



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**PETROGÉNESIS DE LAS GRANULITAS DEL
COMPLEJO OAXAQUEÑO. ÁREA NOCHISTLÁN-
TELIXTLAHUACA**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**LICENCIADO EN CIENCIAS DE LA
TIERRA**

P R E S E N T A:

ANTHONY RAMÍREZ SALAZAR



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. FERNANDO ORTEGA GUTIÉRREZ**

MÉXICO DF, 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A Toly, Yadira, Nancy y David

Por Ser y Estar

Los amo, por siempre

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer el apoyo del proyecto Sistemas tectónicos de México, origen y evolución, Conacyt 164454, a cargo del Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, sin el cual no hubiera sido la realización de la tesis.

Muchas gracias a los miembros del comité evaluador de esta tesis, al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, la Dra. Laura Mori, el Dr. Mario Alfredo Ramos Arias, el Dr. Mariano Elías Herrera y el M. C. Roberto Maldonado Villanueva, quienes con sus atinadas observaciones enriquecieron esta tesis, tanto en forma como en contenido, y ayudaron a acomodar las ideas para que la comprensión de la misma fuera mejor.

Un agradecimiento especial al Dr. Ortega, quien fue el director de esta tesis y sin el cual no habría podido empezarla y terminarla. Sus enseñanzas me mostraron las maravillas del mundo escondidas –para quien no quiere ver- en los pequeños pedazos de roca que observamos al microscopio. A lo largo del proceso creativo de este trabajo, logré aprender con él más allá que sólo geología, las discusiones sobre los diferentes temas que hemos tenido han enriquecido mi persona. Es un gusto trabajar con alguien que comparte el placer de hacer Ciencia por el simple hecho de querer comprender el mundo que nos rodea. ¡Muchas gracias, Doc!

Quisiera agradecer a la Dra. Laura Mori y al Dr. Mario Ramos Arias, pues ellos no sólo fueron mis primeros profesores de geología, sino que a lo largo de la carrera seguí aprendiendo muchísimas cosas de ellos y sé que seguiré aprendiendo. Me dieron los primeros vistazos al mundo de las “piedras” (je) y me hicieron reafirmar que la carrera que había elegido era la correcta. Gracias, Laura y Mario.

También me gustaría agradecer al Dr. Michelangelo Martini, quien ha enriquecido mis conocimientos de la geología de campo, al llevarnos a mí y otros compañeros en distintas campañas de campo, para que pudiéramos comprender mejor la importancia, dificultad y belleza de dicho trabajo.

El trabajo en esta tesis se hubiera dificultado sin la ayuda de la Dra. Margarita Reyes Salas, la Ing. Consuelo Macías Romo y la Mtra. Sonia Ángeles García, quienes, con paciencia y dedicación, me dieron muchos consejos para que los resultados de la tesis fueran lo más precisos posibles, y que además me ayudaron a preparar las muestras que trabajé.

Ahora quisiera agradecer a aquellos, que si bien no participaron directamente en la realización de este trabajo, sí han tenido importancia valiosísima para que haya logrado llegar hasta donde estoy.

Comenzaré agradeciendo a un grupo de personas, que aunque muchos puedan decir que más que ayudarme a terminar esta etapa muchas veces “me retrasaron” más, sin ellos

simple y sencillamente no hubiera logrado soportar todas las subidas y bajadas a las que me he enfrentado; estoy hablando de mis amigos. Todos los lugares en los que hemos convivido, todas las cosas que hemos vivido han logrado dejar una huella en mí muy profunda, una imposible de borrar. Los días en la secu, en el maravilloso CCH, los momentos en la Librería, en el Árbol, en el Faro, en el Hoyo; todas las risas, los chistes, las fiestas, los momentos salvajes, los momentos pobres, los años-días-horas-segundos de estupidez, las pláticas profundas (las menos), las pláticas sinsentido (las más), las lágrimas, los bailes, el compartir música, las caídas, la destrucción, la pérdida de cordura, los regaños, los abrazos, las clases, las prácticas de campo, los viajes a lugares increíbles, los viajes a lugares grotescos, las veces que nos hemos perdido, las crudas, el puro desmadre, el puro coraje, el antorchismo, e incluso las milyunmillón de pestes que hemos vivido, no las cambiaría por nada. Procrastinar con ustedes es mi deporte favorito. Su compañía ha logrado que no me vuelva loco y que no haya aventado a la basura muchas cosas, entre ellas esta tesis, cuando todo parecía un desastre; la confianza y apoyo que me proporcionan me da ánimos para hacer todo mejor. Son una parte esencial en mi formación humana y por ello tienen un lugar especial en mi cerebritito. Gracias por compartir su paso en esta vida conmigo. Los quiero, por siempre.

Quiero agradecer a los miembros de mi familia, a mi padre, mis tías Yola, Mary y Carmen y toda su descendencia. Gracias por brindarme apoyo en muchos aspectos. Los quiero mucho.

Los agradecimientos estarían vacíos si no agradeciera a tres de las personas que más amo en este mundo y a quienes dedico este trabajo: mis hermanos. Yadira, Nancy y David, gracias por todas las enseñanzas que me han dejado, gracias por ayudarme a crecer, por cuidarme, por ser pacientes conmigo y mi testarudez, por mostrarme lo que significa vivir en familia, por toda la fuerza que me muestran día a día, por todos los momentos que hemos vivido, por levantarme siempre que lo necesito, por apoyarme en cada decisión que he tomado en mi vida. Yadira y Nancy, gracias por esos cuatro diablitos que me llenan de sonrisas día a día. David, gracias por todas esas veces en las que has sido el hermano mayor, porque ya sabes que tu hermano mayor está loquito y es un inútil jeje. Simple y sencillamente gracias por Ser y Estar en mi vida. Los amo, por siempre.

Finalmente, quisiera agradecer a Toly, la persona que más amo en este mundo, quien es el apoyo principal en mi vida y a quien también dedico esta tesis; sin ella simple y sencillamente no hubiera llegado a ninguna parte. Enlistar todo lo que tengo que agradecerte llevaría más páginas que las que tiene este trabajo y resumirlas restaría importancia a las que no aparecieran, sólo quisiera decir que gracias a ti estoy donde estoy; eres la responsable de todos mis logros. Me siento feliz de haber conocido al mejor ser humano del mundo, a ti. Gracias por ser el motor de mi vida, mamá. Te amo, por siempre.

Contenido:

Resumen.....	7
1. Introducción.....	9
1.1 Área de estudio: Porción norte del Complejo Oaxaqueño.....	10
1.2 Objetivos.....	10
1.3 Hipótesis.....	11
1.4 Metodología	11
1.5 Características distintivas de las granulitas.....	12
1.6 Procesos involucrados en la génesis de las granulitas.....	13
2. Orogénesis Grenvilliana	19
2.1 Norteamérica.....	20
2.2 Resto del mundo	21
2.3 La Orogenia Grenvilliana y la configuración de Rodinia.....	23
3. Geología Regional: El Orógeno Grenvilliano en México.....	26
3.1 Gneis Novillo.....	26
3.2 Gneis Huiznopala.....	27
3.3 Complejo Guichicovi.....	29
3.4 Complejo Oaxaqueño.....	30
3.5 Oaxaquia.....	30
3.5.1 Isótopos.....	32
3.5.2 Modelos tectónicos y la posición de Oaxaquia en Rodinia.....	32
4. Complejo Oaxaqueño.....	34
4.1 Litología y estructura.....	34
4.2 Geocronología.....	37
4.3 Geoquímica.....	38

4.4 Geotermobarometría.....	40
5. Metodología.....	42
5.1 Muestreo de rocas.....	42
5.2 Preparación de láminas delgadas.....	42
5.3 Examen petrográfico.....	44
5.4 Análisis por microsonda electrónica (WDS).....	45
6. Resultados.....	46
6.1 Petrografía.....	46
6.1.1 Grupo máfico.....	49
6.1.2 Grupo pelítico.....	51
6.1.3 Grupo cuarzo-feldespático.....	59
6.1.4 Grupo Calcisilicatado.....	62
6.2 Geotermobarometría.....	63
7. Discusión.....	67
7.1 Fusión parcial.....	67
7.2 El rol de los fluidos.....	71
7.3 Condiciones de presión y temperatura.....	74
8. Conclusiones.....	80
9. Referencias.....	83

RESUMEN

Las rocas en facies de granulita son de gran importancia en la evolución de la corteza terrestre, pues constituyen gran parte de la porción inferior de la misma. Debido a las temperaturas tan altas que se alcanzan en las facies de granulita y las características que tienen las rocas que se metamorfizan en dichas condiciones, se han propuesto tres principales procesos involucrados en la génesis de las mismas: fusión parcial, interacción con fluidos - principalmente aquellos ricos en CO₂ y las salmueras-, y reacción de deshidratación durante el metamorfismo prógrado.

La Orogenia Grenvilliana se encuentra representada en México por cuatro áreas de afloramientos distribuidos en el este y sur del país, así como por algunos xenolitos traídos a la superficie por diversos volcanes. Los afloramientos son El Gneis Novillo, El Gneis Huiznopala, El Complejo Guichicovi y El Complejo Oaxaqueño, los cuales por poseer varias características litológicas, geocronológicas y geoquímicas parecidas han sido agrupados en un microcontinente Mesoproterozoico denominado Oaxaquia, el cual constituye gran parte del basamento del territorio mexicano.

El Complejo Oaxaqueño es la región expuesta más grande de Oaxaquia con ca. 10000km². Está compuesto por paragneises intruidos por rocas de afinidad arco/trasarco y rocas de la *suite* AMCG. Ha sufrido dos eventos orogénicos, la Orogenia Olmeca (1106 ± 6 Ma) y la Orogenia Zapoteca (~1000 Ma), la cual está acompañada de un evento metamórfico en facies de granulita que afectó a toda el Complejo.

El grueso de los estudios realizados en el Complejo Oaxaqueño se ha enfocado principalmente en esclarecer el origen de los protolitos de las rocas granulíticas que lo

conforman, así como los procesos tectónicos que le dieron la estructura que posee; sin embargo, pocas investigaciones se han llevado a cabo para comprender los procesos relacionados a la formación de las características mineralógicas y geoquímicas que muestran éstas rocas grenvillianas, dejando de lado información muy importante para comprender la naturaleza de la corteza inferior mexicana.

El examen petrográfico detallado de 43 láminas delgadas pertenecientes a los grupos mineralógicos máfico, pelítico, cuarzo-feldespático y calcisilicatado del Complejo Oaxaqueño revelaron características importantes para comprender los procesos involucrados en la génesis de las granulitas. En este sentido, la presencia de cumulos de Qz-Afs-Pl, plagioclasas y feldespatos eudrales, crecimiento de cuarzos y feldespatos con ángulos diedros $<60^\circ$ entre otros minerales, y las películas de cuarzo, permitieron señalar la coexistencia de un fundido con los minerales de la paragénesis granulítica durante el pico del metamorfismo. Asimismo las inclusiones fluidas, la gran abundancia de mirmequitas y la rehidratación de algunos minerales denotaron la interacción roca-fluido durante y después del pico metamórfico.

Debido a la falta de precisión que desencadena el uso de geotermobarómetros convencionales en rocas de temperatura alta, se han desarrollado técnicas para constreñir las condiciones P-T de una manera más confiable. Es por ello que se realizó una reevaluación de las condiciones P-T para el Complejo Oaxaqueño con el Ti-en-cuarzo y Zr-en-rutilo. Con los resultados obtenidos, fue pertinente modificar la temperatura del pico de metamorfismo en facies de granulita en el Complejo Oaxaqueño a $T = 836 \pm 25 \text{ }^\circ\text{C}$ con una presión = $7.6 \pm 1.6 \text{ kbar}$. Además, la temperatura mayor obtenida en este trabajo

también modifica las tasas de enfriamiento que se han calculado para el Complejo Oaxaqueño, colocándola en ~ 11.7 °C/m.y., para el intervalo 978 y 945 Ma

Las características del Complejo Oaxaqueño muestran que los procesos de fusión parcial y la interacción con fluidos involucrados en la génesis de granulitas no son excluyentes, y pone en evidencia que ambos procesos pueden estar involucrada durante el pico del metamorfismo, mostrando así que estudios complementarios donde se muestren el impacto de ambos procesos podría llevar a una mejor comprensión de la corteza inferior en los distintos terrenos granulíticos del mundo.

Palabras clave: *granulitas, Complejo Oaxaqueño, Grenville, fusión parcial, interacción fluido-roca, Ti-en-Qz, Zr-en-Rt*

1. **Introducción.**

Las rocas en facies de granulita son de gran importancia en la evolución de la corteza terrestre, pues constituyen gran parte de la porción inferior de la misma (Fyfe, 1973; Bohlen, 1987; Harley, 1989); además, gran cantidad de ellas, tienen grabado el registro de orogénias importantes, entre ellas la Grenvilliana ($\sim 1,300$ Ma y $\sim 1,000$ Ma), considerada la más grande en la historia geológica del planeta (Rino *et. al.*, 2008; Kranendok & Kirkland, 2013), o de otros procesos profundos, como el *underplating* (Newton, *et. al.*, 1980; Bohlen & Mezger, 1989), proveyendo así información sobre el crecimiento de la corteza terrestre (Harley, 1989). Las rocas granulitizadas se encuentran principalmente en terrenos cratónicos y/o como xenolitos en rocas ígneas (Harley, 1989; Condie, 1999); en estos dos grupos se han identificado algunas diferencias, esencialmente geoquímicas (Rudnick & Presper, 1990), que han llevado a pensar que existen sectores distintos de la corteza

continental inferior, siendo el primer grupo la parte más somera de la misma y el segundo la porción más profunda (Bohlen & Mezger, 1989; Touret & Huezinga, 2011).

Debido a las temperaturas tan altas que se alcanzan en las facies de granulita y las características que tienen las rocas que se metamorfizan en dichas condiciones, se han propuesto tres principales procesos involucrados en la génesis de las mismas: fusión parcial (e.g. Fyfe, 1973), interacción con fluidos - principalmente aquellos ricos en CO₂ y las salmueras- (Huizenga & Touret, 2012 y referencias incluidas), y reacción de deshidratación durante el metamorfismo prógrado.

Conocer las condiciones de presión y temperatura así como reconocer la participación de los principales procesos involucrados con la génesis de rocas granulitizadas, son aspectos esenciales para comprender la dinámica terrestre en la que estuvieron involucradas dichas rocas.

1.1 Área de estudio: Porción norte del Complejo Oaxaqueño

El Complejo Oaxaqueño es uno de los cuatro afloramientos del microcontinente Precámbrico denominado Oaxaquia, el cual sufrió metamorfismo en facies de granulita durante el evento orogénico más grande de la historia terrestre: la Orogenia Grenvilliana. Aun cuando los trabajos en la zona no son tan escasos, el estudio petrogenético mediante un examen petrográfico de las rocas granulíticas se ha minorizado, dejando fuera una gran cantidad de información necesaria para comprender las condiciones formación de las rocas que conforman el Complejo.

1.2 Objetivos

El trabajo propuesto tuvo como objetivo realizar un estudio petrográfico detallado de varias muestras representativas de casi todos los grupos químicos del Complejo Oaxaqueño en su área tipo (Nochistlán-Telixtlahuaca-Oaxaca), determinar los procesos involucrados en su génesis, y calcular las condiciones de presión y temperatura que se alcanzaron durante el pico del metamorfismo.

1.3 Hipótesis

Algunas de las características petrográficas (e.g. feldespatos ternarios, cuarzo rutilado, safirino) descritas hasta ahora para las rocas del Complejo Oaxaqueño sugieren que las condiciones de presión y temperatura que se alcanzaron durante el pico del metamorfismo caen dentro del campo de la ultra alta temperatura ($T > 900^{\circ}\text{C}$ y $7 < P < 13$ kbar). Además se espera que mediante relaciones texturales se compruebe la participación de la fusión parcial y fluidos durante el pico del metamorfismo.

1.4 Metodología

En este trabajo se realizó una recopilación bibliográfica sobre los procesos generadores de granulitas para dar una perspectiva general de la génesis de dichas rocas. Posteriormente, se recopiló información sobre la Orogenia Grenvilliana sólo para proveer de una perspectiva amplia del contexto geológico mundial del que fueron parte las granulitas oaxaqueñas. Después, se hizo una descripción –basada en trabajos publicados- a grandes rasgos de los afloramientos grenvillianos de México que juntos forman el microcontinente Oaxaquia, enfocándose en las características del Complejo Oaxaqueño. Finalmente se realizó un examen petrográfico detallado de 43 muestras de diferentes grupos mineralógicos del Complejo Oaxaqueño y se analizaron químicamente mediante microsonda electrónica

algunas de ellas para obtener datos cuantitativos y poder calcular condiciones de presión y temperatura

1.5 Características distintivas de las granulitas

Las granulitas son rocas con textura granoblástica (véase Moore, 1963 para una subdivisión más detallada de las texturas), donde los minerales anhidros son más abundantes que los hidratados (las biotitas y hornblendas ricas en titanio son los más comunes), y donde el ortopiroxeno (en el caso del grupo máfico) es una de las fases diagnósticas de la facies (Newton, *et. al.*, 1980; Bucher & Grapes, 2011).

Las asociaciones minerales típicas de las rocas en facies de granulitas se identificaron desde que Eskola acuñó el concepto de facies metamórficas en 1915; ahora, con más datos obtenidos por observaciones y experimentos, se ha establecido que el campo de presiones va de $0.2 < P < 1.5$ GPa, mientras que las temperaturas rebasan los 700°C (Fig. 1.1) (Bucher & Grapes, 2011). El campo de las granulitas de temperatura ultra alta ($T > 900^{\circ}\text{C}$ y $0.5 < P < 1.5$ GPa) (Brown, 2007; Harley, 2008; Kelsey, 2008) ha sido un tema de gran interés reciente en la petrogénesis de granulitas.

Las granulitas se caracterizan geoquímicamente por estar empobrecidas en elementos litófilos de ion grande (LILE, por sus siglas en inglés) como K y Rb; en tierras raras ligeras (LREE, por sus siglas en inglés) y en U y Th, donde el uranio es el más empobrecido de éstos dos (Heir, 1973; Rudnick, *et.al.*, 1985; Roberts & Ruiz, 1989; Rudnick & Presper, 1990). Aun cuando el empobrecimiento de dichos elementos se observa en casi todos los tipos de granulitas, aquellas que son traídas a la superficie – como xenolitos- muestran una concentración menor que las que se encuentran expuestas; además, las granulitas de

xenolitos tienen menor porcentaje de sílice y un mayor número de magnesio, lo que indica que están menos evolucionadas (Rudnick & Presper, 1990).

Se han distinguido una gran cantidad de inclusiones fluidas en los minerales de las rocas granulíticas, las cuales llegan a presentar distintas composiciones; en este sentido, han sido identificadas inclusiones ricas en N₂ (Evelvod, & Andersen, 1993), CH₄ (Hall & Bodnar, 1990), CO₂ (Cuney, *et. al.*, 2007), con alta concentración de sales –salmueras- (Aranovich & Newton, 1996), así como mezclas de estas especies con otros elementos que se encuentran en menor concentración, como el H₂O, CO, H₂ y O₂ (Lamb & Valley, 1985); las inclusiones de CO₂ son las más abundantes y las de alta concentración de sales son poco comunes, pero las evidencias del metasomatismo que causan son abundantes (Harlov, 2010; Touret & Huizenga, 2011).

Muchos de los terrenos granulíticos están asociados a *suites* magmáticas de anortosita-mangerita-charnokita-granito (AMCG) (*e.g.* MacLellan, *et. al.*, 1996;). Algunos están asociados con cinturones de roca verde (*e.g.* Barbey, *et. al.*, 1980), y en otros se logra ver una transición a facies de anfíbolita, o rocas de grado menor. Asimismo es muy común hallar enjambres de diques, pseudotalaquitas y milonitas y zonas de cizalla dúctil, las cuales ayudan a comprender la historia post-tectónica (Harley, 1989)

1.6 Procesos involucrados en la génesis de granulitas

Como ya se puntualizó, se han propuesto tres procesos principales para explicar las características de las rocas granulitizadas: (i) fusión parcial (Fyfe, 1973); (ii) interacción con fluidos - principalmente aquellos ricos en CO₂ y las salmueras- (Newton, *et.al.*, 1980,

Huizenga & Touret, 2012); y (iii) reacciones de deshidratación durante el metamorfismo prógrado.

La fusión parcial es, tal vez, el proceso involucrado en la génesis de granulitas más aceptado y estudiado (e.g. Fyfe, 1973; Clemens, 1990; Thompson, 1990). Fyfe (1973) apuntaba que posiblemente las primeras granulitas en el Arqueano podrían haber aparecido como residuo sólido de fusión. La idea de la fusión parcial nace principalmente de que las condiciones presión y temperatura que dan lugar a las facies de granulita se traslapan con el *solidus* del granito, es decir, traspasan el punto o la curva donde comienza a fundir una roca (Clemens, 1990), esto sumado a las observaciones de campo, pues es común encontrar migmatitas y granitos asociados a los terrenos de grado alto.

La producción de un fundido parece congruente con muchas de las características que muestran las granulitas: el agua es muy soluble en los fundidos, así que al formar uno éste se llevaría el agua libre y la expedida por las reacciones de deshidratación (*dehydration-melting*) (Clemens, 1990), permitiendo que se formen las asociaciones minerales con contenidos bajos en fases hidratadas y que se logren

las a_{H_2O} bajas. Asimismo, la generación de un magma empobrecería a la roca en elementos incompatibles, como los LILE.

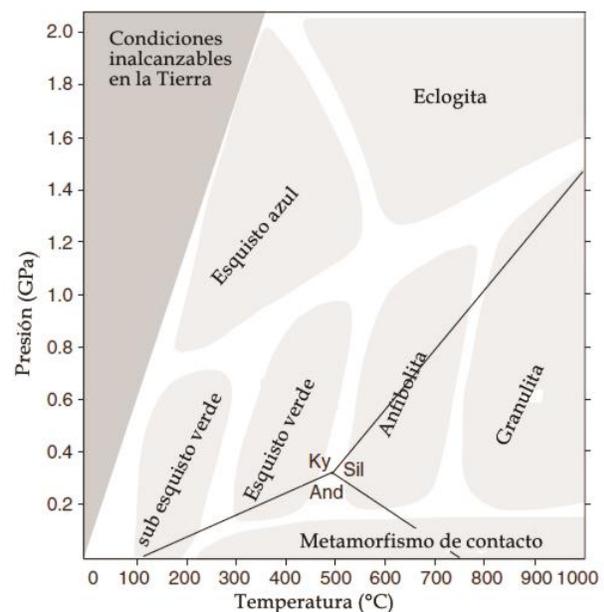


Fig.1.1 Esquema de las facies metamórficas modificado de Bucher & Grapes (2011)

Análisis petrográficos han mostrado evidencias texturales y mineralógicas que alimentan la hipótesis de la fusión parcial como proceso generador de granulitas, tal es el caso de cumulos de cuarzo, feldespatos potásico y albita; feldespatos euedrales; entre otros. Aunque un estudio publicado recientemente por Vernon (2011), argumenta que muchas de las microestructuras que se han usado para demostrar la fusión parcial en una roca, podrían no ser tan confiables si no se toman en cuenta varios aspectos.

