0.00098	0.01105	0.00048	0.17242	231.3	6.1	242	13	401	84	231.3	6.1	4.42149
Zircon_04	577	608	1.0537	0.0506	0.0022	0.241	0.01	0.03489	0.00057	0.01086	0.00028	0.05217	221.1	3.5	218.9	8.5	326	66	221.1	3.5	-1.005
Zircon_05	360.9	300.6	0.8329	0.0507	0.0023	0.266	0.012	0.03799	0.00069	0.01339	0.00054	0.16277	240.4	4.3	239	9.8	296	50	240.4	4.3	-0.5858
Zircon_06	106.4	44.7	0.4201	0.0685	0.0031	1.541	0.053	0.165	0.0032	0.0496	0.0033	0.11108	984	18	946	21	893	49	984	18	-4.0169
Zircon_07	1135.4	944	0.8314	0.0683	0.0047	0.334	0.022	0.03581	0.00048	0.0131	0.00057	-0.05906	226.8	3	292	17	880	140	226.8	3	22.3288
Zircon_08	804	771	0.959	0.0522	0.002	0.2544	0.0087	0.03556	0.00047	0.01098	0.00028	0.13137	225.3	2.9	229.9	7.1	283	44	225.3	2.9	2.00087
Zircon_09	333	232.8	0.6991	0.0591	0.0037	0.301	0.016	0.03737	0.00063	0.01347	0.00071	-0.12077	236.5	3.9	267	12	590	110	236.5	3.9	11.4232
Zircon_10	724.4	561	0.7744	0.0507	0.002	0.2397	0.0083	0.03454	0.00048	0.01107	0.00032	0.011654	218.9	3	217.9	6.8	257	42	218.9	3	-0.4589
Zircon_11	278.8	243.4	0.873	0.0539	0.003	0.271	0.013	0.03757	0.00071	0.01215	0.00049	0.039896	237.7	4.4	245	10	385	72	237.7	4.4	2.97959
Zircon_12	312.2	223	0.7143	0.0611	0.004	0.311	0.019	0.03773	0.00089	0.01402	0.00082	0.32085	238.8	5.6	274	14	612	94	238.8	5.6	12.8467
Zircon_13	228	125.6	0.5509	0.055	0.0049	0.266	0.021	0.03575	0.00096	0.01173	0.00068	-0.10539	226.4	6	238	17	551	73	226.4	6	4.87395
Zircon_14	244	218	0.8934	0.0535	0.0029	0.259	0.014	0.03618	0.00062	0.01164	0.00043	-0.12043	229.1	3.8	238	11	400	68	229.1	3.8	3.7395
Zircon_15	63.5	55	0.8661	0.0606	0.0094	0.302	0.047	0.0387	0.0013	0.0124	0.0013	0.35014	244.7	8.2	264	37	720	160	244.7	8.2	7.31061
Zircon_16	1097	1320	1.2033	0.0503	0.002	0.252	0.0089	0.03642	0.00053	0.01192	0.00036	0.26792	230.6	3.3	227.9	7.3	241	52	230.6	3.3	-1.1847
Zircon_17	314	266	0.8471	0.0514	0.0032	0.262	0.016	0.03721	0.00068	0.0115	0.00041	0.11746	235.5	4.2	235	13	371	68	235.5	4.2	-0.2128
Zircon_18	389	349	0.8972	0.0554	0.0027	0.263	0.013	0.03483	0.00058	0.01079	0.00038	0.36616	221.2	3.5	236	10	430	56	221.2	3.5	6.27119
Zircon_19	430	302.3	0.703	0.0561	0.0027	0.2664	0.01	0.03499	0.00056	0.01132	0.00042	-0.18709	221.7	3.5	239.5	8.2	501	70	221.7	3.5	7.43215
Zircon_20	562.2	416.6	0.741	0.0512	0.0022	0.251	0.0098	0.03573	0.00056	0.01126	0.00035	0.34291	226.3	3.5	228.3	8.2	299	50	226.3	3.5	0.87604
Zircon_21	461	383.8	0.8325	0.0566	0.0033	0.268	0.013	0.03433	0.00061	0.01107	0.00036	-0.18093	217.6	3.8	240	11	466	65	217.6	3.8	9.33333
Zircon_22	190.2	255.2	1.3417	0.053	0.0046	0.245	0.019	0.034	0.00084	0.01129	0.00048	-0.17973	215.5	5.3	222	15	500	110	215.5	5.3	2.92793
Zircon_23	116	154	1.3276	0.511	0.047	6.74	0.61	0.0972	0.0042	0.099	0.01	0.38921	598	25	2072	79	4281	88	4281	88	71.139
Zircon_24	284	283.4	0.9979	0.0615	0.0039	0.288	0.018	0.0343	0.00059	0.01147	0.00045	-0.03024	217.4	3.7	259	13	594	97	217.4	3.7	16.0618