Aun cuando las evidencias petrográficas y de campo de la fusión parcial parecen ser claras, las evidencias geoquímicas parecen no serlo tanto. El argumento de que gran cantidad de los granitos son el resultado de la extracción de fundido de una roca de la corteza inferior, y que las rocas que conforman, es decir las granulitas, son las restitas dejadas a partir del proceso de fusión parcial deberían haber dejado huellas geoquímicas (Vielzeuf *et. al.*, 1990). En este sentido, los granitos de terrenos granulíticos muestran un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE), mientras que las granulitas están un poco empobrecidas en estos elementos (Rudnick & Presper, 1990), sin embargo, se ha observado que muchos de los cuerpos plutónicos no parecen ser los complementos de las granulitas de las que se supone fueron extraídos (Newton *et. al.*, 1980). Además, se ha observado que el empobrecimiento en los terrenos es muy variable y que, muchas veces, la firma característica de la fusión parcial no es muy clara. Respecto a esto, Rudnick y Presper (1990) argumentan que dicho comportamiento se debe a otros factores, entre ellos la afinidad alta de ciertos elementos por alguna de las fases restíticas, lo que provocaría que no se notara el empobrecimiento en dicho elemento; además, si la porción fundida no se removió de la roca, no se observarán concentraciones bajas de los elementos.

El rol de los fluidos, como proceso alternativo a la fusión parcial, en la formación de granulitas ha sido muy discutido desde el hallazgo de inclusiones fluidas ricas en CO₂ en Noruega (Touret, 1971; Rigby & Droop, 2011), centrando la importancia en esta especie y en las salmueras (Harlov, 2010; Huizenga, *et. al.*, 2011; Touret & Huizenga, 2011), generando así modelos de “fluido asistido” (*fluid-assisted*).

La interacción del CO₂ con las rocas sometidas a condiciones de granulita podría explicar muchas de las características que presentan las mismas y, por tanto, ha sido muy socorrido para explicar su génesis (Lamb & Valley, 1985). Una de las propiedades más importantes del dióxido de carbono en las condiciones de presión y temperatura de la corteza inferior es que puede disolver el agua, de esta manera, el CO₂ disolvería el agua libre y el agua liberada durante las reacciones de deshidratación, estabilizando así las asociaciones anhidras y aumentando el punto de fusión de la roca (Cuney, *et.al.*, 2007; Touret & Huizenga, 2011). El empobrecimiento en LILE también puede ser explicado con este proceso (Lamb & Valley, 1985).

La presencia de grafito en granulitas ha sido usada como evidencia de que hubo interacción con CO₂ (Santosh & Wada, 1993) durante el pico de metamorfismo –también se han asociado depósitos de grafito al metamorfismo de granulitas en presencia de CO₂ (Katz, 1987) -, así como su ausencia del mismo ha promovido que se descarte su participación (Lamb & Valley, 1984; 1985). Dicha asunción puede ser muy lógica, pues se ha demostrado que incluso pequeñas cantidades de CO₂, o de un fluido rico en carbón, provocaría la precipitación de grafito como una fase estable en las asociaciones minerales granulíticas (Lamb & Valley, 1984; 1985), pero siempre y cuando las condiciones de fugacidad lo permitan. Bajo este precepto Huizenga & Touret (2012) han demostrado que la ausencia y

presencia de grafito depende de diversos factores y que, por tanto, su uso para argumentar el rol de los fluidos carbónicos debe ser hecho con cuidado.

La caracterización de las inclusiones fluidas ha sido la herramienta de primera mano para denotar el rol de los fluidos en el metamorfismo granulítico (Cuney, *et. al.*, 2007; Touret & Huizenga, 2011). Touret & Huizenga (2011) resaltan la importancia de que el análisis de inclusiones no se haga aislado, sino que se tomen en cuenta las evidencias de campo, petrográficas y geoquímicas para poder dar un contexto y hacer una buena interpretación. De esta manera, compilan información para demostrar que el CO₂, así como las salmueras, está involucrado en la formación de granulitas. Por el contrario, Rigby & Droop (2011) realizaron una compilación sobre la información de volátiles en cordierita de diferentes terrenos metamórficos (dividiéndolos en presión baja y media y de temperatura ultra alta), y concluyeron que lo único que se puede decir es que el CO₂ no es un prerrequisito para la formación de granulitas, y que la evidencia presentada apunta a que el proceso principal en la génesis de rocas granulíticas es la fusión parcial ausente de fluido.

En el caso de las salmueras las inclusiones fluidas no son tan abundantes, pero sí las evidencias que dejan éstos fluidos al atravesar la roca. En este sentido se ha sostenido que la presencia de feldespatos coronando a cuarzo que se encuentra como inclusión en granates, mirmequitas y vetas de feldespatos, entre otras, son evidencias metasomáticas de la interacción fluido-roca (Touret, 2009; Harlov, 2010; Huizenga, *et. al.*, 2011; Touret & Huizenga, 2011; Huizenga & Touret, 2012).

La principal limitación surge al pensar en las grandes cantidades de dióxido de carbono y salmueras que se necesitan para promover el metamorfismo y metasomatismo de

volúmenes de rocas tan grande. Para resolver este problema se ha propuesto que el carbón proviene principalmente del manto (aunque otras fuentes también se han propuesto, como en enterramiento de rocas carbonatadas) (Newton, *et. al.*, 1980; Touret & Huizenga, 2011), lo cual se ve reforzado por los valores $^{13}\delta\text{C}$ en inclusiones y depósitos carbonatados asociados a algunos terrenos granulíticos, con valores parecidos a los del manto (Newton, *et. al.*, 1980; Huizenga & Touret; 2012). En el caso de las salmueras, también se ha propuesto un origen mantélico, aunque evaporitas depositadas antes del metamorfismo también podrían proveer una fuente rica en sales (Ortega-Gutiérrez, 1984; Touret & Huizenga, 2011).

Finalmente, el proceso de deshidratación en la mayoría de los casos actúa, pero según algunos experimentos y geotermobarometría (véanse las referencias en Newton, *et. al.*, 1980) es poco viable que actúe como único proceso, pues por sí solo no podría alcanzar el empobrecimiento en elementos que se observan en las granulitas.

En resumen, aun cuando algunos autores sugieren que uno de los procesos – ya sea fusión parcial o la interacción con fluidos- parece no tener gran repercusión en la génesis de granulitas (*e.g.* Rigby & Droop, 2011), la basta cantidad de evidencias e información que hay de ellos en las granulitas parece decir lo contrario. Lamb & Valley (1984) han señalado que los terrenos granulíticos se podrían haber formado por una combinación de los tres procesos, y según lo que se observa en muchas zonas parece ser razonable. Por tanto, sería apropiado (sino es que necesario) hacer estudios más completos – multidisciplinarios- para poder comprender mejor la génesis de las granulitas, y entender cuál fue el rol de cada uno de los procesos en su información. De esta manera los modelos concebidos para explicar la formación de la corteza baja estarían más allegados a la realidad.

2. Orogenia Grenvilliana

La orogenia Grenvilliana ocurrió durante el Proterozoico y fue una de las más grandes en la historia de la Tierra, pues se interpreta que se extendió por más de 20,000 km (Rino, 2008; Kranendok & Kirkland, 2013); dicha orogenia dio lugar a la formación del súper continente Rodinia. Según Rino (2008), la orogenia Grenvilliana se define como una colisión ocurrida de 1,090 a 980 Ma entre Laurentia y otro continente. El resto de los eventos orogénicos identificados alrededor del mundo entre 1,300 Ma y ~1,000 Ma (Tollo, 2005) se clasifican como “Grenvillianos” aunque poseen nombres diversos según la localidad donde fueron descritos. Recientemente, Kranendok & Kirkland (2013), han encontrado que la Tierra alcanzó el nivel de corteza orogénica reciclada más grande de la historia entre 1,200 y 1,100 Ma; dicho pico está relacionado con la Orogenia Grenvilliana y puede haberse facilitado por la conjunción de diversos factores que sólo se han dado en ese intervalo de tiempo, haciendo que sea un evento único.

En todos los continentes del planeta se encuentran expuestos cinturones metamórficos y plutónicos de edad Grenvilliana, la mayoría de los cuales presenta metamorfismo de grados medio y alto. La detección de cinturones de edad grenvilliana, así como los procesos que ocurrieron para la formación de los mismos, llega a resultar difícil, ya que en una misma zona es posible tener diversos eventos metamórficos y/o magmáticos que “resetean” la memoria de las rocas presentes (Jacobs, *et.al.*, 1993; Bartholomew y Hatcher, 2010).

El estudio de los afloramientos o cinturones grenvillianos y la relación que mantienen entre ellos es una tarea importante para esclarecer la configuración de Rodinia, ya que aún no se

llega a un consenso sobre la verdadera configuración y geometría que tuvieron las masas terrestres en ese supercontinente.

2.1 América del Norte

El Orógeno Grenvilliano se prolonga por 3,500 km (Tollo, 2005) siguiendo el margen este de Laurentia, el cual se extiende desde Labrador, Canadá, hasta Texas Central, EE.UU. (Tohver *et. al.*, 2002);. El segmento continuo más grande de los cinturones del Mesoproterozoico tardío se encuentra representado en la Provincia Grenville, ubicada en el E de Canadá (Dalziel *et. al.* 2000), la cual da el nombre a la orogenia que amalgamó Rodinia. En esa provincia se pueden encontrar rocas metamórficas de grado alto –en facies de granulita y eclogita- y grado medio –anfíbolita alta.

En la Provincia Grenville se han identificado orogenias diversas –hasta cuatro- ocurridas entre 1,300 y 980 Ma. En este sentido, se habla de las orogenias Elzeviriana (1,300-1,190 Ma), Shawinigana (1,190-980 Ma), Otawana (1,090-1,020 Ma) y Rigoleta (1,010-980Ma) (Rivers, 1997; Rivers, 2008). El conjunto de ellas constituye el llamado Ciclo Orogénico Grenvilliano (Moore & Thompson, 1980); sin embargo, sólo las dos últimas -Otatwana y Rigoleta- forman parte de la Orogenia Grenvilliana. Algunos autores identifican únicamente dos pulsos orogénicos: el Elzeviriano y el Otawano. Entre ellos se han identificado dos sucesos importantes: la deposición del Grupo Flinton (Moore & Thompson, 1980) y el emplazamiento de la *suite* AMGC; el segundo facilitó los eventos orogénicos posteriores al debilitar la corteza (McLellan *et. al.*, 1996)

La orogenia Elzeviriana se ha interpretado como una fase acrecional, en donde un arco de islas (ahora representado por el Cinturón Central Metasedimentario, ubicado dentro del

Terreno Elzevir) colisionó con el este de Laurencia (Corriveau, 1990); además se ha relacionado con el cierre de una cuenca de trasarco (Rivers, 1997).

Se ha encontrado que la orogenia Otawana es la responsable principal de la configuración actual de la Provincia Grenville, por lo que muchos autores la consideran como sinónimo de la orogenia Grenvilliana. Durante este período la corteza se engrosó hasta el doble debajo de las Tierras Altas, ubicadas en las Adirondacks; se ha llegado a conclusión de que este evento fue una colisión continente-continente (Tollo, 2005).

En los Apalaches se encuentran rocas de edad Grenvilliana, pero muchos de los eventos ocurridos en este lapso de tiempo fueron borrados por la actividad Apalachiana (Bartholomew & Hatcher, 2010). Más al sur, en Texas, la orogenia que ensambló Rodinia se encuentra representada en el Cinturón Orogénico del Llano, el cual está constituido por rocas de diversas edades en facies de anfibolita, granulita baja, esquisto verde y eclogita; además de rocas supracorticales polideformadas (Mosher, 1998).

En México, el Orógeno Grenvilliano se encuentra grabado en las rocas del microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et. al.*, 1995), el cual forma gran parte del basamento mexicano y se extiende desde el NW del país hasta el SE del mismo. Las rocas de Oaxaquia se encuentran expuestas en diversos sitios; en Ciudad Victoria, Tamaulipas; Huiznopala, Hidalgo; en el Complejo Guichicovi; y en el Complejo Oaxaqueño, Oaxaca, siendo el último el afloramiento más grande (Keppie, *et. al.*, 2001). Las facies de granulita son las predominantes en las rocas grenvillianas de México.

2.2 Resto del mundo

Aunque la Orogenia Grenvilliana se ha estudiado más a fondo en Norteamérica, los cinturones de la misma edad no están restringidos a dicha zona, sino que afloran en su mayoría en los distintos cratones del resto de los continentes.

En el cratón Amazónico se encuentran los cinturones Sunsas, Aguapeí y Nova Brasilândia. Los primeros dos poseen edades entre 1,250 Ma y 1,000 Ma (Cordani y Teixeira, 2007); se componen de unidades conglomeráticas y cuarcíticas con metamorfismo bajo, y se ubican entre Bolivia y Brasil. El cinturón Nova Brasilândia se encuentra en Rodônia, Brasil, y se compone de metasedimentos –de afinidad oceánica– en facies de anfíbolita y granulita; se le ha estimado una edad metamórfica de 1,122 Ma (Tohver, *et. al.*, 2003).

Más al sur se hallan pequeñas zonas metamorfozadas con edad grenvilliana ubicadas en el cratón de Río de la Plata, siendo la Sierra de Pie de Palo una de las primeras en ser identificada como tal. Las rocas que se encuentran en la zona poseen grados de metamorfismo desde bajos (facies de esquisto verde), medio (facies de anfíbolita), y alto (facies granulita de alta presión y de eclogita) (Varela, *et. al.*, 2013).

La sutura de Rodinia también se encuentra representada en Europa, principalmente en la Península Escandinava (aunque también hay rocas de edad grenvilliana en Escocia). Aquí se encuentra el Cratón Este de Europa – también conocido como Báltica –, el cual se vio afectado por la llamada Orogenia Sveconorwegiana, cuyas consecuencias se observan en un cinturón con grado metamórfico alto de 500 km de largo, que se extiende desde el suroeste de Escandinavia, hasta el oeste de Noruega (Bogdanova, *et. al.*, 2008). Se han identificado cuatro fases; la Arendal (1,140-1,080Ma) de acreción e inicio de colisión; la Agder y

Falkner (1,050-970Ma) colisión continente-continente; y la Dalane (970-900 Ma) que marca la relajación del orógeno (Bingen, *et. al.*, 2008).

La Orogenia Kibarana formó en el margen sur del cratón Kaapval los cinturones de Namqua-Natal y Heimefrontfjella, ahora situados en África; las rocas constituyentes muestran metamorfismo de media, alta e incluso ultra alta temperatura (Jacobs, *et. al.*, 1993). Rocas grenvillianas de ultra alta temperatura también han sido identificadas en Australia, en el cinturón Ghats (Mezger, 1996) y en la base de los Andes Peruanos (Martignole & Martelat, 2003).

El reconocimiento de estructuras en continentes como la Antártida resulta aún más difícil por su cubierta de hielo; aun así, se han identificado tres cinturones grenvillianos (aunque en realidad ahora constituyen un solo cinturón) de grado metamórfico alto en el Polo Sur (Fitzmons, 2000); se encuentran en el este de Antártida y llevan por nombre Maud, Rayner y Wilkes.

Además del cinturón Ghats de la India en Asia, también se encuentra otra evidencia de la orogenia Grenvilliana: el Orógeno Sibao, que se encuentra entre los bloques Cathaysia y Yangtze. (Li, *et. al.*, 2002). Las orogenias Grenvillianas en Australia fueron la Albany-Fraser, con metamorfismo granulítico y de grado bajo, (Clark, *et. al.*, 2000) y la Edmondiana, con facies metamórficas de grado bajo (Sheppard, 2007).

2.3. La Orogenia Grenvilliana y la configuración de Rodinia

El arreglo de las masas continentales en Rodinia aún no se define por completo, debido a que muchos de los cinturones no se encuentran expuestos o bien los eventos grenvillianos han sido borrados por actividad más reciente. Muchas veces la falta de información de

pequeñas masas continentales, como Oaxaquia o el sur de China, son limitantes, pues la posición de ellas podría ser importante para afinar la configuración del supercontinente que nació a finales del Mesoproterozoico.

Se ha dicho que Laurentia constituye una parte esencial para los modelos tectónicos Grenvillianos, colocándola en el centro de Rodinia y tratando de acomodar el resto de los continentes a su alrededor (Li, *et. al.*, 2008). La masa continental que causó la deformación y metamorfismo en el este de Laurentia durante la fase de colisión continente-continente (Otagawa) permanece en debate. Se ha propuesto que los eventos fueron ocasionados por la colisión de varios continentes – entre ellos Báltica, Kalahari y Amazonia-, o bien que un solo continente provocó toda la deformación Otagawa (Tohver, *et.al.*, 2002). Aunque se ha aceptado que los dos posibles continentes que convergieron con Laurentia fueron Amazonia - el cual inició su colisión en la región Sureste, en el Llano Uplift- y Báltica – haciéndolo más al norte-, hermanando así las orogenias Grenvilliana, Sunsas y Sveconorwegiana. (Tohver, *et. al.*, 2002; Cordani & Teixeira, 2007; Bogdanova, *et. al.*, 2008; entre otros). Amazonia no sólo ha sido relacionada con el margen este de Laurentia, sino que también se le ha asociado con el microcontinente Oaxaquia (Fig. 2.1) (Keppie & Ortega-Gutiérrez, 2010)

Uno de los problemas más grandes para comprender la paleogeografía de Rodinia es la frontera oeste de Laurentia. Una de los modelos más famosos es el SWEAT, el cual relaciona el suroeste de Laurentia con el norte de Antártida y Australia. Algunos estudios han interpretado que el este de Antártida colisionó con tres masas continentales: con el cratón Kaapval, relacionando los cinturones Namaqua-Natal y Heimefrontfjella con el segmento Maud (Jacobs, *et. al.* 1993; Fitzsimons, 2000); con el cratón Índico, uniendo el

cinturón Ghats y la provincia Rayner (Mezger & Cosca, 1999; Fitzsimons, 2000); y con Australia, yuxtaponiendo el segmento Wilknes y el oroógeno Albany Fraiser (Fitzsimons, 2000). La relación de estas masas continentales –ya unidas- con Laurentia resulta enigmática, aunque Li, *et. al.* (1995, 2002) han propuesto que Australia estaba unida al suroeste de los EE.UU., mediante el sur de China, esto ocurrió durante la Orogenia Sibao, la cual unió el bloque Cathaysia – que en ese época formaba parte de Laurentia- con el bloque Yangtse –el cual estaba adyacente al este de Australia.

La paleogeografía “definitiva” de Rodinia aún está en discusión, por eso es necesario continuar con los estudios termobarométricos, petrológicos, geoquímicos, estructurales, etc., para poder correlacionar los diferentes cinturones grenvillianos del mundo y conseguir

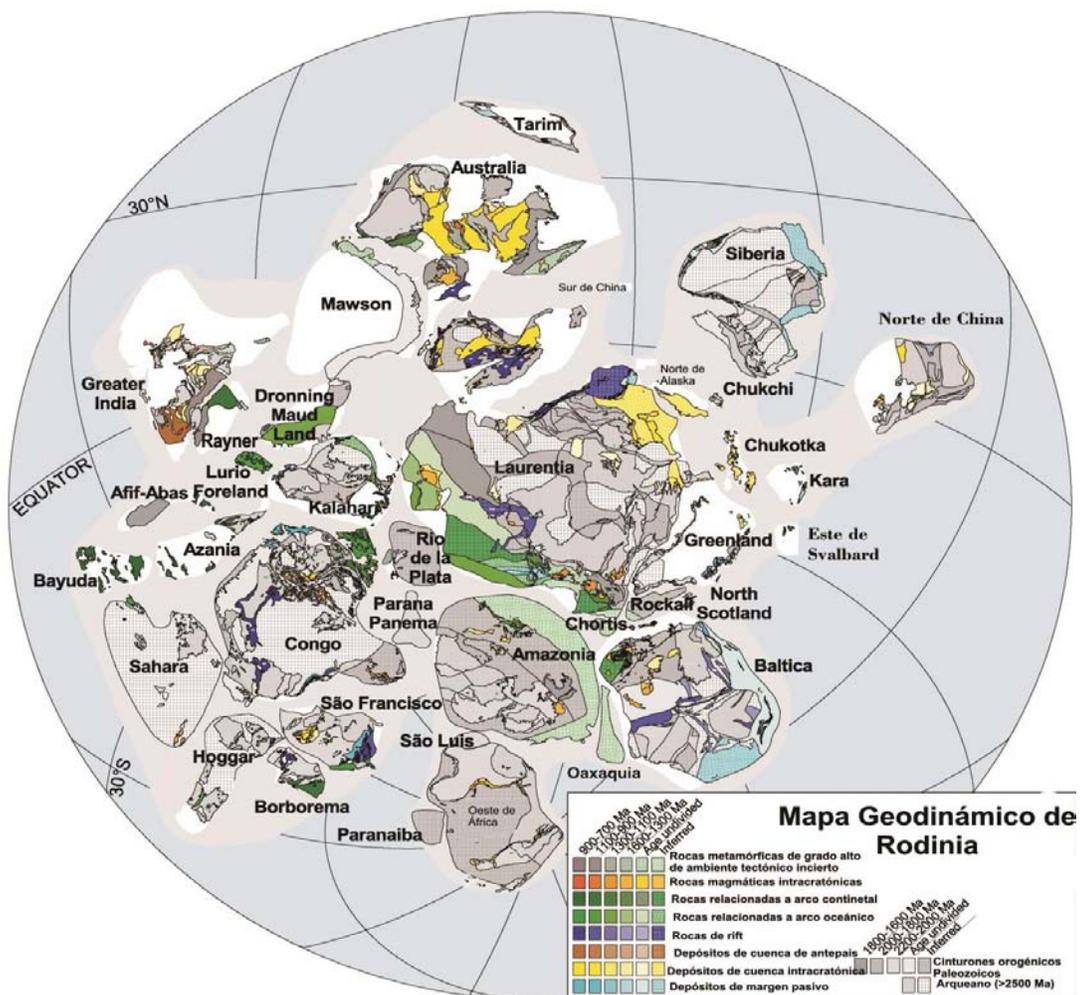


Fig. 2.1 Mapa geodinámico de Rodinia, muestra una de las relaciones que se le han dado a Oaxaquia, entre Amazonia v Báltica. Modificado de Li, *et. al.* (2008)

un modelo que se acerque más a la realidad.

3. Geología Regional: El Orógeno Grenvilliano en México

La Orogenia Grenvilliana se encuentra representada en México por cuatro áreas de afloramientos distribuidos en el este y sur del país, así como por algunos xenolitos traídos a la superficie por diversos volcanes. Los afloramientos son El Gneis Novillo, El Gneis Huiznopala, El Complejo Guichicovi y El Complejo Oaxaqueño, los cuales por poseer varias características litológicas, geocronológicas y geoquímicas parecidas han sido agrupados en un microcontinente Mesoproterozoico denominado Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et. al.*, 1995), el cual constituye gran parte del basamento del territorio mexicano (Fig. 3.1).

3.1. Gneis Novillo

El Gneis Novillo - también denominado Complejo Gneis Novillo (Cameron, *et. al.*, 2004)- es el afloramiento más al norte del grenvilliano mexicano, se expone principalmente en dos cañones cercanos a Ciudad Victoria, Tamaulipas, el Cañón el Novillo y el Cañón de la Peregrina (Ortega-Gutiérrez, 1978) cubriendo un área de 35 km²; el Gneis Novillo forma parte del núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, el cual es un plegamiento de la Sierra Madre Oriental (Ortega Gutiérrez, 1978 y referencias ahí citadas

La gran mayoría de los gneises de la zona son bandeados, aunque los masivos no están ausentes. Ortega-Gutiérrez (1978) subdividió las unidades litológicas que afloran en el Cañón del Novillo en tres: (a) ortogneises bandeados, (b) nelsonitas y (c) meta-anortosita. Los ortogneises tienen bandas oscuras de composición básica y bandas claras, tanto feldespáticas (composición anortosítica) como cuarzo-feldespáticas (leucogranitos con

granate accesorio), donde las segundas se asumen posteriores y de origen magmático, pues contienen xenolitos de las primeras. Las nelsonitas siguen el sentido general de la foliación y están formadas por ilmenita + magnetita \pm apatito \pm rutilo. La meta-anortosita es de carácter masivo, aunque se observa una ligera foliación. Estos ortogneises cortan a una secuencia de paragneises cuarzo-feldespáticos con mármoles intercalados.

Con estudios geocronológicos se han logrado identificar dos *suites* de gabro-anortosita y granito que intrusieron los paragneises, la primera se emplazó entre 1,247 \pm 48 y 1,175 \pm 16 Ma (Cameron, *et. al.*, 2004) –edades obtenidas de circones de una granulita grabrónica y un gneis potásico- en un ambiente arco-trasarco y la otra entre 1,035 y 1,010 Ma, esta última ha sido interpretada como una *suite* AMCG (Keppie, *et. al.*, 2006; Trainor, *et. al.*, 2011). Toda esta secuencia fue metamorfizada a facies de granulitas hace 982 \pm 6 Ma. (Keppie, *et. al.*, 2006)

La historia tectonotérmica del Gneis Novillo involucra una tasa de enfriamiento – calculada con edades y temperaturas de enfriamiento de titanitas y biotitas- de 1.45°C/m.y., lo cual supone que el cuerpo tuvo que haber alcanzado la superficie hace 497 \pm 40 Ma. Además, Trainor *et. al.* (2011) han identificado cuatro eventos tectonotérmicos importantes, dos previos al metamorfismo granulíticos, uno que lo generó y otro posterior; el evento de granulitización borró gran parte de las texturas y estructuras previas, lo que hace difícil identificar las condiciones metamórficas que se alcanzaron.

3.2. Gneis Huiznopala

Cerca de Molango, Hidalgo, aflora el Gneis Huiznopala, el más pequeño de los afloramientos grenvillianos de México y también el menos estudiado de ellos. La mayor

parte del afloramiento está conformado por paragneises feldespáticos, granatíferos y calcisilicatos. En esta zona se han identificado dos series magmáticas, la “serie principal”, que se caracteriza por la presencia de charnoquitas, metatonalitas y gneis graníticos de granate, que en su conjunto se ha interpretado que se formaron en un ambiente de arco entre 1,200 y 1,150 Ma; y la gabro-anortosítica, que consiste de metanortositas andesínicas y gneises gabroicos, emplazados alrededor de 1000 Ma, los cuales están relacionados con una suite AMCG (Lawlor, *et. al.*, 1999). La secuencia está cortada por una pegmatita con una edad de 988 ± 3 Ma, obtenida por circones con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Lawlor, *et. al.*, 1999).

El pico del metamorfismo en las rocas de Molango se alcanzó una temperatura de $725 \pm 50^\circ\text{C}$ y una presión de 7.2 ± 0.5 kbar (Lawlor, *et. al.*, 1999) con una edad de 980 ± 20 Ma (Weber, *et. al.*, 2010); a partir de ese momento el Gneiss Huiznopala siguió una tasa de enfriamiento de $4^\circ\text{C}/\text{m.y}$ (Patchett & Ruiz, 1987).

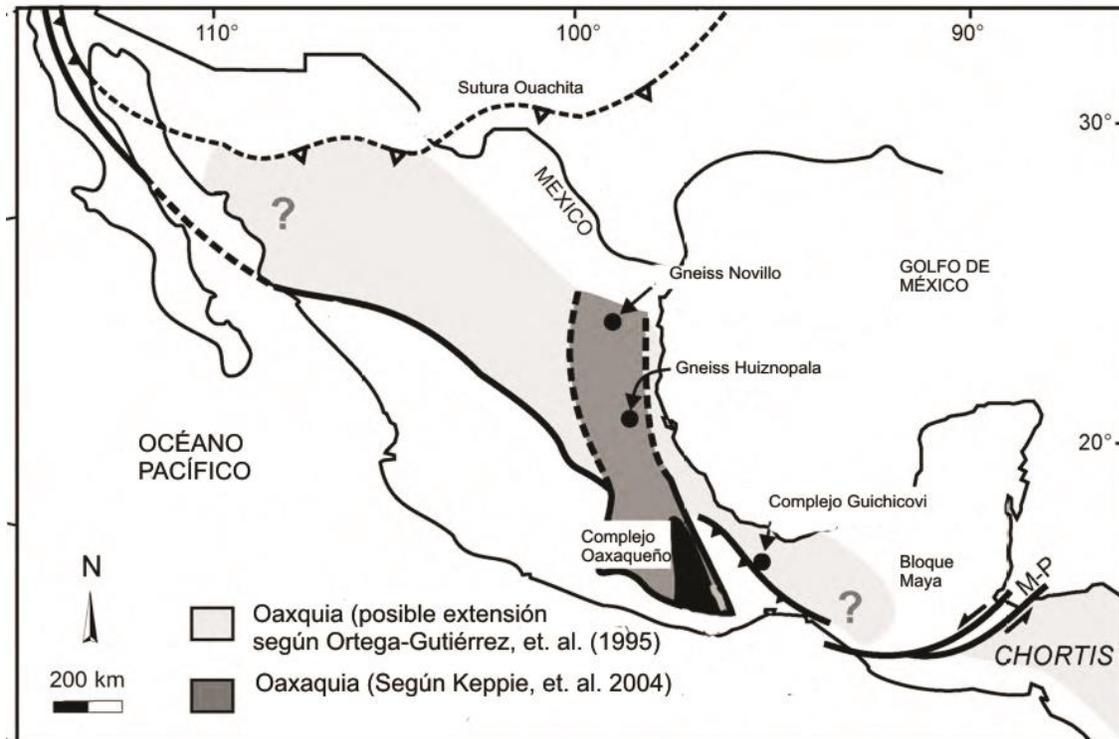


Fig. 3.1 Ubicación de los afloramientos de Oaxaquia y su posible extensión. Modificado de Weber, *et. al.*, (2010), con información de Ortega-Gutiérrez *et. al.*, (1995) y Keppie, *et. al.* (2004)

En esta región se han identificado las herencias más viejas de Oaxaquia, con una edad entre 1.82 y 1.53 Ga (Weber, *et. al.*, 2010)

3.3. Complejo Guichicovi

La expresión más sureña de Oaxaquia tiene por nombre Complejo Guichicovi, abarcando un área de exposición de 800 km² (Weber & Kölher, 1999). Weber & Hetch (2003) definieron dos unidades según sus características petrográficas y geoquímicas. En la Unidad Guichicovi Norte se encuentran rocas leucocráticas ricas en plagioclasa, identificadas como gneises anortosíticos-tonalíticos; granulitas máficas que cambian gradualmente a gneises de hornblenda; y piroxenitas esparcidas por la unidad. Al sur se encuentra la unidad Zacatal, la cual está integrada por gneises cuarzo-feldespáticos de granate con textura granoblástica, gneises de hornblenda y charnoquitas. Al este del complejo se pueden encontrar las rocas supracorticales, que interpretaron como una unidad volcanosedimentaria, compuesta por paragneises cuarzo-feldespáticos ricos en biotita y/o granate, paragneises ricos en grafito, mármoles y ortogneises cuarzo-feldespáticos. La Zacatal y las rocas supracorticales están cortadas por diques de magnetita y máficos, sugiriendo así que las rocas del norte son más jóvenes.

A diferencia del resto de los afloramientos grenvillianos de México, el Complejo Guichicovi no contiene anortositas masivas, sin embargo Weber & Hetch (2003) clasificaron las granulitas máficas de la Unidad Norte como rocas FTP (rocas ricas en Fe-Ti-P) las cuales están relacionadas con las *suites* AMCG, además diques de magnetita se han interpretado como nelsonitas alteradas, también relacionadas con anortositas (Weber &

Hetch, 2000) sugiriendo así la posible existencia de anortositas masivas en la base del Complejo Guichicovi (Weber & Hetch, 2003).

El metamorfismo en facies de granulitas posee una edad de $996 \pm 9\text{Ma}$ (Weber *et. al.*, 2010) a una presión de $7.4 \pm 0.3\text{ kbar}$ y una temperatura de $837 \pm 50\text{ °C}$ (Weber & Köhler, 1999). Para el Guichicovi se han identificado dos etapas de enfriamiento, la primera –identificada con ortopiroxeno-granate - abarca desde el pico de metamorfismo a $\sim 920\text{Ma}$ con una tasa de $1.5\text{-}2.0\text{°C/m.y.}$, mientras que la segunda –delimitada por biotita-granate- va de $\sim 920\text{Ma}$ a $\sim 870\text{Ma}$ con una tasa de 8.0°C/m.y. (Weber & Köhler, 1999).

3.4 Complejo Oaxaqueño

El Complejo Oaxaqueño es la región expuesta más grande de Oaxaquia con ca. 10000km^2 . Está compuesto por paragneises intruidos por rocas de afinidad arco/trasarco entre $1,200\text{-}1,100\text{ Ma}$. Posteriormente ocurrió el evento Olmeca, el cual causó migmatización, que fue seguida por el emplazamiento de una suite AMCG $\sim 1,000\text{Ma}$, casi contemporáneo con la Orogenia Zapoteca, la cual causó el metamorfismo en facies de granulita (Solari, *et. al.*, 2003). El Complejo Oaxaqueño se describe mejor más adelante.

3.5 Oaxaquia

Anteriormente, por su ubicación geográfica, características litológicas y edad, se consideraba a la rocas granulíticas mesoproterozoicas de México como la continuación más sureña del Grenville norteamericano (Fries, *et. al.*, .), el cual aflora principalmente en el sureste de Canadá-Nueva York (MacLellan, *et. al.*, 1996; Rivers, 1997) y en el Llano Uplift, Texas (Tohver, *et. al.*, 2002). Sin embargo, Ortega-Gutiérrez, *et. al.*, (1995), propusieron la existencia de Oaxaquia, un microcontinente alóctono que se extiende bajo

gran parte del territorio mexicano y posiblemente hasta Centroamérica, con base en las características tan parecidas que presentan los afloramientos grenvillianos de México. Trabajos posteriores confirman el carácter coherente de Oaxaquia como un microcontinente (*e.g.* Cameron, *et. al.*, 2004, mediante la composición isotópica de feldespatos en los cuatro afloramientos), ha reforzado la idea de que su estudio es de suma importancia para las reconstrucciones paleogeográficas, principalmente aquellas relacionadas con la configuración del súpercontinente Rodinia.

Los cuatro afloramientos presentan un evento de magmatismo con afinidad geoquímica de arco/trasarco, ocurrido entre ~1200 Ma y ~1100Ma, el cual intrusionó a una secuencia paragnésica – que incluye mármoles y calcisilicatos.

También se ha identificado el emplazamiento de una suite AMCG casi contemporánea con el metamorfismo en facies de granulita, lo que ha hecho difícil el fechamiento del mismo, pero se sitúa alrededor de 1000 Ma. Esta suite está representada principalmente por anortositas masivas, excepto en el Complejo Guichicovi.

Como ya se ha mencionado, el metamorfismo en facies de granulita está presente en todos los afloramientos de Oaxaquia, y ocurrió 990 Ma. A partir de ese momento las rocas experimentaron tasas de enfriamiento parecidas. La granulitización está relacionada con un evento tectonotérmico de colisión – con arco o continente- y es el único que se ha identificado para las cuatro regiones, no obstante, en el Complejo Oaxaqueño se ha identificado otro, y el Gneis Novillo presenta al menos tres más, lo que hace pensar que tanto el Gneiss Huiznopala como el Guichicovi pudieron haber sufrido eventos tectonotérmicos previos al metamorfismo granulítico grenvilliano.

3.5.1 Isótopos

Para comparar y caracterizar las granulitas mexicanas se han llevado a cabo diversos estudios isotópicos (Pattchet & Ruiz, 1987; Ruiz, *et. al.*, 1988; Cameron, *et. al.*, 2004; Weber, *et. al.*, 2010).

Aunque la mayoría de los estudios recientes relacionan a Oaxaquia más con Amazonia que con Norteamérica, Ruiz, *et. al.* (1988) propusieron lo contrario, pues las edades de Nd T_{DM} (~1.4 Ma) de las rocas mexicanas eran muy parecidas a las de Texas, además de que propusieron una posible sutura –no expuesta– entre los dos afloramientos del norte y los dos del sur. A pesar de esto, los estudios de Cameron *et. al.* (2004) en feldespatos, mostró la relación de Pb que tienen, pues (casi) todos caen en un mismo campo, sugiriendo un origen similar entre ellos, y distinto al del Grenville norteamericano. Además, recientemente, los estudios isotópicos realizados por Weber, *et. al.* (2010) muestran relaciones de Hf/Hf muy parecidas entre el Oaxaqueño, Guichicovi y Novillo, reforzando la idea de que tienen un origen similar; sin embargo, estos estudios colocan al Huiznopala como ajeno a Oaxaquia, y lo emparentan con algún otro terreno, posiblemente Amazonia o Colombia.

3.5.2. Modelos tectónicos y la posición de Oaxaquia en Rodinia

La posición y el ambiente tectónico en el que se desarrolló Oaxaquia han sido muy debatidos. Se le ha colocado junto a la Provincia Grenville con base en su paleomagnetismo (Ballard, 1989), al norte y noroeste de Amazonia (Keppie, *et. al.*, 2001) y como continuación de *Colombia* (Ruiz, *et. al.*, 1998). En el caso de su ambiente tectónico, se cree que se formó en un ambiente de arco/trasarco (Keppie, *et. al.*, 2001; Keppie & Ortega-

Gutiérrez, 2010), y que después fue colisionada por una masa continental, como Avalonia (Keppie & Ortega-Gutiérrez, 2010) o Báltica (Weber, *et. al.*, 2010).

La historia de Oaxaquia comienza con el depósito de los protolitos de los paragneises en un ambiente extensional, lo que se ve reforzado por la presencia de evaporitas, que en algunas partes se ha identificado un volcanismo contemporáneo a la sedimentación (Weber & Hetch, 2000). Después la secuencia sedimentaria/volcanosedimentaria fue intrusionada por rocas de arco/trasarco, lo que ha sido interpretado como una zona con subducción y extensión contemporáneas (Keppie, *et. al.*, 2001). En los modelos más nuevos (Li, *et. al.*, 2008; Weber, *et. al.*, 2010), la acreción de Oaxaquia con el noreste de Amazonia se explica con un movimiento lateral; una vez que Amazonia colisionó con el sur de Laurencia (Tohver, *et. al.*, 2002; Cordani & Teixeira, 2007), contactando Sunsas y el Llano Uplift, los movimientos tectónicos provocaron un movimiento lateral que desplazó a Amazonia junto a Oaxaquia, provocando su colisión; dicha asunción es coherente con el carácter extensional que exhibe el Orógeno Sunsas (Cordani & Teixeira, 2007), mientras que en el lado de Oaxaquia, este evento se ha relacionado con el evento Olmeca y la migmatización que ocurrió durante el mismo (Solari, *et. al.*, 2003).

Poco después de que ocurrió la acreción, cesó la subducción y comenzó un período de extensión donde se emplazaron las rocas pertenecientes a la suite AMCG. Posteriormente ocurrió la colisión de la masa continental con Amazonia, provocando la inhumación de Oaxaquia y así el metamorfismo en facies de granulita. Se ha propuesto la colisión de dos masas continentales para explicar el engrosamiento cortical de Oaxaquia, con Avalonia (Keppie & Ortega-Gutiérrez, 2010) y con Báltica (Weber, *et. al.*, 2010), el segundo modelo

parece ser más consistente con los trabajos realizados en el orógeno Sunsas, Grenvilliano y Sveconoruego, que relacionan a los tres, y lo que permitiría encajar a Oaxaquia entre ellos.

4. Complejo Oaxaqueño

En el estado de Oaxaca se halla un cinturón mesoproterozoico que tiene una anchura de 50-100 km y aflora en un área de $\sim 10000 \text{ km}^2$ – siendo así el segmento continuo más grande de rocas de esta edad en México-, conocido como Complejo Oaxaqueño (Ortega-Gutiérrez, 1981). Este complejo es el basamento del terreno Zapoteco, y está formado por rocas metasedimentarias y metaígneas en facies de granulita.

Los límites del Complejo Oaxaqueño están caracterizados por la presencia de cinturones miloníticos (Ortega-Gutiérrez, 1981); al oeste se encuentra en contacto con el Complejo Acatlán por la Falla de Caltepec (Elías-Herrera & Ortega-Gutiérrez, 2002); al este la Falla de Oaxaca lo yuxtapone con el terreno Cuicateco (Alaníz-Álvarez, *et. al.*, 1994); y al sur se encuentra adyacente al Complejo Xolapa mediante la Falla de Chacalapa (Ortega-Gutiérrez, *et. al.*, 1995; Tolson, 2007).

4.1. Litología y Estructura

La base estructural del Complejo Oaxaqueño es la *suite* Huitzo AMCG, que está compuesta de meta-anortositas, las cuales están intercaladas con meta-diorita de Fe, metagabros, charnoquitas granatíferas y gneises máficos, dominando la parte superior de la unidad, mientras que en su parte inferior hay nelsonitas de ilmenita, apatito y magnetita (Ortega Gutiérrez, 1981; Solari, *et. al.*, 2003). El gneis máfico y la charnoquita están sobreyaciendo tectónicamente a la anortosita, diorita y gabro (Solari, *et. al.*, 2003), lo que ha hecho que se dividan en dos porciones diferentes (Keppie, *et. al.*, 2003). A pesar de la intensa

deformación y el metamorfismo penetrante en facies de granulita, algunas rocas de esta unidad presentan texturas ígneas –*e.g.* texturas ofíticas en la anortosita (Ortega-Gutiérrez, 1981)- y fases magmáticas –*e.g.* pigeonita con exsoluciones de ortopiroxeno (Solari, *et. al.*, 2003)-, que revelan un protolito de origen ígneo.

La migmatita El Catrín es la segunda unidad estructural identificada en el Complejo Oaxaqueño. Esta unidad está compuesta por gneises migmatíticos, que están intrusionados por las anortositas y metagabros de la unidad subyacente (Solari, 2001).

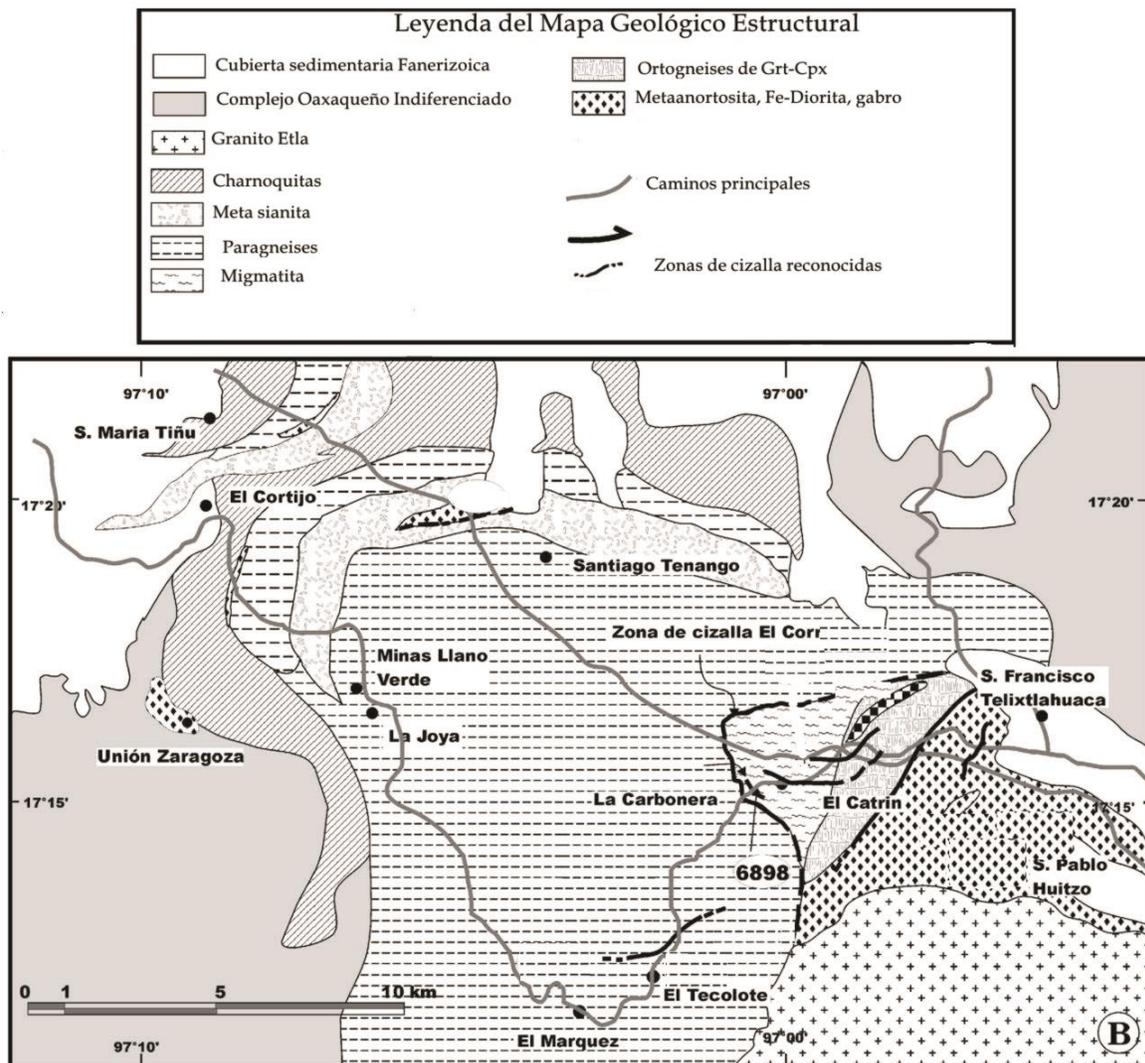


Fig. 4.1 Mapa Geológico Estructural de la porción norte del Complejo Oaxaqueño. Modificado de Solari, *et. al.* (2003)

En la porción superior del Complejo Oaxaqueño se encuentra la unidad El Marquez, la cual está en contacto con la migmatita El Catrín, mediante un paragneis milonítico de biotita y muscovita, en facies de esquisto verde (Solari, *et. al.*, 2001). La unidad se distingue por su abundante presencia de paragneises, formando una secuencia donde la parte inferior está formada por gneises bandeados ricos en calcio, con una gran cantidad de mármoles y calcisilicatos ricos en escapolita, algunos de ellos con forma de dique y otros concordantes con el resto de la foliación (Ortega-Gutiérrez, 1981, 1984; Dostal, *et. al.*, 2004); hay gneises graníticos con y sin grafito asociados a ellos. Arriba abundan los paragneises cuarzo-feldespáticos de granate y dos piroxenos, y paragneises de mica-silimanita-rutilo (Ortega-Gutiérrez, 1981; Solari, *et. al.*, 2003). Estos paragneises fueron intrusionados por cuerpo ígneos que se metamorfizaron en conjunto, formando un esamble de anfibolitas, pegmatitas, charnoquitas, meta-sienitas y metagabros (Solari, *et. al.*, 2003), y aparentemente también por otro cuerpo de anortosita semejante al de la unidad basal (Ortega-Gutiérrez, 1981).