Zircon_25	250.7	179	0.714	0.0543	0.0032	0.263	0.014	0.03555	0.00077	0.01141	0.00049	0.06046	225.2	4.8	238	12	475	92	225.2	4.8	5.37815
Zircon_26	296	436	1.473	0.0522	0.0028	0.251	0.013	0.03555	0.00073	0.0113	0.00036	0.37073	225.2	4.5	227	11	311	57	225.2	4.5	0.79295
Zircon_27	286.9	188.8	0.6581	0.0531	0.0033	0.247	0.014	0.03481	0.00068	0.01141	0.00042	-0.01597	220.6	4.2	225	11	424	65	220.6	4.2	1.95556
Zircon_28	301	286	0.9502	0.0526	0.0028	0.261	0.012	0.0363	0.00058	0.01155	0.00046	0.12738	229.8	3.6	234.6	9.9	350	50	229.8	3.6	2.04604
Zircon_29	234	126.2	0.5393	0.0576	0.0038	0.271	0.015	0.03482	0.00073	0.01202	0.00063	-0.21734	220.6	4.6	243	12	539	86	220.6	4.6	9.21811
Zircon_30	51.4	59.1	1.1498	0.077	0.015	0.34	0.059	0.0327	0.0019	0.0119	0.0011	-0.0876	208	12	290	45	1100	170	208	12	28.2759
Zircon_31	33.3	20.04	0.6018	0.0503	0.0082	0.242	0.036	0.0346	0.002	0.0096	0.001	-0.04816	219	13	215	29	810	150	219	13	-1.8605
Zircon_32	418	335.8	0.8033	0.0542	0.0035	0.26	0.015	0.03425	0.00069	0.01077	0.00039	-0.02977	217.8	4.4	234	12	455	92	217.8	4.4	6.92308
Zircon_33	218.1	138.9	0.6369	0.0487	0.0034	0.242	0.017	0.03549	0.00072	0.01113	0.0006	0.091259	224.8	4.5	219	14	376	100	224.8	4.5	-2.6484
Zircon_34	1330	798.5	0.6004	0.0711	0.0045	0.315	0.02	0.03232	0.0004	0.01284	0.00051	0.42544	205	2.5	280	16	980	110	205	2.5	26.7857
Zircon_35	320.3	185.2	0.5782	0.0506	0.0026	0.245	0.011	0.03533	0.00069	0.01182	0.0005	-0.03001	223.8	4.3	222.1	9.1	328	64	223.8	4.3	-0.7654
Zircon_36	234.4	189.8	0.8097	0.0523	0.0041	0.258	0.018	0.03576	0.00081	0.01153	0.00052	-0.01894	226.5	5	232	14	440	130	226.5	5	2.37069
Zircon_37	192.8	121.9	0.6323	0.0696	0.0064	0.332	0.028	0.03511	0.00096	0.01371	0.00067	-0.04082	222.5	6	290	21	890	130	222.5	6	23.2759
Zircon_38	303	248.1	0.8188	0.098	0.0096	0.5	0.054	0.03683	0.001	0.0166	0.0012	0.57548	233.1	6.2	407	36	1600	180	233.1	6.2	42.7273
Zircon_39	153	74.9	0.4895	0.0772	0.0028	1.891	0.056	0.1773	0.0023	0.0548	0.0017	0.10803	1052	13	1079	20	1124	44	1052	13	2.50232
Zircon_40	522	275.7	0.5282	0.084	0.011	0.398	0.057	0.03425	0.00066	0.0157	0.0017	0.49726	217.1	4.1	334	39	1230	250	217.1	4.1	35
Zircon_41	578	417.1	0.7216	0.0502	0.0021	0.2417	0.01	0.03522	0.00051	0.01159	0.00036	0.26619	223.2	3.2	219.5	8.2	200	37	223.2	3.2	-1.6856
Zircon_42	396.5	349.8	0.8822	0.0509	0.0026	0.239	0.01	0.03364	0.00056	0.01078	0.00039	0.015408	213.3	3.5	216.9	8.4	354	51	213.3	3.5	1.65975
Zircon_43	635	402	0.6331	0.0527	0.0022	0.2568	0.0098	0.03549	0.00049	0.01171	0.00043	0.23758	224.8	3	233.7	8.4	293	57	224.8	3	3.8083
Zircon_44	295	176.3	0.5976	0.0533	0.0036	0.264	0.017	0.03531	0.00079	0.01104	0.0006	0.050284	223.7	4.9	237	14	408	80	223.7	4.9	5.61181
Zircon_45	244.7	166.8	0.6817	0.0614	0.0051	0.283	0.022	0.0338	0.00086	0.0134	0.0011	0.18265	214.3	5.4	256	16	639	85	214.3	5.4	16.2891
Zircon_46	77.8	66.8	0.8586	0.099	0.015	0.427	0.061	0.0311	0.0015	0.0122	0.001	-0.13512	197.4	9.3	376	44	1660	180	197.4	9.3	47.5

Análisis de elementos traza de los zircones del granitoide porfídico, muestra CH55.