El Complejo Oaxaqueño es intrusionado por un plutón pérmico que cubre 80 km², constituido por trondhjemitas y granitos (Ortega-Obregón, *et. al.*, 2013)

En la enmarañada estructura de las rocas de la porción norte del Complejo Oaxaqueño se han identificado al menos dos eventos tectonotérmicos ocurridos durante el Mesoproterozoico (Solari, *et. al.*, 2003), la Olmeca (1106 ± 6 Ma) y la orogenia Zapoteca (~1000 Ma); esta última acompañada del metamorfismo en facies de granulita.

La migmatita el Catrín presenta un bandeamiento olmeca nebulítico y estromático, plegado isoclinalmente durante el mismo evento. En la unidad El Márquez se observa algo parecido,

un badeamiento de capas félsicas y máficas, deformadas por pliegues isoclinales –con inclinación al NO- y pliegues asimétricos S y Z (Solari, *et. al.*, 2003).

La deformación provocada por el evento Zapoteco penetró a todas las unidades. En la secuencia Huitzo, provocó pliegues con buzamiento al noroeste (NW); badeamiento definido por ortopiroxeno, clinopiroxeno, hornblenda café y biotita titanífera, en las granulitas máficas y metagabros; y lineación mineral con inclinación suave hacia el NW. Por otro lado, la unidad El Catrín muestra dos estructuras zapotecas, plegamiento con buzamiento al noreste (NE), contemporáneo al metamorfismo granulítico; y una lineación paralela a la traza axial de éste, asociada a metamorfismo en facies de anfibolita. En el caso de la unidad El Márquez, la Orogenia Zapoteca generó un plegamiento con buzamiento NNW en facies de granulita, y uno con inclinación norte en facies de anfibolita, donde el fluido necesario para hidratar se obtuvo de la pegmatita que corta a los segundos (Solari, *et. al.*, 2003).

4.2. Geocronología

Desde los estudios geocronológicos de Fries & Ricón-Orta (1965) se reconoció a las rocas del Complejo Oaxaqueño como precámbricas. A partir de entonces se han realizado varias cuantificaciones (Keppie, *et. al.*, 2003; Solari, *et. al.*, 2003; Weber, *et. al.*, 2010) que han permitido delimitar las diversas etapas de la evolución tectono-petrológica del afloramiento más grande de Oaxaquia.

Se dieron al menos tres eventos magmáticos, donde al menos los dos últimos cortan a la secuencia paragnésica. El primero de ellos corresponde a la génesis del protolito de la migmatita El Catrín, que según Keppie *et. al.*, (2003) ocurrió hace más de 1350 Ma,

aunque estudios más recientes en núcleos ígneos de circones, realizados con LA- MC- ICPMS, arrojan edades de cristalización de 1217^{+9}_{-21} Ma (Weber, *et. al.*, 2010). Posteriormente se emplazaron los gabros, sienitas y los protolitos de las charnoquitas que se encuentran en la Unidad El Márquez, a $\sim 1157-1130$ Ma (Keppie, *et. al.*, 2003). Por otro lado, el tercer evento corresponde a la intrusión de la *suite* AMCG, que por haber ocurrido casi contemporáneamente con el metamorfismo en facies de granulita, hace difícil diferenciar entre éste último y la edad de cristalización del protolito; sin embargo, se ha restringido a ~ 1000 Ma (Keppie, *et. al.*, 2003; Weber, *et. al.*, 2010).

En el caso de los eventos tectonotérmicos, se han distinguido dos, la orogenia Olmeca, que se ve acompañada de migmatización o diferenciación metamórfica, además de las estructuras ya descritas, y se produjo hace 1106 ± 6 Ma; y la Orogenia Zapoteca, la cual fue acompañada por el metamorfismo en facies de granulita, y aconteció entre $1004-978 \pm 3$ Ma (Solari, *et. al.*, 2003).

En cuanto a las rocas con protolito sedimentario se ha planteado una edad ≥ 1140 Ma (Solari, *et. al.*, 2003), con especial énfasis en la depositación de las rocas evaporíticas (calcisilicato) después del gran evento de oxigenación hace 1.3 Ga (Dostal, *et. al.*, 2004).

4.3. Geoquímica

La información geoquímica de las distintas litologías del Complejo Oaxaqueño es relativamente abundante (*e.g.* Cameron, *et. al.*, 2004; Keppie, *et. al.*, 2003), proveyendo así de bastante información para comprender su evolución petrológica, desde la génesis de los protolitos hasta los procesos relacionados con el metamorfismo.

Las rocas charnoquíticas de la Unidad el Márquez tienen contenidos de SiO₂ de 48 – 63%, poseen carácter tanto alcalino como subalcalino. Presentan concentraciones bajas de MgO, Cr, Ni, pero altas de K₂O –cayendo en el campo de las shoshonitas-, Ba, Sr, Zr, Nb. Sus relaciones de Ti/V son altas y las de K₂O/Na₂O > 1. Además se distingue enriquecimiento de La y Ce relativo a Nb, Ta y Th, además de que el Ba está enriquecido con respecto a Rb y Th. Son rocas con concentraciones bajas de Th (Keppie, *et. al.*, 2003), algo que es muy común en rocas que han sufrido metamorfismo en facies de granulita (Rudnick & Presper, 1985). Estas rocas han sido clasificadas por Keppie *et. al.* (2003) como intraplaca con diagramas Zr/Al₂O₃ vs. TiO₂/Al₂O₃, Nb vs. Y, y Rb vs. Y+Nb, aunque algunas de ellas caen en el campo de arco.

Las rocas básicas e intermedias de la Unidad Huitzo tienen concentraciones bajas de CaO y MgO relativo al Fe₂O₃ al ser comparadas con rocas basálticas comunes. Hay concentraciones bajas de Rb, pero altas de Sr y K, lo que provoca relaciones de Rb/Sr bajas (0.03-0.14) y altas de K/Rb (>800). El cociente de Ti/V es alto (>100), distinguiéndolas como jotunitas. Hay enriquecimiento de Ba relativo a Th y Rb y de La y Ce relativo a Nb y Ta. El número de Mg es bajo, así como el Cr y Ni. Las rocas se han reconocido como parte de una *suite* AMCG (Keppie, *et. al.*, 2003).

En el caso de las rocas ígneas de la porción sur del Complejo Oaxaqueño, Keppie *et. al.* (2001) subdividieron a las rocas en dos grupos, donde la característica que comparten es que ambas están empobrecidas en Th y U. El primero – también incluye paragneises-, son rocas con contenido de SiO₂ que van de 55 – 77 %, tienen altas concentraciones de álcalis, y se correlacionan negativamente con TiO₂, CaO, MgO, FeO y Na₂O, mientras que lo hacen positivamente con el Rb, y con el K₂O y Ba, su correlación es constante; están enriquecidas

en LREE, HFSE y Ba con respecto a HREE, con $4.8 < (La/Yb)_n < 6.5$ y $1.8 < (La/Sm)_n < 2.8$. Tienen anomalías negativas de Nb y Ti. Todas estas características han hecho que se interpreten como rocas calci-alcálicas de arco, pertenecientes a una secuencia volcanosedimentaria.

Por otro lado, el segundo grupo de las rocas sureñas muestran contenidos de SiO₂ que caen entre 67 y 70%. Tienen un FeO/MgO mayor que el de las del grupo uno, así como mayor contenido de K₂O, Ba, Zr, Zr/Nb, pero menor Mg y P₂O₅. Muestran un cociente de K/Rb (450-500) mayor que las rocas supracorticales comunes. Estas rocas se han relacionado con un ambiente de supra-subducción o relacionado a rift.

En cuanto a los calcisilicatos de la porción norte, tienen concentraciones más altas de SiO₂, Al₂O₃, FeO_{tot}, TiO₂, Na₂O comparados con los mármoles del mismo Complejo, sin embargo tienen menor concentración de CaO. Además, al ser normalizados con condrita, los patrones de REE, muestran un enriquecimiento en las ligeras, pero con diagramas con distintas formas (Dostal, *et. al.*, 2004). Dichas características, principalmente las últimas, llevaron a Dostal, *et. al.* (2004) a asignarles un protolito sedimentario, acepción que ya había sido propuesta por Ortega-Gutiérrez (1977) debido a la fuerte presencia de escapolita, sin embargo, también se ha dicho que podrían ser de origen ígneo carbonatítico (Malgrejo & Prol-Ledesma, 1999)

4.4. Geotermobarometría

La medición de las condiciones de temperatura y presión de las rocas granulíticas del Complejo Oaxaqueño tanto durante el pico de metamorfismo, como en las etapas posteriores ha sido realizada con feldespatos ternarios, granate-plagioclasa, diópsida-

forsterita (Mora & Valley, 1985; Mora, *et. al.*, 1985), temperatura de cierre de granate (Pattchet & Ruiz, 1987) y biotita (Keppie *et. al.*, 2004).

Durante el pico del metamorfismo, las condiciones de T y P que se han reportado son de $T = 730 \pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$ y $P = 7 \pm 1 \text{ kbar}$ (Mora & Valley, 1985). Los datos de temperatura se obtuvieron principalmente con termometría de dos feldespatos (pertitas), usando tanto feldespatos ternarios como otros de composición casi binaria con las calibraciones para feldespatos binarios de Seck (1971) y Haselton *et. al.* (1983), siendo la de éstos últimos la que tomaron como más precisa. Para poder comparar los resultados obtenidos, Mora & Valley (1985) realizaron también cálculos en calcisilicatos, con la asociación de dolomita + diópsida + forsterita + calcita, para la temperatura, y obtuvieron la presión de cuatro barómetros independientes que involucraban al granate.

Para la evolución termobarométrica del Complejo Oaxaqueño después del pico de metamorfismo, sólo se han estimado las temperaturas de enfriamiento y se han relacionado con las edades obtenidas para generar tasas de enfriamiento. Así, usando la composición del granate, se establece que se alcanzó la temperatura de 600°C hace 0.95 Ga (Pattchet & Ruiz, 1987), lo que es consistente con la edad arrojada por titanita, que alcanzó los $660\text{-}700^\circ\text{C}$ a $\sim 968 \text{ Ma}$ (Keppie, *et. al.*, 2004); mientras que a los $945 \pm 10 \text{ Ma}$, las granulitas y las rocas que encajonaba ya habían alcanzado la temperatura de $450 \pm 20^\circ\text{C}$, calculada mediante flogopita; finalmente la biotita de la pegmatita registró una temperatura de enfriamiento de $300\text{-}350^\circ\text{C}$ hace $856 \pm 10 \text{ Ma}$ (Keppie, *et. al.*, 2004). Así, Keppie, *et. al.* (2004), distinguieron dos tasas de enfriamiento para el Complejo Oaxaqueño, la primera es de 8°C/m.y. y va de 978 a 945 Ma, lo que colocaría a las rocas a 15 km con una temperatura de 450°C ; por otro lado, la segunda etapa posee una tasa menor, que tiene un

cociente de $2^{\circ}\text{C}/\text{m.y.}$, si se asume que esta tasa de enfriamiento se mantuvo, las rocas oaxaqueñas tuvieron que alcanzar la superficie entre 710 – 760 Ma.

5. Metodología

5.1 Muestreo de rocas

El muestreo se realizó en el área de Nochistlán-Telixtlahuaca, estado de Oaxaca colectado rocas principalmente pelíticas, máficas y cuarzo feldespáticas, procurando obtener muestras frescas (Fig. 5.1; Tabla 6.2). Las rocas se obtuvieron *in situ*, desprendiéndolas de los afloramientos con marros y martillos de acero, de mango de 20, 30 y 100 cm, y cinceles de acero de 30 cm. El resto de las muestras son rocas colectada en excursiones pasadas llevadas a cabo por los doctores Fernando Ortega-Gutiérrez y Luigi Solari.

5.2 Preparación de láminas delgadas

Para el análisis bajo el microscopio petrográfico, se realizaron láminas delgadas de las muestras. Se cortaron pastillas de 4 x 6 cm, las cuales fueron colocadas sobre un vidrio de dimensiones similares por medio de una resina. La preparación se dejó secar al sol por unos minutos y después se procedió a hacer un corte de poco más de 30 μm de espesor.

Una vez realizado el análisis petrográfico, se escogieron las láminas más representativas para analizarlas con microsonda. Dichas muestras siguieron el siguiente procedimiento para obtener un pulido tipo espejo. Para desbastar un poco las irregularidad de la muestra se usó un papel de carburo de silicio marca Buehler (*Silicon carbide grinding paper*) de 10 μm durante 15 minutos, posteriormente se lavó la muestra con jabón y se colocó en agua en el ultrasonido modelo 250T de VWR durante 5 minutos, con el fin de que se desprendieran las

partículas de carburo de silicio que hubieran quedado para que no se rayara la muestra al continuar con el siguiente paso.

Para pulir la muestra se coloca un paño en un acrílico, al paño se le agrega aceite Metedi Fluid para esparcir pastas de diamantes de la marca Buehler, y se extiende por todo el paño. Posteriormente se agrega compuesto de diamante para pulir (*diamond polishing compound*) de 6 μm de la marca Metedi. Se coloca el acrílico en la rotadora y se coloca la muestra sosteniéndola firmemente y procurando ejercer una presión uniforme para que no ocurra un pulimiento diferencial; se recomienda que antes de iniciar a pulir, se observe la muestra al microscopio óptico, de preferencia alguno que tenga el mecanismo de luz reflejada, para conocer el estado inicial. Se mantiene la muestra mientras la rotadora está girando por al menos 20 minutos; una vez terminado el tiempo, se observa la muestra al microscopio óptico y se coloca en la rotadora por otros 5 minutos, para volver a observar y ver si existe un cambio significativo, si lo hay realizar el procedimiento de nuevo por otros 5 minutos – o los que sea necesario, según la constitución de la roca-, si no ya no hay cambios se procede al siguiente paso.

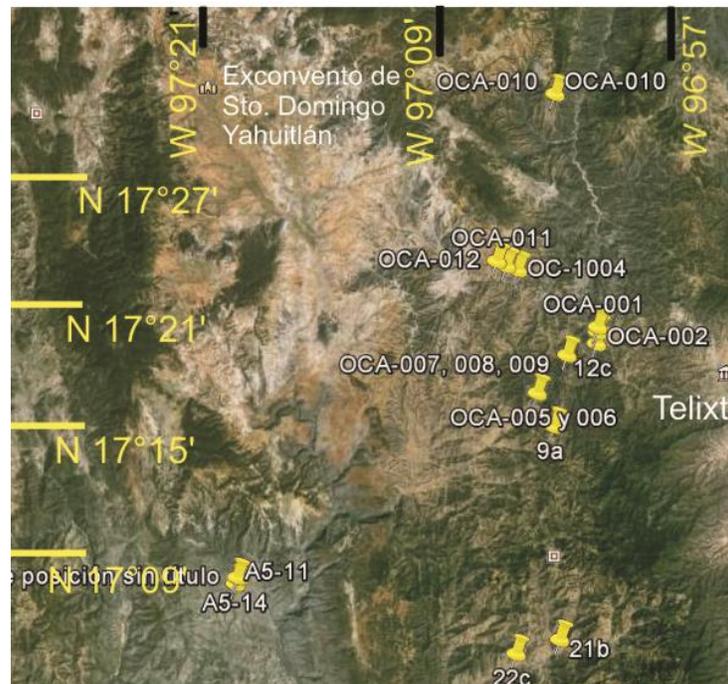


Fig. 5.1 Mapa de ubicación de las muestras.

Para limpiar la muestra se prepara una solución 20:1 en un vaso de precipitados de 250 mL, de agua destilada y una solución limpiadora Ultramet Sonic de la marca Buehler. Se coloca la muestra dentro del vaso con la solución y se pone en el ultrasonido por 10 minutos. Este paso permite que las partículas de la pasta de diamante que se quedaron en la muestra se desprendan y no rayen la muestra en los siguientes pasos.

Posteriormente se prepara otro paño con compuesto de diamante de $3\mu\text{m}$ y se realiza el procedimiento ya descrito. Lo mismo se realiza para los compuestos de diamante de $1\mu\text{m}$ y $\frac{1}{4}\mu\text{m}$.

5.3 Examen petrográfico

El examen petrográfico se enfocó principalmente en las paragénesis minerales y aspectos texturales que proveen información sobre las condiciones a las que fueron sometidas las rocas cerca, y durante el pico de metamorfismo en facies de granulita. Las características mineralógicas y texturales –identificadas- asociadas a etapas de retrogresión posterior no se abordaron a detalle, pero no por ello fueron ignoradas. En la Tabla 6.2 se sintetiza la información de las fases identificadas en este trabajo para cada uno de los grupos. Las abreviaciones usadas para los minerales se tomaron de Whitney & Evans (2010) (Tabla 6.1).

Para el estudio petrográfico se usaron láminas delgadas de $30\mu\text{m}$ de grueso en un microscopio óptico de luz transmitida. Para identificar las fases minerales se hizo uso de las características ópticas distintivas de cada una: color, relieve, clivaje, pleocroísmo, birrefringencia, orientación, signo óptico y figura de interferencia, entre otros. Se

describieron las relaciones texturales que habían en las fases para poder discernir cuáles de ellas estaban en equilibrio y cuáles de ellas no.

Tabla 6.1. Abreviaciones minerales usadas en este trabajo basadas en Withney & Evans (2010)

Mineral	Abreviación	Mineral	Abreviación	Mineral	Abreviación
Feldespató Alcalino	Afs	Magnetita	Mag	Cuarzo	Qz
Anfíbol	Amp	Microclina	Mc	Rutilo	Rt
Anortita	An	Muscovita	Ms	Escapolita	Scp
Clinopiroxeno	Cpx	Olivino	Ol	Silimanita	Sil
Cordierita	Crd	Ortoclasa	Or	Espinela	Spl
Granate	Grt	Ortopiroxeno	Opx	Talco	Tlc
Grafito	Gr	Flogopita	Phl	Titanita	Ttn
Ilmenita	Ilm	Plagioclasa	Pl		
Feldespató Potásico	Kfs	Pirita	Py		

5.4 Análisis por microsonda electrónica (WDS)

Los análisis de microsonda se realizaron comercialmente en el Oregon's High-Tech Extension Service de la Oregon University en un equipo CAMECA SX100. Las mediciones se llevaron a cabo en tres rondas, la primera para cuantificar los elementos mayores en las fases (NaO, MgO, SiO₂, K₂O, Al₂O₃, FeO, CaO, MnO, S, Cl, TiO₂, P₃O₅, F, HfO, CrO, ZrO₂), en la segunda ronda se midieron las cantidades traza de titanio en cuarzo, y la última ronda se llevó a cabo para cuantificar las concentraciones traza de zirconio en rutilo.

Las mediciones se realizaron a 20kV con una corriente del rayo de ~10 nA para Na, Mg, K, Al, Fe, Ca y Mn y corriente de 50 nA para S, Cl, Ti, P, F, Hf, Cr y Zr, en el caso de los

elementos mayores; para las mediciones de titanio en cuarzo la corriente del rayo fue de ~ 100 nA; y para el zirconio en rutilo fue de ~ 200 nA. En todas las corridas el diámetro del rayo fue de $1 \mu\text{m}$. Casi todos los elementos fueron medidos con la línea $K\alpha$, menos zirconio para el cual se utilizó la línea $L\alpha$ y en el caso del Hf la línea $M\alpha$ fue la que se ocupó.

Para el Mn el tiempo de adquisición fue de 30 segundos, para Mg, Si, S, Ti, P, Hf, Cr y Zr fue de 60 segundos, mientras que 80 segundos se usaron para Cl; en el caso de Na y K fue de 90 segundos, y para Al 120 y Fe 180 segundos. Fuera del pico las mediciones de los elementos mayores tomaron 15 segundos más. El tiempo de adquisición en el pico de titanio en cuarzo fue de 425 segundos, mientras que para Zr se usaron 180 segundos en tiempo y 80 fuera del pico.

6. Resultados

6.1 Petrografía

A continuación se exponen los datos petrográficos de las 43 láminas delgadas analizadas. Según sus características minerales, las rocas se agruparon en distintas clases mineralógicas: máfica, pelítica, cuarzo-feldespática y calcisilicatada. De esta manera, se enuncian las características principales que presentó cada grupo de rocas del Complejo Oaxaqueño y se resaltan aquellas que, a consideración, son las más importantes para esclarecer los procesos y aproximar las condiciones de P-T durante el pico del metamorfismo. Para una descripción un poco más detallada de las paragénesis que presentó cada lámina se puede consultar la Tabla 6.2, donde se enlistan las fases que se identificaron y la interpretación que se les dio, ya sea durante el pico del metamorfismo, o durante un proceso retrogresivo.