	(ppm)	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb
Zircon_01		20	2.8	1960	12.1	1.53	73.5	1.03	6.28	5.62	2.63	30.9	11.73	153.3	63.4	307	687	144.3	8040	8.85
Zircon_02	Below LOD	401	1588	27.2	7.8	73.3	0.84	4.4	3.42	1.45	25.1	9.66	118.2	51.4	252	579	127.1	9340	16.53	
Zircon_03	Below LOD	2.5	865	10.7	7.1	56.4	1.93	8	2.83	0.58	11.9	4.08	54.3	24	132	371	97	8540	19.45	
Zircon_04	Below LOD	5	2204	20.77	0	76.4	0.042	0.9	2.27	1.16	22.3	9.34	134.8	61.9	347	940	227.4	9790	20.30	
Zircon_05		210	1	1675	18.4	0	60.3	0.054	0.87	2.45	1.05	19.3	8.05	112.4	51	265	674	154.9	9090	12.88
Zircon_06		320	6.3	665	4.6	0	21.3	0.045	1.32	2.28	0.3	14.7	4.94	59.2	23.1	106.6	223	47.3	9970	20.50
Zircon_07		200	0.8	1246	20.22	0	41.4	0.029	0.61	1.44	0.85	10.8	4.88	69.1	33.9	200.8	614	156.8	10560	31.53
Zircon_08	Below LOD	0.79	992	15.14	0	36.2	0.0114	0.36	1.09	0.494	8.13	3.74	53.7	26.99	156.2	484	128.7	10780	28.25	
Zircon_09		400	2	1451	13.4	0.59	48.4	0.31	1.77	2.31	0.92	16.8	6.86	99.3	44.2	236.5	589	131.8	10020	10.78
Zircon_10		140	2.1	973	11.57	0	32.7	0.0039	0.31	0.98	0.388	8.33	3.79	53	26.32	154.4	484	128.8	10540	23.53
Zircon_11	Below LOD	2.9	1263	13.2	0.68	52.6	0.185	1.81	2.27	0.98	17.53	6.93	93.8	39.9	202.3	463	102.7	9440	10.10	
Zircon_12	Below LOD	4.7	1147	12.17	0.031	39.5	0.027	0.71	1.56	0.68	10.1	4.84	70.5	32.7	182	523	131.7	10320	11.45	
Zircon_13		250	3.7	636	5	0	23.15	0.026	0.36	0.99	0.35	6.99	3.31	43.8	19.44	100.6	262.8	63.8	10470	6.90
Zircon_14		420	6.1	2290	18.4	0	73.3	0.088	1.44	3.91	1.86	28.7	11.87	166.4	71.9	364	821	175.9	8620	8.20
Zircon_15		1170	10.9	1156	3.71	0	18.3	0.112	0.89	2.5	1.63	14.5	6.04	80	35.9	188	439	99.3	6590	2.38
Zircon_16	Below LOD	1.1	1286	28.2	0.017	47.4	0.035	0.73	1.49	0.588	12.8	5.08	75.1	35.8	199.6	586	143.3	10390	31.58	
Zircon_17		570	7.6	2350	22.7	0	80.7	0.043	1.41	3.67	1.63	29.9	12.52	174.2	74.2	374	840	179.2	8440	9.80
Zircon_18		240	4.9	1185	12.37	0	43.5	0.025	0.69	1.9	0.78	14.67	6.02	82.4	36.3	186.2	455	105.3	9800	12.53
Zircon_19		10	4.1	1292	13.06	0	38.4	0.025	0.73	1.6	0.857	14.1	5.42	78.3	37.9	209.6	589	144.7	9970	13.10
Zircon_20		660	0.9	1106	12.7	0	37.7	0.0111	0.57	1.32	0.65	11.24	4.63	65.8	31.6	175.1	502	125.9	10000	18.70
Zircon_21		590	1.8	800	7.89	0	31.6	0.016	0.57	0.94	0.437	8.24	3.42	48.4	22.7	124.8	359	92.7	10800	14.70
Zircon_22		820	3.4	2145	4.68	0.0029	41.6	0.263	4.62	8.1	3.91	42.3	15.22	182.7	71.7	328	690	138.6	8160	6.00
Zircon_23		1200	2.9	1840	5.1	0.029	30.1	0.19	5.7	7.9	3.99	38	13.6	158	60.2	298	661	146	7300	18.08