Tabla 6.2 Secuencia paragenética de las rocas del Complejo Oaxaqueño

Muestra	Paragénesis formada durante el pico de metamorfismo			Minerales del metamorfismo o retrógrado
	Paragénesis Mineral de Facies de Granulita	Minerales formados por fusión	Metasomatismo	
Grupo Máfico				
Ox-87 Granulita de dos Px	Pl + Opx + Cpx + Hbl + Ap + Bt Opacos	-	-	Bt + Tlc
Ox-52 Granulita de dos Px	Opx + Cpx + Hbl + Ap			Bt + Hbl
OCA-006 Granulita de dos Px	Pl + Opx + Cpx + Hbl + Zrn + Ap + Rt + Bt + Opacos	Afs + Qz		Tlc
OCA-007 Granulita de dos Px	Pl + Opx + Cpx + Zrn + Bt + Opacos	Pl + Qz + Mc		Chl + Tlc
OCA-007b Granulita de dos Px	Pl + Bt + Cpx + Opx + Opacos	Pl + Qz + Mc		Opacos + Chl + Tlc
6b Granulita de dos Px	Opx + Cpx + Hbl + Pl + Zrn + Ap + Bt + Opacos			Opacos
Ox-39 Granulita con Grt	Hbl + Opx + Grt + Pl + Ap			Tlc
43-Co-18a Granulita con Grt	Pl + Opx + Cpx + Grt + Ap + Zrn + Hbl + Opacos			Hem
Ox-34 Granulita con Grt	Cpx + Hbl + Pl + Bt + Ilm + Rt + Ap + Zrn			Tlc + Mag + Qz
OCA-009 Granulita con Grt	Pl + Grt + Opx + Cpx + Opacos	Qz + Afs (?)		
6e Granulita con Grt	Pl + Opx + Cpx + Ilm + Grt + Ap	-	-	Hbl + Qz + Chl
22c Granulita máfica	Pl + Grt + Spl + Ilm + Bt + Zrn	Qz + Mc	Mirmequitas	
Grupo pelítico				
A55 Metapelita	Pl + Bt + Grt + Qz + Rt + Spl + Rt + Ilm + Sil + Zrn			Chl
OCA-002 Paragneis pelítico	Qz + Bt + Grt + Pl + Rt + Sil + Zrn			Ms
OCA-002b Paragneis pelítico	Qz + Bt + Grt + Pl + Rt + Sil + Zrn			Ms
A5-14 Paragneis pelítico	Qz + Pl + Grt + Rt + Sil + Bt + Zrn + Gr			
A5-13 Paragneis pelítico	Qz + Pl + Afs + Grt + Bt + Zrn	Pl	Mirmequitas	Bt + Qz
21b Paragneis	Qz + Grt + Sil + Crd + Afs + Bt + Rt + Zrn + Gr + Py	-	-	-
5A-7	Pl + Qz + Bt + Grt + Spl	Fps		

	+ Ilm +Rt + Sil Zrn + Opaco			
OC-1003 Paragneis	Qz + Bt + Grt + Pl + Ilm + Zrn	Qz		Mag + Hem
A5-11 Metapelita	Qz + Pl + Grt + Bt + Mc + Ap + Ilm +Zrn	Mc +Qz		Bt + Qz + Mag
Grupo Cuarzo-feldespático				
Ox-63 Charnoquita	Opx + Cpx + Fps + Pl + Hbl + Qz + Zrn + Ap + Opaco	Qz	Mirmequitas	Opacos
Ox- 64 Charnoquita	Pl + Cpx + Opx + Hbl + Qz + Ilm + Ap + Zrn	Qz	Mirmequitas	
OCA-001 Charnoquita	Fps + Qz + Opx + Pl * Hbl + Zrn + Cpx + Ap + Zrn	Qz	Mirmequitas	
12b Metagrauvaca	Qz + Afs + Cpx + Pl + Ap + Ttn + Opx + Rt + Mc + Zrn + Gr + Ilm	Qz	-	Bt + Chl
Ox-70 Charnoquita con Grt	Pl + Opx + Grt + Qz + Ap + Zrn + Rt + Opacos	Qz + Grt (Posiblemente)	Mirmequitas	
A5-6 Charnoquita con Grt	Opx + Grt + Qz + Pl + Bt + Zrn + Opaco	-	Mirmequitas	Bt + Chl
OC-1004 Charnoquita con Grt	Qz + Pl + Opx + Grt + Ilm + Bt + Rt +Zrn	Qz	Mirmequitas + Ilm + Tmag	
OCA-008 Charnoquita con Grt	Qz + Mc + Opx + Cpx + Grt + Pl + Zrn + Opaco	Qz	Mirmequitas	Chl
OCA-012 Leptinita	Qz + Grt + Pl + Bt + Zrn + Opaco			
Ox-81 Ox-70 Leptinita	Mc + Qz + Grt + Ap + Zrn + Hbl +Opacos	Qz + Grt (Posiblemente)		Hem
24h Leptinita	Qz + Grt + Afs + Pl + Rt + Bt		Mirmequitas	
12c Granulita cuarzo-feldespática	Pl + Afs + Qz + Cpx + Bt + Zrn	Pl + Mc + Qz	Mirmequitas	Chl
OCA-005 Granulita cuarzo- fedespática	Pl + Qz + Fps + Zrn + Ilm + Rt	-	Mirmequitas	-
OCA-005b Granulita cuarzo- fedespática	Pl + Qz + Fps + Zrn + Ilm	-	Mirmequitas	Ms
9a Granulita cuarzo-feldespática	Pl + Qz + Zrn + Opaco	-	-	-
Grupo Calcisilicatado				
48-Co-21c Calcisilicato	Cal + Ol + Cpx + Phl + Rt + Anf + Opacos	-	-	-
12d Calcisilicato	Cpx + Sep + Ttn + Afs + Mc + Ap +Cal	-	-	Carbonatos + Amp
50 FO 21c	Hbl + Cpx + Bt + Rt +	-	-	-

Calcsilicato	Cal			
2a Calcsilicato	Cal + Ol + Spl	-	-	Serpentinas + Carbonatos
7c Calcsilicato	Cal + Cpx + Bt + Ttn + Zrn + Amp	-	-	Pl
7a Calcsilicato	Amp + Scp + Cal			

6.1.2 Grupo Máfico

Las rocas del grupo máfico se subdividieron en dos subgrupos con base en si el Grt se encontraba o no en la roca. La mayoría de las rocas exhibe una textura granoblástica poligonal, aunque la textura granoblástica lobada no está ausente y casi todas –menos dos– son granulitas de dos piroxenas con cantidades variables de hornblenda y biotita. Las inclusiones fluidas son abundantes, algunas de ellas siguiendo el crucero o maclado de los minerales y otras que no muestran un control mineralógico-estructural aparente. Este grupo es el que más retrogresión ha sufrido de los aquí descritos.

El primer sub-grupo, aquel que no presenta granate, está conformado por Ox-87, OCA-006, las cuales presentan una textura granoblástica poligonal, y las muestras Ox- 52, OCA-007, OCA-007b, 6b, que presentan foliación además de la textura de las anteriores. Resaltan las rocas con clave OCA-006 y 6b, en las que se logran observar Qz o Afs creciendo con ángulos diedros menores a 60° entre los bordes de otras fases; en la figura 6.1b se puede observar un Qz con bordes cuspidos y ángulos diedros <60° entre dos Hbl y un Cpx, y en la figura 6.1a se muestra un Afs creciendo con un ángulo de 45° entre dos Hbl. Además, las muestras OCA-007 y OCA-007b muestran acumulados de Pl + Qz + Mc en algunas partes de la lámina. En estas rocas la deformación es muy común, lo que se identifica por la presencia de maclas de plagioclasa deformadas, extinción ondulante en clinopiroxenos y la

textura en sub-granos del cuarzo. Además el crecimiento de fases opacas entre los bordes, alrededor o en fracturas de los máficos se repite también.

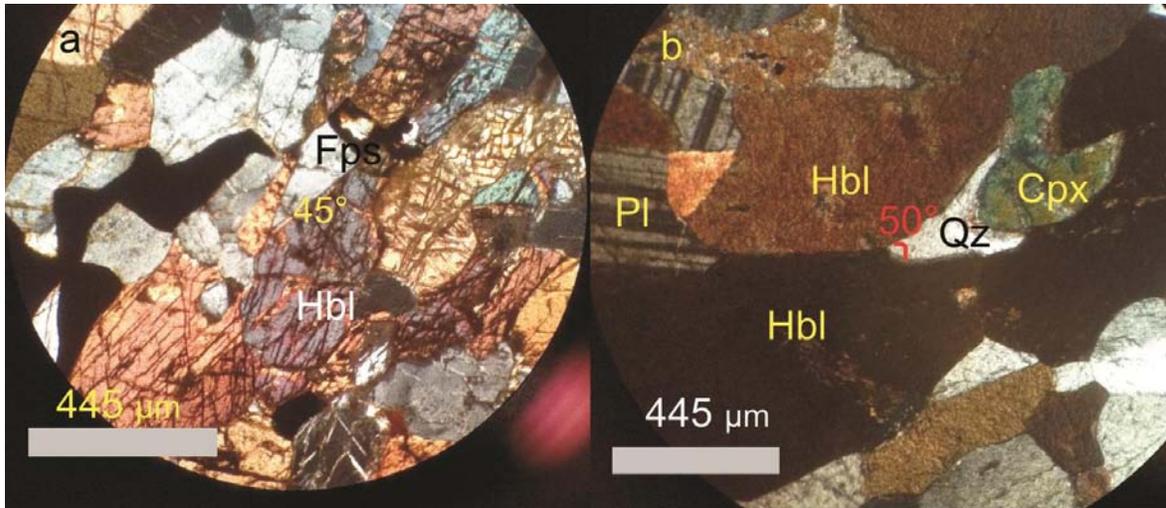


Fig.6.1 Rocas máficas con crecimiento de minerales con ángulos diedros $<60^\circ$ (a) Muestra 6b con Afs creciendo con ángulo de 45° entre Hbl (b) Muestra OCA-006 con Qz de bordes cuspados creciendo entre Hbl y Cpx con un ángulo diedro de 50° .

El segundo grupo, aquel que tiene granate, se encuentra representado por las muestras Ox-39 (la única con foliación aparente), 43-CO-18a, Ox-34, OCA-009, 6e y, todas ellas con textura inequigranular granoblástica poligonal; el Grt se muestra generalmente como porfiroblasto. En la muestra OCA-009 algunos de los Grt se encuentran rodeados por una pequeña banda de una fase que podría ser Pl o Qz; la mayoría de los piroxenos en esta muestra están alterados a un anfíbol amarillo. La muestra 6e tiene crecimientos secundarios de Qz + Hbl que se acumulan en una banda, en la cual se encuentra un Grt. La roca con clave 23-CO-18a tiene la asociación Pl-Opx-Cpx-Grt-Hbl, que fueron analizados con microsonda electrónica (Fig. 6.2; Tablas 6.2; 6.3), donde se observa que tanto los piroxenos como los granates son más ricos en Fe que en Mg; algunos Opx en esta muestra tiene inclusiones fluidas que siguen la dirección del clivaje.

La muestra 22c muestra características bastante diferentes a las otras del grupo máfico, según su mineralogía se incluiría en el grupo Qz-Fps, pero por razones que se discutirán más abajo se ha incluido aquí. La Spl está restringida (casi toda) a una banda donde parecen estar creciendo lamelarmente con Pl, aunque a veces la textura se ve un poco poligonal; dentro de la banda también se observan algunos granos de Grt e Ilm; algunas Spl están como inclusión en Grt tanto fuera como dentro de la banda. La banda está limitada por Pl

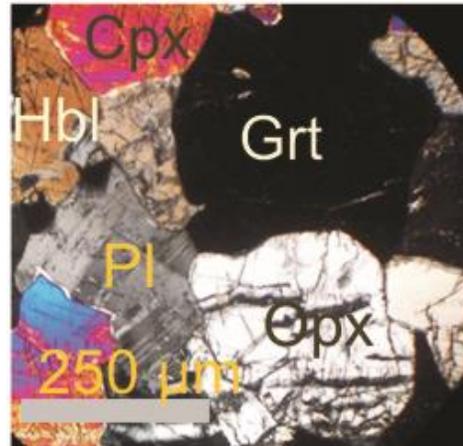


Fig. 6.2 Muestra 23-CO-18a roca de dos piroxenos con granate con textura granoblástica. Se analizaron los minerales observados en la foto

de un lado y por Grt, y un poco de Pl, por el otro; ambas “paredes” presentan una textura poligonal y tiene al menos el doble de tamaño que los minerales dentro de la banda. Alejándose de la banda, la textura de la roca se vuelve más lobular y los minerales son más grandes; aquí se observan Qz rutilado fuera y dentro de Grt, pertitas (algunas con dos generaciones), Mc, Pl, Grt, Bt (incluso un pseudomorfo reemplazado por agujas de Rt y otras fases) y mirmequitas. Hay un Grt que tiene inclusiones seudovermiformes de Spl; éste Grt está rodeado por Pl poligonal, las cuales están cortadas por una banda de Fps granoblásticos que tienen una textura seudográfica con el Qz.

6.1.3 Grupo Pelítico

Una de las características más importantes que presentaron éstas muestras es que los minerales más grandes tienen una textura granoblástica lobada/ameboidal, mientras que los dominios con fases más pequeñas tienen un carácter más poligonal, mostrando puntos

triples. Los Fps peritéticos y así como las agujas de Rt en Qz mostrando direcciones definidas –que han sido interpretados como exsolución-, son muy comunes en las muestras.

Las muestras A5-7 y la A55 son muy parecidas, ambas con una ligera foliación y textura granoblástica poligonal y lobular. Se observan dominios (bandas) compuestos principalmente por Grt poiquilítico (Fig. 6.3a y b), Plg y Fps, y otros con Qz, Bt y Afs como las fases dominantes. Las inclusiones en los Grt son de Sil ± Bt ± Spl ± Fps ± Pl ± Zrn; aun cuando la Spl está presente en ambas muestras, en la A55 se encuentra sólo como inclusión, mientras que en 5A-7 se encuentra fuera del Grt, pero muy cerca de él; la Spl nunca está en contacto con el Qz. La muestra A55 tienen Fps como inclusiones en Grt, que a su vez están coronados por otro Afs; en esta muestra hay Grt alargados que siguen la foliación general.

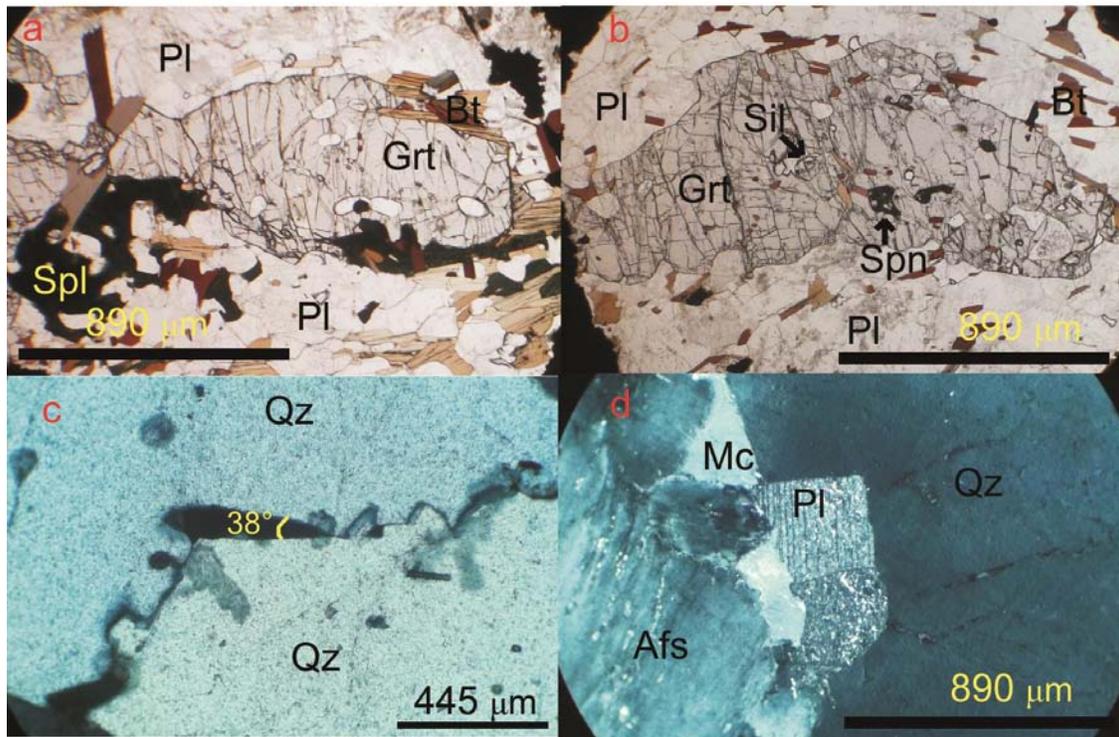


Fig. 6.3 (a) Muestra A55, paragneis pelítico con Grt poiquilítico con inclusiones de Spl-Sil-Bt-Fps; (b) Muestra A5-7, paragneis pelítico con Grt poiquilítico con inclusiones de Bt-Spl-Fps; (c) Muestra OCA-002b, paragneis pelítico con cuarzos con ángulos diedros, en la imagen se muestra un Qz creciendo entre Qz con un ángulo diedro de 38°; (d) Muestra A5-13, metapelita con Pl pseudoeuedral creciendo entre Qz y Mc. Todas son imágenes de microscopio óptico; las dos primeras con luz paralela y las dos últimas con luz polarizada.

Tabla 6.2 Composición química de los granates analizados en muestras máficas (43-CO-18a), pelíticas (21b y A5-14) y cuarzo-feldespáticas (OC-1004)

Wt%	21b-1			43-CO 18a		A5-14				Grt OC-1004	
	Paragneis pelítico			Granulita con Grt		Paragneis pelítico				Charnoquita con Grt	
	1	2	3	Grt1	Grt2	2	2	3	3		
SiO ₂	40.51	40.0	39.6	38.0	37.9	38.3	38.7	38.4	38.71	37.4	37.9
TiO ₂	0.03	0.05	0	0.12	0.06	0.06	0	0	0	0.07	0.04
Al ₂ O ₃	23.04	22.3	23.1	20.7	20.8	21.4	21.4	21.7	21.84	21.3	20.3
Cr ₂ O ₃	0.05	0.06	0.05	0.07	0.05	0.05	0.04	0.01	0.03	0.01	0
FeO	15.56	16.5	17.3	26.6	25.8	27.5	27.3	27.8	27.96	29.4	29.7
MnO	3.14	2.75	2.92	1.35	1.28	0.5	0.48	0.49	0.53	1.11	1.14
MgO	16.59	16	15.0	6.02	6.42	9.96	9.99	10.2	10.17	6.5	6.31
CaO	1.13	1.15	1.17	6.66	6.62	1.35	1.37	1.1	1.34	3.42	3.45
Na ₂ O	0	0.02	0.07	0.04	0.02	0	0.02	0	0.01	0.05	0.01
K ₂ O	0	0.01	0.02	0.01	0.02	0	0	0	0	0.01	0
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.13	0	0	0.01	0.01	0	0.04	0.04	0
Total	100.1	99.0	99.5	99.7	99.1	99.3	99.4	99.8	100.6	99.5	98.9
	2	8	6		5	2	8	2	3	1	5
Cationes											
Si	2.97	2.98	2.95	2.99	2.99	2.98	3	2.97	2.97	2.96	3.02
Ti	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0
Al	1.99	1.96	2.03	1.92	1.94	1.97	1.95	1.98	1.97	1.99	1.91
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0.95	1.03	1.08	1.75	1.7	1.79	1.77	1.8	1.79	1.95	1.98
Mn	0.2	0.17	0.18	0.09	0.09	0.03	0.03	0.03	0.03	0.07	0.08
Mg	1.82	1.78	1.67	0.7	0.75	1.15	1.15	1.17	1.16	0.77	0.75
Ca	0.09	0.09	0.09	0.56	0.56	0.11	0.11	0.09	0.11	0.29	0.29
Na	0	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0
Total	8.02	8.01	8.01	8.03	8.03	8.03	8.01	8.04	8.03	8.04	8.03

La muestra A5-14 es una roca foliada inequigranular con textura granoblástica, tanto poligonal como lobular. Se observan bandas de agregados de Grt + Sil + Rt + Bt, donde el Grt muchas veces actúa como mineral huésped, como si estuvieran incluidas en él, aunque a veces parece sólo rodearlas; se ven varios puntos triples entre las Sil y los Rt que están

dentro de los Grt (Fig. 6.4c); el Rt también se encuentra en la matriz, pero con un menor tamaño. En la Fig. 6.4 se muestran los Rt analizados en dicha muestra (Tabla 6.6); los análisis se realizaron para medir la cantidad de Zr en el Rt debido su información geotermométrica. La Sil llega a presentar exsoluciones de una fase alargada rectangular de color morado. Hay un Grt con algunas agujas con colores de birrefringencia altos que

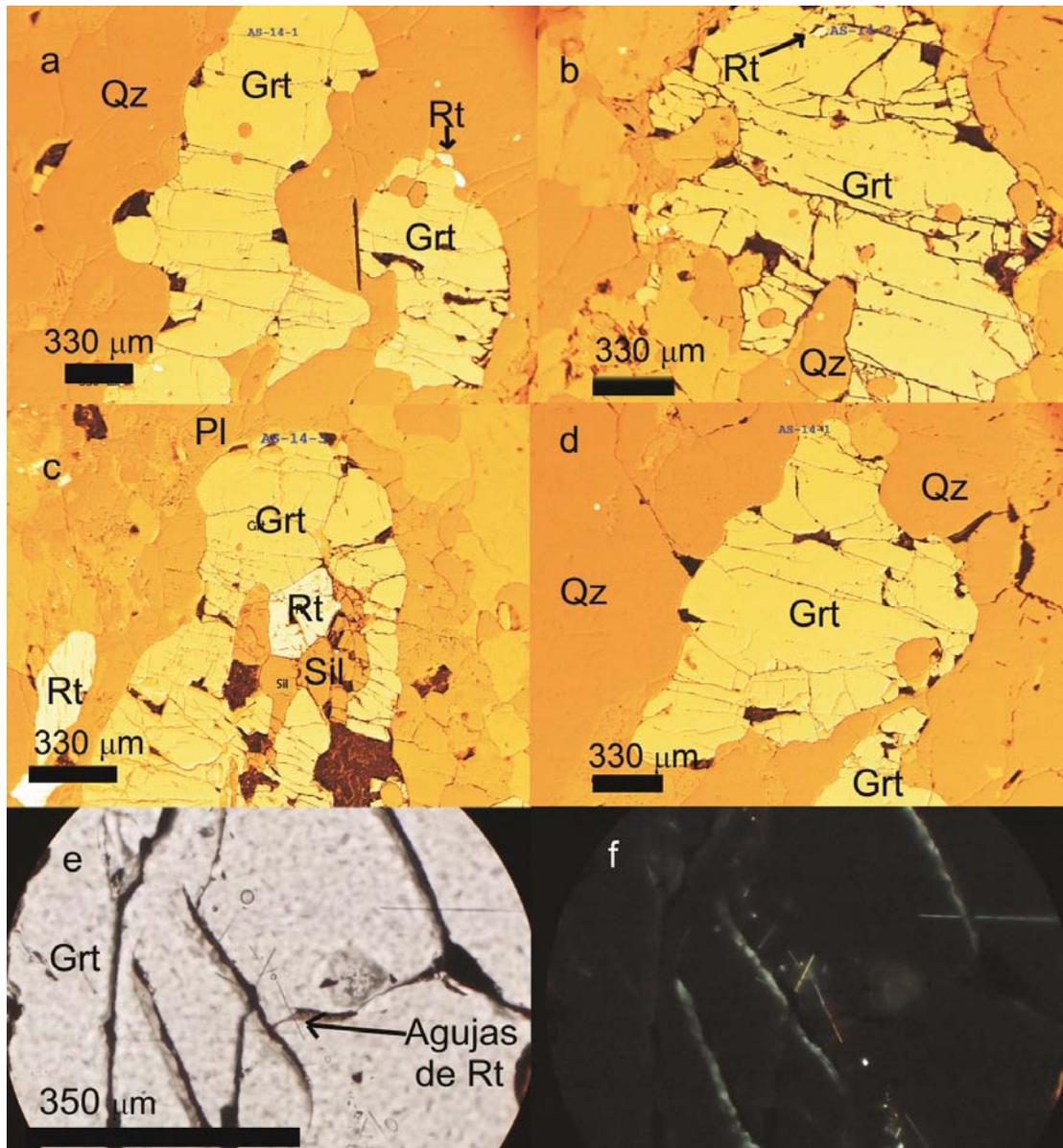


Fig.6.4 Fotomicrografías de la muestra A5-14;a) imagen de BSE muestra Grt con inclusiones de Qz, Rt señalado analizado por WDS; b) imagen BSE, Grt poiquilítico rodeados de Qz y Pl; Qz y Rt señalados analizados por WDS; c) imagen BSE, Sil y Rt creciendo en textura poligonal dentro de un Grt; Rt del centro analizado por WDS; d) imagen BSE, Grt rodeado de Qz; el Qz de la derecha analizado en diversos puntos con WDS; e) y f) imágenes de agujas de Rt en Grt, luz paralela y cruzada, respectivamente.

siguen al menos dos direcciones; estas agujas se observan sólo en una banda de este Grt (Fig. 6.4d). Algunos Qz están rutilados y otros tienen forma de listón con textura de sub-granos; se analizaron dos Qz para obtener la cantidad de Ti en dicha fase (Tabla 6.5). Hay una fase opaca que crece entre los bordes de grano y tiene sus bordes muy dentados, lo que podría indicar que es grafito.

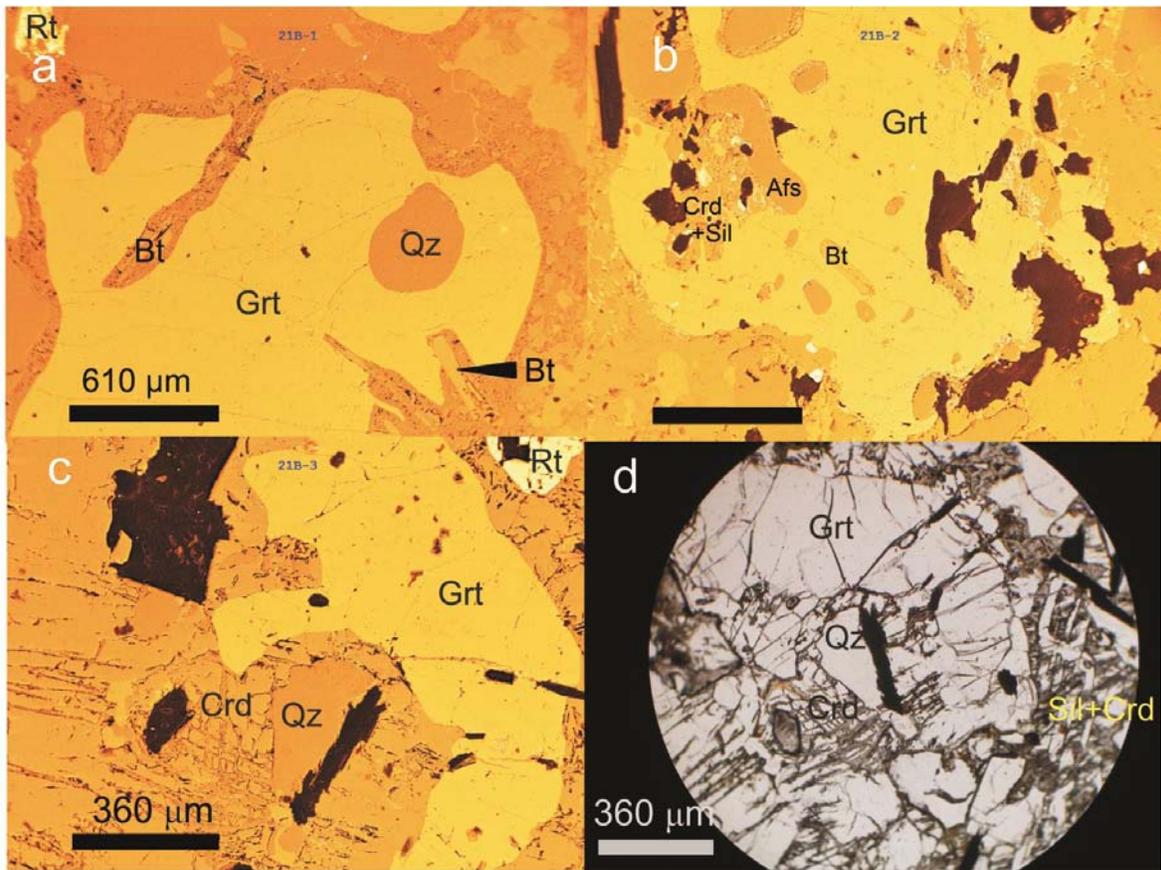


Fig. 6.5 Imágenes del paragneis pelítico con etiqueta 21b. a) Imagen de electrones retro dispersos (BSE, por sus siglas en inglés) se obser un Grt rodeado por una corona de Crd+Bt+Afs y posiblemente Sil, se analizaron la Bt marcadas y el Qz que está como inclusión; b) imagen de BSE, Grt poiquilítico con Qz como inclusión que a veces tiene coronas de Crd, también hay inclusiones de Bt, el Grt está rodeado por una corona de Crd+Sil, uno de los Qz fue analizado; c) Imagen BSE, asociación Grt-Crd-Qz-Sil, con un Rt en la esquina superior derecha, Qz y Rt fueron analizados; d) Imagen de microscopio óptico, es la misma que la anterior pero se logran apreciar los interrecimientos de Sil+Crd.

La roca con la etiqueta 21b posee foliación, es inequigranular y muestra una textura granoblástica. Sólo en esta roca se logró identificar Crd; dicha fase se encuentra en bandas, con relaciones distintas con los otros minerales. Los granates se encuentran coronados por

Crd y en ocasiones también por Sil, Qz y Bt; estos Grt tienen inclusiones de Qz, el cual llega a presentar coronas de Crd que lo separan del Grt o Sil, y en menor cantidad de Afs y Bt; en algunas zonas también el Rt crece con la asociación Qz-Grt-Sil-Crd. La Sil llega a crecer gráficamente con la Crd (Fig. 6.5). También se llegan a dar crecimientos lamelares de Qz-Afs rodeados por Crd. En algunas zonas se ven bandas de Crd “aislada”. Hay

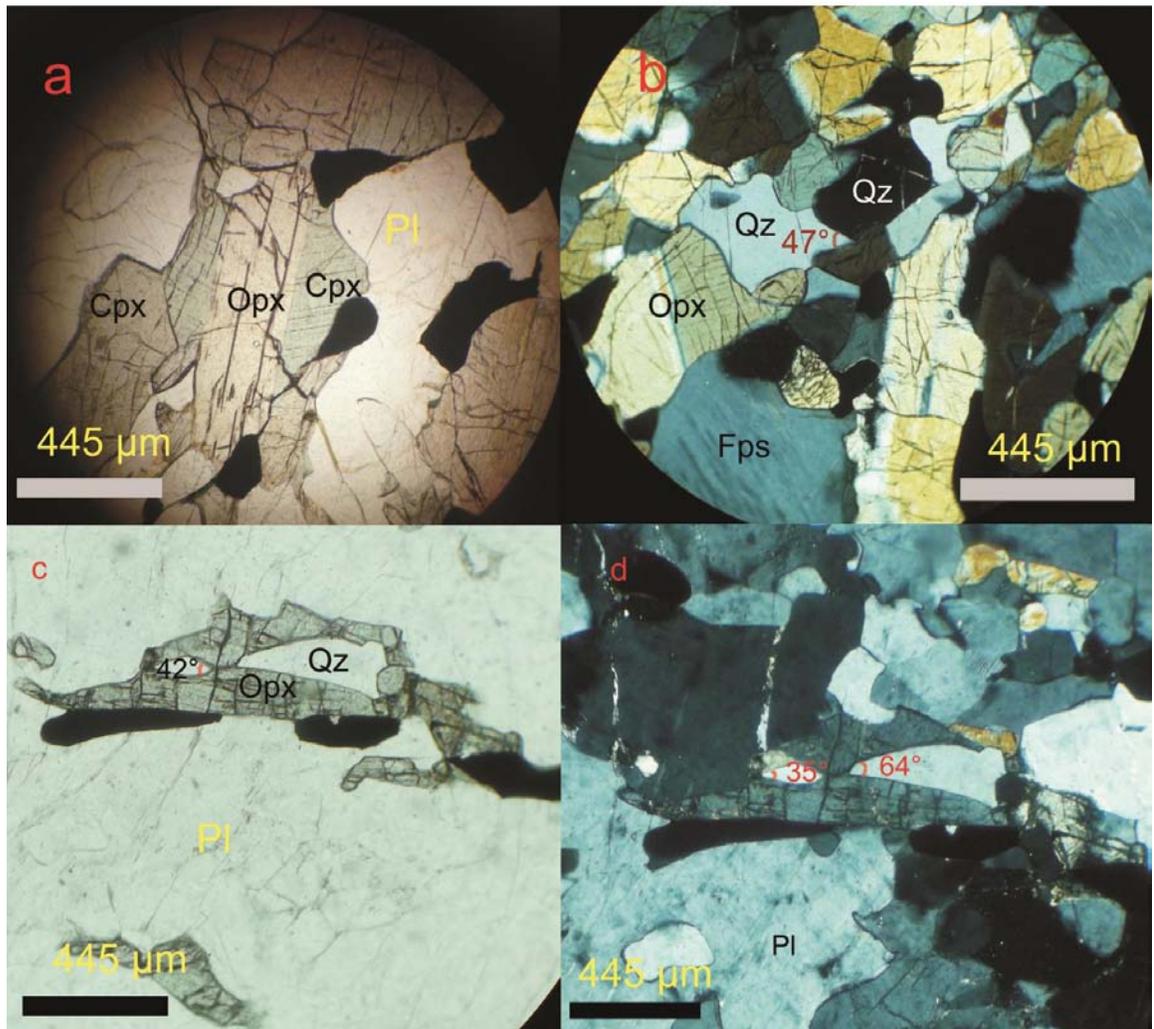


Fig. 6.6 a) Imagen de luz paralela; Gemelación de Opx-Cpx en la muestra Ox-64 que sigue la foliación general de la roca; b) Muestra Ox-63, en el centro se observa crecimiento de Qz con ángulos diedros $<60^\circ$ entre Qz y Opx; c) y d) Muestra Ox-64, roca foliada donde en el centro se ven Qz y Afs creciendo con ángulos diedros $<60^\circ$; luz paralela y luz polarizada respectivamente.

algunos Qz rutilados. En esta muestra se realizaron análisis de microsonda en distintas fases; se midió el Ti en Qz de cuatro granos, dos de ellos como inclusión en Grt (Fig. 6.4a y b), otro que forma parte de las asociaciones Qz-Grt-Sil-Crd (Fig. 6.4c) y uno más como parte de la “matriz” (Tabla 6.5); el Rt analizado estaba dentro de la asociación Qz-Grt-Sil-Crd (Tabla 6.6); se puede notar que las Bt de dicha muestra tienen concentraciones de Ti >

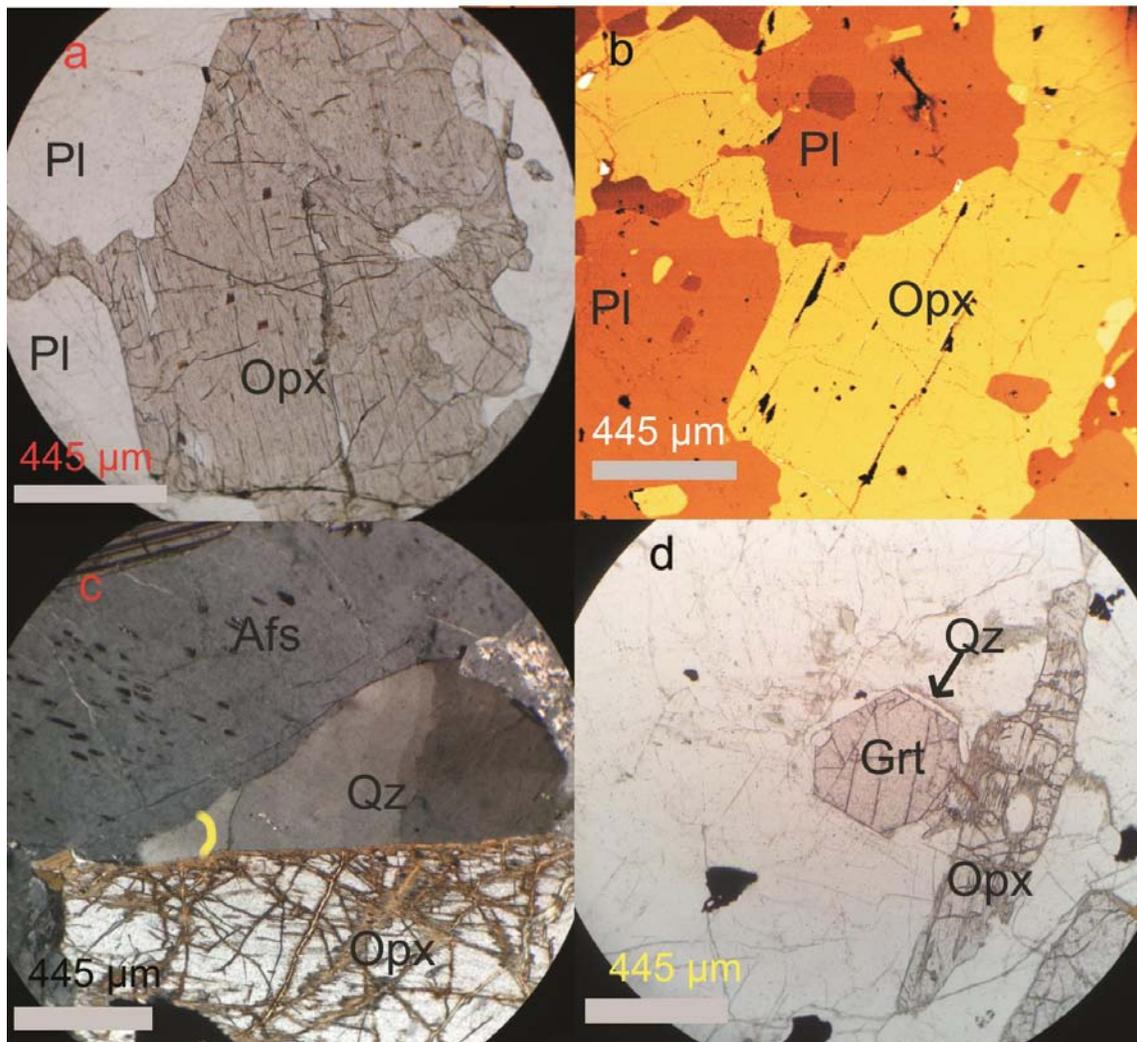


Fig. 6.7 a) Opx en muestra OC-1004 se observan las exsoluciones de hemoilmenita y se puede ver como en la imagen de SEM (b) ya no se logran distinguir; c) muestra Ox-70 Qz con borde cuspado y ángulo $\sim 60^\circ$ creciendo entre dos minerales; d) Grt eudral rodeado por una película de Qz en Ox-70.

4.5 % en peso (Tabla 6.2).

Tabla 6.3 Composición química de los piroxenos analizados en rocas máficas (43-CO-18^a) y rocas cuarzo feldespáticas (OC-1004)

Wt%	43-CO-18a					OC-1004				
	Granulita con Grt					Charnoquita con Grt				
	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
SiO₂	51.76	51.14	50.89	50.66	51.87	49.44	49.23	49.7	49.4	49.47
TiO₂	0.11	0.08	0.4	0.41	0.06	0.07	0.12	0.11	0.1	0.1
Al₂O₃	1.48	1.77	3.14	3.2	1.89	2.55	2.81	3.06	3.12	3.12
Cr₂O₃	0.01	0.02	0.07	0.05	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
FeO	24.95	25.26	9.29	9.97	25.19	28.37	28.55	28.41	28.11	28.29
MnO	0.43	0.41	0.21	0.22	0.44	0.33	0.32	0.32	0.33	0.34
MgO	19.96	19.4	12.65	12.53	19.56	17.43	17.35	17.27	17.12	17.16
CaO	0.62	0.62	21.8	21.24	0.53	0.29	0.29	0.3	0.3	0.29
Na₂O	0.01	0.04	0.59	0.55	0	0.03	0	0.02	0.02	0.01
K₂O	0	0.02	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
HfO	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04
Total	99.38	98.82	99.1	98.87	99.61	98.57	98.72	99.23	98.55	98.84
	Cationes									
Si	1.97	1.96	1.92	1.92	1.96	1.93	1.92	1.92	1.92	1.92
Ti	0	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0
Al	0.07	0.08	0.14	0.14	0.08	0.12	0.13	0.14	0.14	0.14
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0.79	0.81	0.29	0.32	0.8	0.93	0.93	0.92	0.92	0.92
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.13	1.11	0.71	0.71	1.1	1.01	1.01	1	0.99	0.99
Ca	0.03	0.03	0.88	0.86	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	4	4	3.96	3.97	3.97	4.01	4.01	4	3.99	3.99

La muestra OCA-002b es una roca foliada inequigranular con textura granoblástica ameboidal en los granos más grandes y poligonal en los más pequeños. Resalta la presencia de Qz con ángulos diedros menores de 60° creciendo entre Qz (Fig 6.3c). La A5-13 también presenta textura granoblástica pero sin foliación, tiene algunas Pl cuasi-eudrales muy alteradas (Fig. 6.3d); ambas poseen mirmequitas que están creciendo en Afs.

6.1.4 Grupo Cuarzo-Feldespático

Las rocas de este grupo se dividen en cuatro sub-categorías según la mineralogía que presentan. La primera la conforman las de carácter charnoquítico –denotado por la aparición de Opx, aunque aquí se deja fuera la muestra 12b por la posible presencia de grafito-, la segunda categoría tiene como característica la presencia de Grt y Opx (charnoquitas con granate), la tercera está compuesta por las muestras que tienen Grt –leptinitas- pero sin presencia de Opx, y la última está integrada por las rocas en las que tanto el Opx como el Grt están ausentes.

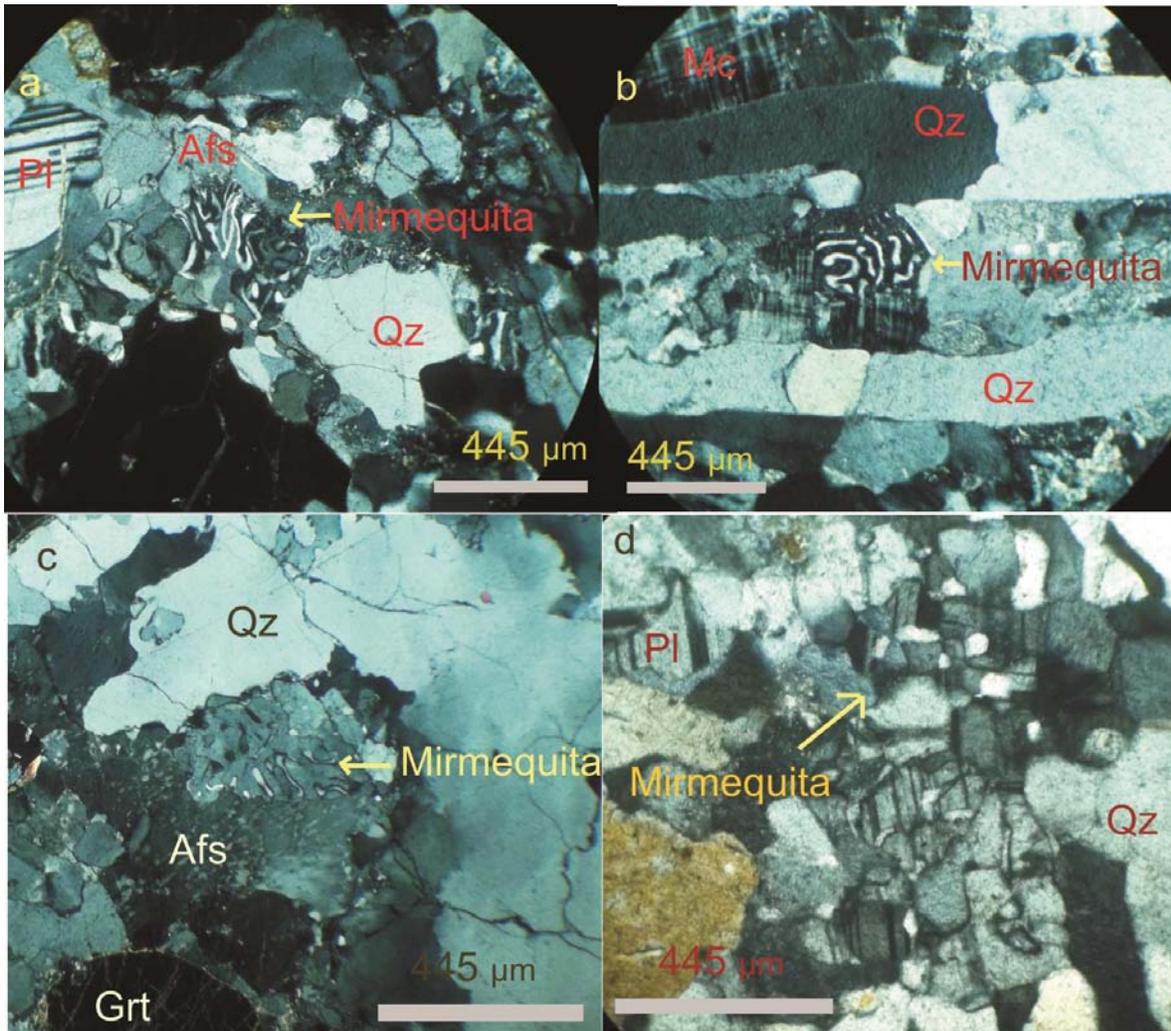


Fig. 6.8 Mirmequitas, a) Muestra a5-6 mirmequita creciendo con Pl en la cercanía de un Afs; b) Muestra OCA-008, roca con bandas de cuarzo con dominios granoblásticos donde una mirmequita creciendo dentro de una Mc, se observa como el maclado de la Mc desaparece en los crecimientos mirmequíticos; c) Muestra 24h crecimientos mirmequíticos dentro de un Afs, el Afs muestra exsoluciones peritéticas; d) Muestra OCA-005, crecimientos mirmequíticos en Pl.