Zircon_24	Below LOD	3.5	976	9.29	0.0057	42.4	0.035	0.66	1.82	0.744	13.22	5.05	67	29.5	154.8	390	88.5	9160	9.48	
Zircon_25		780	5.7	1051	9.31	0.022	34.7	0.029	0.56	1.47	0.59	11.8	5.03	71.9	32.6	174.7	455	105.8	9470	8.53
Zircon_26		710	5.5	3410	10.27	0.042	92.4	0.405	7.39	12.6	5.31	69.2	23.6	295	115	515	1039	214	8470	9.73
Zircon_27		280	3.6	1229	10.34	0	37.2	0.028	0.66	1.84	0.78	14.14	5.96	85	38.4	198.3	497	114.1	10450	9.43
Zircon_28		420	4.1	1377	12.37	0	56.6	0.052	1	2.28	1.04	18.9	7.74	106.2	44.2	217.2	496	104.7	9620	10.10
Zircon_29	Below LOD	1	1074	11.86	0	31.8	0.022	0.41	1.38	0.57	10.6	4.5	67	31.7	176	494	121.9	10270	8.15	
Zircon_30		1100	8.4	1000	2.87	0.01	16.3	0.214	2.99	4.6	1.81	21	7.3	84	33.2	155	345	74.2	8150	1.46
Zircon_31	Below LOD	9.7	457	1.66	0	3.77	0.034	0.66	1.32	0.779	7.32	2.78	35.3	14.13	72.8	195	47.5	7250	1.13	
Zircon_32	Below LOD	0.36	831	9.72	0	31.4	0.028	0.36	1.07	0.58	9.4	3.87	53.1	24.6	136.2	379	93.3	11200	13.88	
Zircon_33		820	2.4	1468	14.63	0.066	46.4	0.052	0.72	2.33	0.87	16.2	7.18	98.2	45.9	243	614	140.3	9670	8.23
Zircon_34		80	4.4	1387	30.5	0	38.9	0.0026	0.207	1.01	0.409	9.52	4.16	65.9	35.1	223.5	807	217.2	11380	43.63
Zircon_35		80	1.8	643	5.81	0	21.7	0.007	0.214	0.61	0.304	5.24	2.27	34.3	17.01	104.4	351	95.7	11150	11.43
Zircon_36		2250	5.3	2040	15.08	0.83	73.1	0.3	2.85	4.11	1.83	27.7	11.05	151	65.9	324	747	162	8810	8.18
Zircon_37		1200	1.7	804	6.08	0.067	25.5	0.042	0.62	1.16	0.66	9.5	3.84	50.9	24.2	129.9	354	81.2	10710	5.63
Zircon_38		7900	2.8	1275	12.26	6.9	75.3	3.6	20.2	7	1.58	21.1	7.86	99.3	41.3	203	467	103.8	10460	8.88
Zircon_39		1090	10.4	1250	3.25	0	7.98	0.157	3.6	6	0.59	32.4	10.6	120	43.7	184	313	61.1	9790	27.40
Zircon_40	Below LOD	17.6	855	9.75	0	24.9	0	0.31	0.55	0.298	5.1	2.71	40.3	22	142.4	524	153.4	11130	19.73	
Zircon_41	Below LOD	3.2	1300	14.69	0	42.5	0.01	0.46	1.32	0.711	11.13	4.85	72.4	35.8	208.9	654	174.4	11050	21.93	
Zircon_42	Below LOD	2.5	1394	14.56	0	54.3	0.039	1.18	2.37	0.969	17.4	7.22	99.6	43.6	221.4	546	125.7	10170	13.03	
Zircon_43	Below LOD	0.5	852	11.58	1.31	28.2	0.29	1.34	1	0.417	8.06	3.12	46.4	22.8	134.9	453	120.8	11170	24.75	
Zircon_44		620	0.9	1153	8.24	0	27	0.02	0.38	1.09	0.508	10.12	4.6	68.5	32.9	187.9	559	141	9840	11.25
Zircon_45	Below LOD	1	693	6.14	0.028	25.3	0.029	0.34	0.96	0.43	6.96	3.06	43.7	20.8	112.3	307	71.8	10350	8.20	
Zircon_46		200	14.1	1053	5.53	0.024	19.3	0.061	1.1	2.33	1.15	13	5.56	78.3	32.4	174.5	441	101.5	7180	2.32