En el grupo de las rocas charnoquíticas se encuentran las muestras Ox-63, Ox-64 y OCA-001, que comparten rasgos en común, como la distintiva gemelación de Opx y Cpx (Fig. 6.6a), las texturas pertíticas en los Afs, la forma de listón de algunos Qz, y la presencia de mirmequitas, las cuales están casi siempre creciendo con Pl en Ox-63 y -64. La foliación se encuentra ausente en Ox-63, así como la aparición de opacos entre los granos de Opx lo está en Ox-64. En la roca con clave Ox-63 el Qz se encuentra invadiendo al Opx y en algunas zonas se observan crecimientos semilamelares de Cpx-Qz. Además Ox-63 y Ox-64 tienen Qz creciendo con ángulos diedros menores a 60° o un poco mayores a 60° (Fig.6.6)

La segunda sub-categoría, la de las charnoquitas con granate, está integrada por las muestras A5-6, OC-1004, OCA-008 y Ox-70; todas tienen una textura granoblástica sin foliación aparente, aunque OC-1004 tiene algunos minerales con una orientación preferencial. Las cuatro poseen texturas mirmequíticas, en OCA-008 están invadiendo Pl y Mc (Fig. 6.8b), en A5-6 las mirmequitas están con Pl (Fig. 6.8a). Las cuatro rocas tienen opacos creciendo entre los bordes y/o crucero de sus máficos. La muestra OC-1004 muestra rasgos particulares; se pueden observar Opx con fases cuadrangulares de color morado que siguen la dirección del clivaje y que podrían ser hemoilmenita (Fig.6.7a), dichas fases se encuentran un poco debajo de la superficie del cristal, pues no se pudieron observar ni medir su composición (Fig. 6.7b); algunas Ilm se encuentran coronadas por titanomagnetita, y luego por epidota, mientras que otras muestran bandas de tonos muy oscuros y tonos morado-oscuro; además, muchas Ilm se encuentran separadas del Opx por bandas de Qz, o rodeadas por Qz lobado. La roca etiquetada con Ox-70 tiene al menos un Qz creciendo entre otros dos minerales con borde cusgado y ángulo diedro de aproximadamente 60° además de un Grt euedral con una película de Qz en su borde (Fig.

6.7d); las películas de Qz alrededor de otros minerales en esta muestra son comunes; A5-6 también tiene películas de Qz creciendo entre varios cristales, principalmente en la interfase Opx-opaco.

Tabla 6.4 Análisis químicos de Bt en muestras pelíticas (21b y 15-11); Kfs y Pl en muestra pelítica A5-14; y Amp y Pl en roca máfica (43-CO-18)

Wt%	21b			A5-14		43-CO-18		15-11
	Paragneis pelítico			Paragneis pelítico		Granulita con Grt		Bt Incl en Grt
	Bt1a en corona de Grt	Bt1b en corona de Grt	Bt 2 Incl. En Grt	Kfs-2	Pl-3	Amp	Pl	
SiO₂	39.46	41.02	39.43	63.58	60.32	42.15	51.68	38.84
TiO₂	4.76	5.07	4.89	0.02	0.02	1.65	0	6.82
Al₂O₃	15.02	14.75	13.95	19.28	25.6	12.4	31.3	12.61
Cr₂O₃	0.1	0.13	0.1	0	0.01	0.09	0.01	0
FeO	3.09	3.04	3.25	0.08	0.02	11.73	0.05	7.75
MnO	0.02	0.03	0.05	0	0.01	0.08	0	0
MgO	21.73	20.75	22.79	0	0	12.83	0.01	19.1
CaO	0.04	0.03	0.02	0.16	6.1	11.73	12.38	0.028
Na₂O	0.1	0.12	0.21	1.25	8.71	1.53	4.53	0.103
K₂O	10.19	9.9	10.42	15.21	0.22	1.77	0.17	11.75
P₂O₅	0.01	0.01	0.02	0.04	0.03	0.01	0.01	-
HfO₂	0.07	0.07	0.07	0.02	0	0.02	0	-
Cl	0.25	0.25	0.29	0.01	0.01	0.19	0.01	-
S	0.01	0.02	0.01	0	0.01	0.01	0	-
ZrO₂	0	0	0	0.01	0	0.04	0	-
F	2.42	2.3	2.22	0.01	0.04	0.8	0.02	-
Total	97.27	97.49	97.72	99.67	101.1	97.03	100.17	97.001
	Cationes							
Si	5.62	5.79	5.61	2.95	2.67	6.34	2.34	5.59
Ti	0.51	0.54	0.52	0.00	0.00	0.19	0.00	0.74
Al	2.52	2.45	2.34	1.05	1.33	2.20	1.67	2.14
Cr	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01		0.00
Fe	0.37	0.36	0.39	0.00	0.00	1.47	0.00	0.93
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	4.62	4.37	4.83	0.00	0.00	2.88	0.00	4.10
Ca	0.01	0.00	0.00	0.01	0.29	1.89	0.60	0.00
Na	0.03	0.03	0.06	0.11	0.75	0.45	0.40	0.03
K	1.85	1.78	1.89	0.90	0.01	0.34	0.01	2.16
Total	15.54	15.35	15.66	5.03	5.05	0.18	5.03	15.69

Las leptinitas están representadas por las muestras Ox-80, Ox-81, OCA-012 y 24h, son rocas inequigranulares con textura granoblástica; los granates, en general, se acumulan en bandas. La muestra OCA-012 es la única que no presenta mirmequitas ni Fps peritítico; las mirmequitas en las demás están creciendo con Afs (Fig. 6.8c); además, en esta muestra también se ven películas de Qz alrededor de varios minerales. En Ox-81 los Grt tienen películas de Qz rodeando sus bordes (Fig.6.7d)

En la última sub-categoría, la de granulitas cuarzo-feldespáticas, se encuentran las muestras OCA-005, OCA-005b, 9 y 12c, las cuales poseen una textura granoblástica predominantemente poligonal. En estas rocas no son raros los Qz rutilados ni las texturas peritíticas, así como las mirmequitas, que a veces son crecimientos Pl-Qz (Fig. 6.8d) o bien los Qz están en los bordes de Mc. La muestra 12c muestra Cpx con fases cuadradas con color morado que siguen el clivaje; además es muy notoria la presencia de Fps con una gran cantidad de Ap y xenotima como inclusión que siguen al menos dos direcciones, y se pueden observar también agujas de Rt en Fps o algunos Qz rodeados por acumulados de Cpx, y algunos feldespatos están rodeados por bandas de albita. En la muestra 9a todos los Qz están rutilados y se puede observar que las Pl también están exsolviendo una fase acicular.

6.1.5 Grupo Calcisilicatado

Las rocas calcisilicatadas también poseen en su mayoría una textura granoblástica poligonal. Algunos de los minerales descritos aquí no se observan en los demás grupos.

En las muestras 48-CO-21c y 2a son de textura granoblástica poligonal, en ellas se pueden observar carbonatos muy “sucios”, lo que podría denotar la exsolución de dolomita de una calcita muy magnésica; ambas se caracterizan por la presencia de Ol aunque en 2a muchos de ellos se encuentran alterados a serpentinas y carbonatos; además, la paragénesis de esta muestra también incluye una Spl incolora, característica de las espinelas magnésicas. Las muestras 7a y 12d tienen textura granoblástica poligonal, resaltan por la presencia de Sep, la cual tiene una birrefringencia muy alta.

La muestra 50 FO 21C es una roca inequigranular con textura granoblástica poligonal, presenta Rt que a veces tienen forma esquelética y están asociados a Pl, un carbonato, o algunas veces a Bt; esta asociación crece muchas veces como vetillas; también se logran ver Pl ligeramente zonadas. La muestra 7c es inequigranular con textura granoblástica y es peculiar pues los carbonatos (calcita) se acumulan en una zona, mientras que las fases silicatadas son predominantes en la otra; en ella se logró observar un carbonato deformado con una figura biaxial.

6.2 Geotermobarometría

Para la obtención de las condiciones de presión y temperatura se usaron dos métodos, el de intercambio catiónico con pares como Grt-Bt, Cpx-Grt y el de elementos traza en algunas fases, en este caso contenido de Ti en cuarzo (Wark & Watson, 2006; Thomas, et. al., 2010) y contenido de Zr en rutilo (Zack et. al. 2004; Watson, et. al., 2006; Ferry & Watson, 2007; Tomkins et. al. 2007). Para todas las calibraciones que requerían de una presión se usó aquella obtenida por Mora & Valley (1985); 7 kbar.

Para el caso de los termómetros de Ti en Qz y Zr en Rt se usaron las muestras A5-14 y 21b; ambas rocas tienen la asociación Rt-Zrn-Qz, lo cual permite asumir que la a_{TiO_2} , a_{SiO_2} y a_{ZrO_2} es igual a uno, dejando así de lado las correcciones por actividades menores para obtener la temperatura del pico de metamorfismo y no temperaturas mínimas.

Tabla 6.5 Contenido de Ti (ppm) en Qz y temperaturas calculadas con los termómetros de Wark & Watson (2006) y Thomas *et. al.* (2010)

Muestra	21b Paragneis pelítico					A5-14-1 Paragneis pelítico Matriz					A5-14-2 ^a Paragneis pelítico Matriz		
	1 Incl. en Grt	2 Incl. en Grt	3 Reacción	4 Aislado	4a	a	b	c	d	e	a	b	c
SiO ₂	99.95	99.98	99.96	99.97	99.97	99.96	99.96	99.96	99.96	99.96	99.97	99.97	99.98
TiO ₂	0.05	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02
Ti (ppm)	301.30	131.43	234.44	159.37	157.63	255.22	245.06	215.38	255.85	259.95	151.80	153.16	148.87
X _{Ti} ^{Qz}	0.00038	0.00017	0.00030	0.00020							0.00019		
Promedio Ti (ppm)					158.50						151.28		
T (°C) WW					805.81						799.58		
T (°C) Thomas					738.27						732.84		

Tabla 6.6 Contenido en ppm de Zr en rutilo y temperaturas calculadas con diferentes calibraciones. Zack *et. al.* (2004); Tomkins *et. al.* (2007); Ferry & Watson (2007); Watson *et. al.* (2006)

	21b Paragneis pelítico	A5-14 Paragneis pelítico			
		1 Matriz	2 Inclusión en Grt	3 Inclusión en Grt	4 Rodeado por Grt
TiO ₂ (wt%)	99.5779	99.6719	99.5646	99.6936	99.8377
ZrO ₂ (wt %)	0.422104	0.328118	0.43538	0.306407	0.162318
ppm (Zr)	3124.84	2429.06	3223.13	2268.34	1201.64
T(°C) Zack	1018.42	986.23	1022.38	977.49	896.29
T (°C) Tomkins	870.32	839.62	874.21	831.56	761.96
T(°C) FW	881.09	849.80	885.06	841.59	770.72
T (°C) Watson	883.48	851.65	887.51	843.30	771.33

Cómo ya se describió, la muestra A5-14 muestra exsoluciones de agujas de Rt en varios de los cuarzos que la conforman, por lo que fue necesario tomar más de un punto en ambos granos –aun cuando el A5-14-2 no mostraba las agujas de rutilo- para evitar la sobreestimación de Ti en las zonas con agujas y la subestimación en las zonas adyacentes a éstas (Cherniak et. al., 2007); las medidas se hicieron en dos cuarzos de la matriz de la roca (Fig. 5.4b Qz A5-14-2 en Tabla 6.6; Fig. 5.4d Qz A5-14-1 en Tabla 6.6) . La muestra 21b no mostraba exsoluciones de agujas aparentes, por lo que sólo se tomó una medida en cada uno de los granos analizados aquí, los dos primeros estaba como inclusión en un Grt, el tercero parece ser parte de la reacción para generar Crd y el último se encontraba, del cual se hicieron las mediciones, “aislado”. Los resultados se encuentran en la Tabla 6.5

En el caso de las mediciones de Zr en Rt (Tabla 6.6) para la muestra A5-14 se tomó un rutilo fuera de los Grt (1) (Fig. 6.4a), otros dos dentro de un Grt (2a y 2b) (Fig. 6.4b) y otro más dentro en los Rt que están rodeados por Grt y que coexisten con Sil en textura poligonal (3) (Fig.6.4c). De la muestra 21b sólo se tomó un punto en un Rt que se cerca de la asociación Crd-Sil-Qz-Grt (Fig.6.5c).

Los pares minerales que se usaron para calcular temperaturas con termómetros de intercambio catiónico fueron Cpx-Grt (Ellis & Green; 1978; Ganguly, 1979; Berman, et. al. 1995; Ganguly, 1996; Krogh, 1988; Krogh-Ravna, 2000; Nakamura, 2009) para la muestra 43-CO-, en el centro del Grt y el centro del Cpx en contacto con el primero (Fig. 6.2) y Grt-Bt (Ferry, & Spear, 1978; Perchuck & Lavrent’Eva, 1983; Bhattacharya, et. al., 1992), en la muestra 21b, en el en el centro del Grt y una Bt que se encuentra alrededor de él, la cual parece formar parte de la corona de reacción del primero además de usarse Ti en Bt (Henry, et. al., 2005) en la muestra 21b, en la misma Bt que se usó para el par Gr-Bt y otra que

también se encuentra en contacto con el Grt (Fig. 6.5a; Bt1 y Bt2 en Tabla 6.7), Bt como inclusión en Grt (Fig. 6.5b; Bt3 Tabla 6.7). Para algunos de éstos cálculos se usaron hojas de Excel realizadas por el Dr. Diasuke Nakamura y el Dr. Keith Putirka disponibles en sus respectivas páginas de internet (ver referencias al final). Los resultados se muestran en la Tabla 6.7

Tabla 6.7 Resultados para los termómetro de Grt-Cpx (muestra 43-CO-18a), Bt-Grt y Ti en Bt (muestra 21b). Todos los resultados son de temperatura en °C

	Grt-Cpx 43-CO-18a Granulita con Grt	Bt-Grt 21b Paragneis Pelítico	Ti en Bt 21b Paragneis pelítico		
			Bt1 En corona de Grt	Bt2 En corona de Grt	Bt3 Inclusión en Grt
Ellis & Green (1979)	751.99				
Krogh (1988)	691.95				
Krogh-Ravna (2000)	724.56				
Ganguly (1979)	820.46				
Ganguly et al. (1996)	821.23				
Nakamura (2009)	740.12				
Berman et al. (1995)	736.81				
Bhattacharya et. al. (1992)		518.79			
Ferry & Spear (1978)		535.43			
Perchuk & (1983)		560.102			
Henry et. al. (2005)			867	874	872

7. Discusión

El grueso de los estudios realizados en el Complejo Oaxaqueño se ha enfocado principalmente en esclarecer el origen de los protolitos de las rocas granulíticas que lo conforman (*e. g.* Keppie, *et. al.*, 2001, 2003; Keppie & Ortega, 2010), así como los procesos tectónicos que le dieron la estructura que posee (Solari, *et. al.*, 2003); sin embargo, pocas investigaciones se han llevado a cabo para comprender los procesos relacionados a la formación de las características mineralógicas y geoquímicas que

muestran éstas rocas grenvillianas (Ortega-Gutiérrez, 1977; Mora & Valley, 1985; Mora, *et. al.*, 1986; Roberts & Ruiz, 1989), dejando de lado información muy importante para comprender la naturaleza de la corteza inferior mexicana.

7.1. Fusión parcial

Para explicar las características geoquímicas de las granulitas oaxaqueñas, Roberts & Ruiz (1989) propusieron que la formación de una fase fundida y, en este caso, su ligera extracción, podría haber dotado de dichas particularidades a las rocas del Complejo Oaxaqueño. Sin embargo, incluso cuando dicha tesis no se ha confirmado, en la literatura se ha discutido sobre el papel de la fusión parcial en terrenos donde las evidencias de campo, como la formación de granitos o migmatitas sinmetamórficos, no es tan evidente (Clemens, 1990). En este sentido, en el Complejo Oaxaqueño no se ha reportado evidencia de la formación de granitos sinmetamórficos provenientes de la fusión parcial de las granulitas, ni alguna otra evidencia (con excepción de las pegmatitas) que indique que la fusión parcial ocurrió en forma considerable durante el pico del metamorfismo. Un buen número de las rocas descritas en este trabajo muestra evidencias de la formación de un fundido durante el metamorfismo en facies de granulita.

Las evidencias microtexturales para mostrar el rol de la fusión parcial durante procesos metamórficos son muy debatidas, pues muchos de las características pueden ser ambiguas (Vernon, 2011). En relación a esto, Holness, *et. al.* (2011) y Vernon (2011) realizaron recopilaciones sobre los aspectos texturales visibles en microscopio petrográfico que pueden ser usados para confirmar la presencia de una fase fundida durante el metamorfismo.

La presencia de bolsones de Pl + Afs + Qz – especialmente si son euedrales - es una de las características más contundentes para afirmar la formación de un fundido, pues se ha observado que éstos son algunos de los minerales que se forman cuando la fusión comienza (Vielzeuf & Holloway, 1988). En las muestras analizadas, sólo en la OCA-007 y OCA-007b, que finalmente proceden de la misma muestra de mano, se observó este fenómeno.

Que coexistan plagioclasas o feldespatos euedrales junto con los minerales de la paragénesis granulítica es otro argumento fuerte. En este caso, las muestras A55 y A5-13 (Fig. 6.3d) muestran Pl y Afs euedrales. La Pl casi siempre está asociada a Mc y Qz, lo que reforzaría su carácter ígneo, mientras que los Afs euedrales se encuentran en pequeños bolsones, lo que también es característico de las etapas de fusión (ver referencias en Vernon, 2011).

El crecimiento de fases félsicas entre dos minerales con ángulos diedros menores a 60° es frecuente en las rocas aquí analizadas, observándose en muestras del grupo máfico (OCA-006), pelítico (OCA-002b) y el cuarzo-feldespático (Ox-63, Ox-64, Ox-70). Muchos de estos tienen bordes cuspados, lo que es consecuencia de un reequilibrio posterior en estado sólido (Holness, *et. al.*, 2011). La formación de estos minerales con ángulos bajos (<60°) puede crear una red de fundido en la roca, permitiendo una movilidad mayor del fundido en el sistema rocoso (Vanderhaeghe, 2009).

La formación de películas delgadas de cuarzo (principalmente) o feldespatos alrededor de minerales o entre dos fases minerales es otro signo de fusión parcial y en varias de las rocas de este trabajo (OCA-009, OCA-012 OC-1004, Ox-70, OX-81) se pudo identificar dicha característica. Este rasgo tiene más peso cuando la película se encuentra rodeando a un

mineral eudral (Vernon, 2011, y referencias ahí citadas) como Grt o Crd, lo que se puede observar en la muestra OX-70, donde un Grt eudral está rodeado por una película de cuarzo, y aunque no se hizo química de dicha muestra para obtener la composición del Grt y asegurar que es un residuo del proceso de fusión, el hecho de que los demás porfidoblastos de Grt no sean eudrales y casi ninguno de ellos tenga la banda de cuarzo, apoyaría también la hipótesis que estas fases fueron producto de fusión parcial, aunque claramente no se puede asegurar del todo.

La única muestra que presenta texturas gráficas es la 22c, las cuales son diagnósticas de procesos ígneos, por lo que se puede decir que las acumulaciones de Qz-Afs alrededor de las bandas de Grt-Spl-Pl son producto de fusión parcial de la roca.

Según Vernon (2011) la identificación de bolsones o vetillas rellenas de Pl-Mc-Qz es un criterio totalmente irrefutable para asegurar la formación de un fundido en una roca y también reporta que los demás criterios son muy convincentes, aunque deben tomarse con cuidado. Pero como se ve que dichas características no son aisladas (*e.g.*, en Ox-70 hay Qz creciendo con ángulos diedros $<60^\circ$ y películas de Qz alrededor de minerales eudrales), se repiten en varias muestras y que, además, no se ve que hayan sido provocadas por un evento posterior, pues muchas de las muestras no se encuentran cerca de los emplazamientos magmáticos posteriores, se toman como rasgos magmáticos creados durante el pico del metamorfismo en facies de granulita ocurrido durante la orogenia Zapoteca (Solari, *et. al.*, 2003).

Ahora, si bien las evidencias texturales indican que ocurrió la fusión parcial y las características geoquímicas apuntan a una posible extracción de fundido, aun puede surgir

la duda debido a la falta de rasgos evidentes en campo, pues aunque la fusión ocurra, no significa que la extracción del fundido sucederá, especialmente cuando la roca está sujeta solamente a presión hidrostática (Sawyer, 1999); sin embargo, otros argumentos pueden ser usados para explicar la posible extracción del fundido fuera del sistema granulítico.

Para que ocurra extracción de un fundido se debe contar con permeabilidad en la roca, una fuerza que la mueva y un sitio al que pueda moverse (Sawyer, 1999; Vanderhaeghe, 2001; Brown, *et. al.*, 2011). Si bien en las rocas cristalinas como las del complejo Oaxaqueño la permeabilidad es baja y, por tanto, la movilidad de un fundido se torna difícil, la formación de una red interconectada de fundido entre la porción sólida facilitaría la movilidad del mismo (Sawyer, 1999; Vanderhaeghe, 2001, 2009; Sawyer, *et. al.*, 2011). Hablando de esto, y como ya se puntualizó arriba, la formación de fundido con ángulos diedros $<60^\circ$, ahora presentes como Qz o Afs, permite la formación de una red interconectada de fundido (Holness, *et. al.*, 2011), además de que para que esta red se empiece a formar el porcentaje en volumen de fundido que se debe tener es en realidad pequeño – ~entre 10 y 5% - (Sawyer, 1999; Vanderhaeghe, 2009). El fundido también puede moverse entre los minerales gracias a las anisotropías de la roca, como la foliación o fracturamiento, un rasgo que se observa en algunas de las rocas que tiene evidencias de fusión parcial (*e.g.* Ox-63 y Ox-64).

Las fuerzas principales que promueven la movilidad del fundido es la flotabilidad por diferencia de densidad y aquella creada por los gradientes de presiones creados por la anisotropía en los cuerpos rocosos o la ubicación diferencial de los esfuerzos (Brown, *et. al.*, 2011). Así, aceptando la tesis de que la fusión parcial ocurrió durante la orogenia Zapoteca, los gradientes de presión formados durante este evento pudieron haber facilitado

la movilidad del fundido para que ocurriera la extracción, además de que la diferencia de gradientes promueve la formación de sitios donde el fundido pudo moverse.

Aun cuando no se encuentran las evidencias de cuánto, y a dónde se movió y emplazó todo el fundido generado, las condiciones en las que ocurrió la fusión parcial, las evidencias texturales petrográficas y geoquímicas indican que la fusión ocurrió y que la extracción fue evidente, por lo menos a nivel local.

7.2. El rol de los fluidos

En el trabajo de Roberts & Ruiz (1989) se descarta la posibilidad que algún fluido, carbonoso o acuoso, haya sido el responsable de las características geoquímicas en las rocas oaxaqueñas, principalmente porque no se ve mucho empobrecimiento de U con respecto a Th, lo que sí hubiera pasado con el fluido, pues el U es más soluble que el Th en estos sistemas; en cambio con remoción de fundido la roca sí se empobrece casi igual en ambos elementos. Por otro lado, Ortega-Gutiérrez (1984) sugirió la participación de fluidos (F, CO₂ y H₂O) incluidos en las evaporitas para explicar la presencia de tanta escapolita y flogopita en los calcisilicatos del Complejo Oaxaqueño. En estas rocas Mora *et. al.* (1986) también sugirieron que hubo participación de fluidos con componente CO₂ y H₂O, este último inferido por la amplia presencia de flogopita en los cuerpo calcisilicatados.

Las inclusiones fluidas presentes en las fases minerales de las rocas reportadas en este estudio son bastante abundantes, mostrando que los fluidos han tenido un rol importante durante la evolución metamórfica del Complejo Oaxaqueño, tanto en el pico del metamorfismo, pues se encuentran inclusiones primarias que fueron distinguidas gracias a que seguían la dirección del maclado o clivaje de la fase (*c.f.* Wilkinson, 2001), como

durante la retrogresión, ya que varias familias de inclusiones fluidas parecen ser secundarias.

Una de las texturas que más se repitieron en varias muestras aquí descritas es la mirmequítica, principalmente en las rocas cuarzo-feldespáticas y pelíticas. Aunque parece no existir una definición concreta de mirmequita, en general son intercrecimientos de plagioclasa, y a veces feldespato, con cuarzo vermicular (Zachar & Tóth, 2001; Yuguchi & Nishiyama, 2008; Mason, *et. al.*, 2014). El origen de las mirmequitas es tal vez uno de los temas más controversiales en la petrogénesis, pues se han propuesto más de seis mecanismos para explicar su formación (véase Zachar & Tóth, 2001; Yuguchi & Nishiyama, 2008). Sin embargo, los mecanismos más aceptados involucran la presencia de un fluido para lograr la reacción en estado sólido. En ninguna de las muestras se logró identificar que las mirmequitas siguieran un patrón estructural, por lo que la deformación como principal factor de formación se descarta (*c. f.* Simpson & Wintsch 1989; Menegon, *et. al.*, 2006).

Generalmente se acepta que las mirmequitas se originan por un remplazamiento de Afs por Pl y Qz vermicular en la vecindad de una plagioclasa y un feldespato potásico; dicha reacción se ve desencadenada por la adición de Na^+ y Ca^{2+} (Simpson & Wintsch, 1989; Zachar & Tóth, 2001; Menegon, *et. al.*, 2006) o sólo Na^+ (Yuguchi & Nishiyama, 2008) y la remoción de K^+ que puede generar feldespato potásico (Simpson & Wintsch, 1989). Tanto la introducción como al extracción de los cationes se lleva a cabo con la ayuda de un fluido. Algunas de las muestras estudiadas sí presentan estas relaciones; sin embargo, en otras las mirmequitas se proyectan dentro de plagioclasas, lo que sugeriría un reemplazamiento de ésta en vez de feldespato potásico, fenómeno que también ha sido explicado por

metasomatismo (Zachar & Tóth, 2001 y referencias ahí citadas). La muestra 12c es tal vez la que más evidencias tiene de metasomatismo por fluidos, pues además de las texturas mirmequíticas se observan bandas de albita alrededor de Afs y exsolución de apatitos y monazitas a partir de Afs, ambas relacionadas con interacciones fluido/roca (Broska, *et. al.*; 2002, 2004). Aunque estudios recientes realizados por Mason *et. al.* (2014) han retomado la hipótesis de cristalización magmática tardía como mecanismo de formación para las mirmequitas, sus conclusiones se basan en gran medida en las otras evidencias texturales que confirman la fusión parcial de las rocas que estudiaron; en el caso de las rocas reportadas aquí no todas las muestras que tienen texturas mirmequíticas presentan otras texturas relacionadas con la fusión parcial, por lo que se descarta esta hipótesis. En este trabajo no se da un mecanismo de formación de mirmequita, pues se necesita hacer un trabajo sistemático para conocer la composición de los reactivos y productos - procedimiento que no se realizó aquí- pues se ha visto que la composición de los mismos puede variar, sin embargo todos ellos involucran la acción de un fluido.

Una vez reconocidas las evidencias del rol de los fluidos, es importante encontrar la fuente que los generó. Como ya se citó, Ortega-Gutiérrez (1984) reconoció la existencia de depósitos evaporíticos en el Complejo Oaxaqueño debido a la presencia abundante de escapolita en los calcisilicatos, usando esto Touret & Huizenga (2011) han documentado que la presencia de dichos depósitos puede ser la fuente de salmueras en terrenos granulíticos, aunque también los cuerpos graníticos post-granulíticos (Solari, *et. al.*, 2001; Ortega-Obregón, *et. al.*, 2003) podrían ser la fuente de los fluidos que dieron las características aquí enlistadas. Si bien la fuente no parece ser un problema en el caso del Complejo Oaxaqueño, también se debe esclarecer la movilidad de los fluidos a través de los

cuerpos de roca, lo cual tampoco es conflictivo, pues gracias al bajo ángulo de mojado que poseen las salmueras se pueden mover fácilmente entre los bordes de grano, facilitando así las reacciones que los involucran a una escala más regional, no como los fluidos ricos en CO₂, que al poseer un ángulo de mojado alto sólo pueden moverse restringidamente (Harlov, 2010; Touret, 2009). Aparentemente en el Complejo Oaxaqueño no hay una distribución espacial de las mirmequitas asociada a los cuerpos graníticos posteriores (Ortega-Obregón, et al. 2003; Solari, *et. al.*, 2003), por lo que dichas características se atribuyen a los fluidos liberados por los depósitos evaporíticos durante o poco después del pico de metamorfismo.

La presencia de las exsoluciones de titanomagnetita en Opx (muestra OC-1004) y Cpx (muestra 12c) y de hematita en Sil (muestra A5-14), así como los crecimientos paralelos de ilmenita y magnetita, y coronas de titanomagnetita en ilmenita (muestra OC-1004) podrían arrojar información sobre los fluidos y la fO₂, la cual parece ser alta por las tres primera características.

7.3 Condiciones de presión y temperatura

Para el Complejo Oaxaqueño sólo los trabajos de Mora & Valley (1985) y Mora, *et. al.* (1986) han publicado los cálculos de las condiciones de presión y temperatura alcanzadas durante el pico del metamorfismo; según sus conclusiones la temperatura del pico del metamorfismo experimentada fue de $710 \pm 50^{\circ}\text{C}$ con una presión de alrededor de 7 kbar. Los datos se obtuvieron con calibraciones distintas en termómetros de dos feldespatos y empatándolos con los resultados arrojados por termómetros en calcisilicatos para obtener una estimación más precisa, la cual dio $T = 768 \pm 30$. En el caso de la presión, los resultados

se obtuvieron con equilibrio entre granate y piroxenos. Sin embargo, se ha observado que la obtención de los datos geotermobarométricos del pico de metamorfismo en facies de granulita es muy complicado (Frost & Chacko, 1989; Powell & Holland, 2008), pues muchos de los termómetros cierran a temperaturas más bajas que las alcanzadas en el pico, provocando que pueda existir una posible reequilibración de los sistemas durante el enfriamiento, produciendo valores más bajos. Hablando de al respecto, la calibración que eligieron Mora & Valley (1985) como la correcta se basa en gran medida en los resultados arrojados por el termómetro en calcisilicatos, donde la constante de equilibrio se obtuvo con la actividad de Ca y Mg en Cpx y la actividad de Mg en Ol, los cuales podrían haber sufrido un reequilibrio durante el enfriamiento.

Frost & Chacko (1989) puntualizaron que uno de los métodos más precisos para restringir las condiciones de presión y temperatura en el pico es usar termómetros que involucren la exsolución de fases; bajo este mismo precepto se ha observado que el uso de termómetros en feldespatos es más confiable y arroja temperaturas más altas cuando se integra la composición del feldespato original –antes de que ocurriera la exsolución– (Hokada, 2001; Stípská & Powell 2005), de lo contrario puede haber difusión durante la retrogresión, principalmente de K-Na (Kroll, *et. al.*, 1993), afectando así los resultados obtenidos. Los datos presentados por Mora & Valley (1985) y Mora *et. al.* (1986) no son reintegraciones del feldespato original, sino composiciones independientes del Afs y la Pl, por lo que se deben tratar con cuidado, pues la temperaturas obtenidas podrían no ser las del pico de metamorfismo, sino temperaturas mínimas. Stípská & Powell (2005) han señalado la importancia de hacer un examen petrográfico exhaustivo de los feldespatos y sus relaciones texturales, pues si no se realiza se pueden analizar y tomar en cuenta feldespatos que no

reflejan la composición original durante el pico del metamorfismo; si bien los trabajos de Mora *et. al.* (1985, 1986) sí descartaron los feldespatos que claramente sufrieron retrogresión, cometen algunos errores, como el de ignorar la composición de los bordes sin exsoluciones peritéticas, lo que cambiaría la composición global. Además, si bien Mora (*Op. Cit*) descartaron la posibilidad de que las temperaturas sean magmáticas, un examen de los feldespatos en rocas pelíticas sería más preciso.

Debido a la falta de precisión que desencadena el uso de geotermobarómetros convencionales en rocas de temperatura alta, se han desarrollado técnicas para constreñir las condiciones P-T de una manera más confiable. El uso de datos termodinámicos consistentes internamente que permita hacer cálculos termobarométricos utilizando el método del multiequilibrio (Berman, 1991) o el cálculo de equilibrio de fases, *e. g.* pseudosecciones (Kelsey, *et. al.*, 2004; Baldwin, *et. al.*, 2005; Harley, 2008), pues en vez de basarse en intercambio catiónico se enfoca en la química de las fases minerales existentes, las cuales son más difíciles de perder durante un proceso retrogresivo (Powell & Holland, 2008), o bien los termómetros basados en concentraciones de ciertos elementos traza en un solo mineral, como el Ti en cuarzo (Wark & Watson, 2006; Thomas *et. al.*, 2010) y circonio (Watson, *et. al.*, 2006; Ferry & Watson, 2007), y el Zr en rutilo (Zack, *et. al.*, 2004; Watson, *et. al.*, 2006; Ferry & Watson, 2007; Thomkins, *et. al.*, 2007). Es por ello que se realizó una reevaluación de las condiciones P-T para el Complejo Oaxaqueño con el cuarzo y rutilo. También se calcularon temperaturas para Grt-Cpx y Grt-Bt, donde casi todas dieron temperaturas menores a 750°C, sobre todo los pares Grt-Bt, que no rebasaron los 600°C, éstas últimas son muy bajas para dar la mineralogía observada en las rocas, lo que podría denotar una restauración en la temperatura en este tipo de termómetros, o bien los

datos obtenidos pudieron tener errores analíticos. Sólo los termómetros de Ganguly (1979) y Ganguly *et. al.* (1996) dieron temperaturas arriba de 800°C, que son más parecidas a las obtenidas por los termómetros de rutilo y cuarzo.

En las tablas 6.5 y 6.6 se observan los resultados de temperatura arrojados con diferentes calibraciones para Ti en cuarzo y Zr en rutilo. Se puede observar que las temperaturas obtenidas con el termómetro de Zack, *et. al.*, (2004) son demasiado altas (casi siempre >1000°C) y muy diferentes a las que dan los otros termómetros, además algunos autores han documentado que éste termómetro sobrestima las temperaturas alcanzadas por las rocas (Baldwin & Brown, 2008), por lo que aquí se descartan dichos resultados. El rutilo A5-14-3 (Fig. 6.4c; Tabla 6.6) tiene una concentración de zirconio hasta 1000 ppm más baja que el resto de los granos de este mineral analizados, por lo que no se toma en cuenta como parte del pico del metamorfismo, aunque la textura que muestra es granoblástica poligonal, típica de facies de granulita. Es interesante observar que los termómetros de Ferry & Watson (2007), Tomkins, *et. al.*, (2007) y Watson *et. al.* (2006) dan temperaturas casi similares, con una diferencia de no más de 15 °C, dando valores promedio de 835 a 847 °C, siendo la calibración de Watson *et. al.* (2006) la que da la mayor temperatura. En cuanto a los termómetros de Ti en cuarzo, el de Thomas *et. al.* (2010), que toma en cuenta los efectos de la presión, da temperaturas más bajas que las de los rutilos; sin embargo, el termómetro de Wark & Watson (2006) arroja resultados prácticamente iguales a las calibraciones de los rutilos. Si bien en las calibraciones que dependen de la presión se tomaron los 7 kbar obtenidos por Mora *et. al.* (1986), al graficarlos se pueden obtener la P y T en las zonas donde se intersectan las rectas, de esta manera en la Fig. 7.1 se puede apreciar que la

intersección mínima de las rectas de Ti en cuarzo y Zr en rutilo se da a $T = 836^{\circ}\text{C}$ y $P = 7.6$ kbar, lo que empata muy bien con los resultados obtenidos con las ecuaciones.

En la literatura se ha propuesto que se tomen en cuenta sólo las mediciones con mayor concentración para calcular las temperaturas del pico, pues es posible que ocurra pérdida de los elementos traza (Ti y Zr) durante la retrogresión o deformación posterior (Ashley, *et. al.*, 2014), también se ha puntualizado la importancia de interpretar los datos usando las gráficas que combinan ambos termómetros (Thomas, *et. al.*, 2010). Siguiendo esta ruta, se pueden observar dos áreas pequeñas creadas por la intersección de las rectas de Ti-en-Qz y Zr-en-Rt (Fig. 7.1), una creada por las mediciones con mayor concentración de Ti en cuarzo (21b, 21b-3,A5-14-1) y los resultados de Zr en rutilo, mientras que la segunda se forma por la intersección de la recta de Ti-en-Qz de menor concentración y las de Zr-en-Rt y tiene presiones mayores a 11 kbar. La segunda área se descarta, pues se encuentra dentro de la región de estabilidad de la cianita (Holdaway, 1971), lo que supondría la presencia de esta fase en las rocas oaxaqueñas, sin embargo, dicha fase no se ha reportado hasta ahora en este Complejo. Por otro lado, el polimorfo silimanita sí es muy abundante en las rocas del

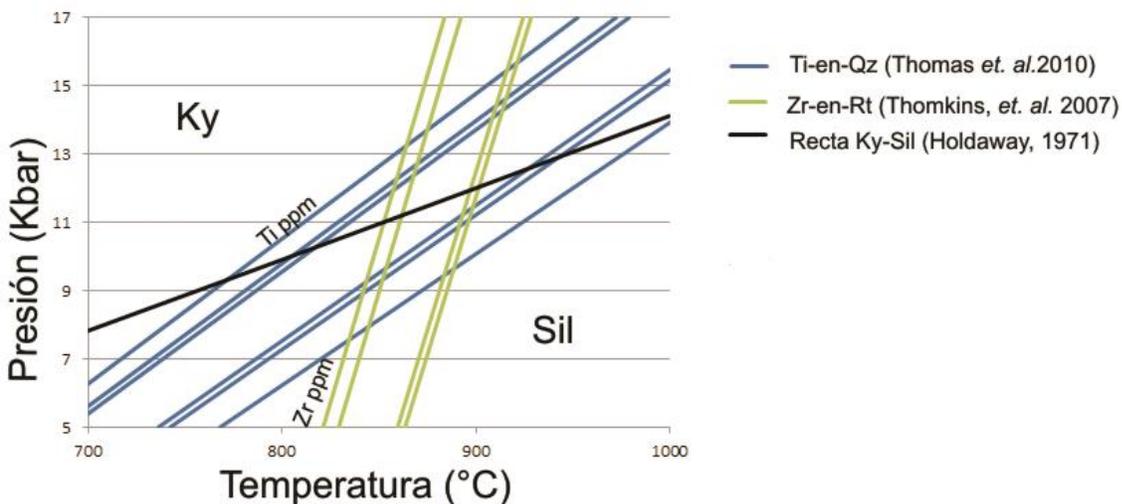


Fig. 7.1 Gráfica que muestra las gráficas generadas por los termómetro de Ti-en-Qz de Thomas *et. al.* (2010) y y Zr-en-Rt de Tomkins *et. al.* (2007). Se observa también la recta que divide la estabilidad de Ky-Sil de Holdaway, (1971)

Complejo Oaxaqueño; en este sentido el área uno ($T = 836$ a 901°C y $P = 7.6$ a 11.3 kbar) se encuentra dentro del campo de estabilidad de la Sil, lo que supone que es un campo estable para la formación de las rocas granulíticas del Complejo Oaxaqueño. Si bien el rango de T y P es relativamente amplio, se logra observar una consistencia en los datos reportados en las Tabla 6.5 y 6.6 - que, como ya se discutió, rondan los 835°C - y la intersección inferior de las rectas de la Fig. 7.1, por lo que, a falta de otros criterios, es pertinente modificar la temperatura del pico de metamorfismo en facies de granulita en el Complejo Oaxaqueño a $T = 836 \pm 25^{\circ}\text{C}$ con una presión = 7.6 ± 1.6 kbar.

Sin embargo, es importante resaltar que los minerales que se encuentran como inclusión fueron los que mayores temperaturas arrojaron, y que las concentraciones de Ti en cuarzo son algo variables, lo que se podría explicar porque son parte de reacciones –en particular la reacción $\text{Crd} = \text{Sil} + \text{Grt} + \text{Qz}$, deducida de las relaciones texturales de la muestra 21b- o presentan deformación posterior que podría afectar en su concentración de Ti (Ashley, *et. al.*, 2014). Además, el termómetro de Ti-en-Biotita (Henry, *et. al.*, 2005) da temperaturas mayores a 860°C , pero se debe advertir que éstos resultados son cualitativos, pues las calibraciones de dicho geotermómetro sólo son para rocas con $<800^{\circ}\text{C}$ y presiones <6 kbar, no obstante, los resultados son muy parecidos a los obtenidos por los de rutilo y cuarzo y se encuentran en el área restringida por estos dos termómetro, proveyendo así de una pista más para aceptar el área inferior como válida. Es importante resaltar que aunque arriba se descartó el uso del par Bt-Grt por su posible reequilibrio en componentes Fe-Mg dicha asunción no aplica aquí, pues se presupone que no hay un intercambio importante de Ti entre Bt con el Grt. Además, el contenido alto de Ti en biotita, el cual supera el 6% en una

de las biotitas de la muestra 15-11, indica que son de temperaturas altas. Un examen más exhaustivo podría revelar temperaturas y presiones más precisas.

Ahora, si tomamos el mismo intervalo que Keppie, *et. al*, 2004 para calcular la tasa de enfriamiento del Complejo Oaxaqueño en sus primera etapa, la cual va de 978 Ma (edad de la Orogenia Zapoteca) a 945 Ma (calculada con flogopita), en donde su límite inferior tiene una temperatura de $450^{\circ} \pm 20^{\circ} \text{C}$ (con flogopita) podemos calcular una nueva tasa de enfriamiento usando los datos aquí presentados ($836^{\circ}\text{C} \pm 25^{\circ}\text{C}$). Realizando dicho cálculo, la tasa de enfriamiento para este intervalo de tiempo sería de $\sim 11.7^{\circ}\text{C}/\text{m.y.}$

8. Conclusiones

La importancia de un estudio petrográfico detallado se ve denotada en el trabajo presentado. Aun cuando no todos los resultados fueron cuantificados, se abre la posibilidad de tomar distintos temas para un desarrollo más profundo.

Mediante las relaciones texturales observadas se logró confirmar la presencia de un fundido durante el pico del metamorfismo. La deformación resalta la importancia de considerar la reología del sistema, pues se ha visto que aun pequeñas cantidades de fundido pueden cambiar en gran medida la reología de las rocas (Sawyer, 1999). Además, la ubicación de los puntos donde se segregaron los fundidos también podría arrojar datos interesantes sobre la distribución de la deformación y esfuerzos tectónicos durante la colisión que generó el metamorfismo en facies de granulita (Brown, *et. al.*, 2011).

El rol de los fluidos a un nivel regional queda claro con varias de las evidencias texturales – mirmequitas, inclusiones fluidas- presentadas. La variedad de las mirmequitas en el Complejo Oaxaqueño ofrece un laboratorio natural para la comprensión de los mecanismos

que las forman. Un estudio detallado de su composición y distribución espacial podría arrojar información esencial sobre la naturaleza de sus fluidos. La gran cantidad de inclusiones fluidas favorecen la hipótesis de fluidos interaccionando con las rocas desde el pico del metamorfismo y durante el metamorfismo retrógrado, un examen detallado de ellas no sólo permitiría conocer la composición de los fluidos durante la evolución metamórfica del complejo, sino que también pueden usarse para complementar los estudios termobarométricos, no sólo para comprender las condiciones de máxima temperatura y presión, sino para hacer aproximaciones sobre el camino metamórfico que siguieron las rocas durante su exhumación (Touret & Hizenga, 2011). Además, como ya se puntualizó, las texturas de exsolución de titanomagnetita y hematita, así como las relaciones ilmenita-hematita proveerían de información cuantitativa sobre las condiciones de fugacidad de oxígeno durante la evolución metamórfica. Por otro lado, aunque en este estudio sólo se reportó una muestra con cordierita, el trabajo de Bloomfield & Ortega-Gutiérrez (1975) documenta que es una fase muy abundante en las rocas pelíticas, la cual no sólo es un buen monitor de los fluidos involucrados en el metamorfismo (Harley & Carrington, 2001; Rigby & Droop, 2011), sino que también arroja resultados interesantes en relación a la termobarometría.

Aun cuando la hipótesis de que el Complejo Oaxaqueño alcanzó la ultra alta temperatura no se logró corroborar, sí se encontró, gracias al uso de métodos analíticos más avanzados, que las condiciones de presión y temperatura que sufrieron las rocas oaxaqueñas es bastante mayor a la documentada con anterioridad (Mora & Valley, 1985; Mora *et. al*, 1986), dando una temperatura de 835 ± 25 °C y 7.6 ± 1.6 kbar, sugiriendo que el uso de los termómetros de intercambio catiónico debe tomarse con cuidado. Sin embargo, algunos resultados de

cuarzo y rutilo en inclusiones reflejan temperaturas mayores –casi llegando al campo de la ultra alta temperatura-, por lo que un estudio más detallado que involucre otros métodos (*e.g.* multiequilibrio, seudosecciones), y una metodología más detallada en cuarzo y rutilo podría permitir obtener condiciones de presión y temperatura del pico mayores a los aquí presentados. Además, la temperatura mayor obtenida en este trabajo también modifica las tasas de enfriamiento que se han calculado para el Complejo Oaxaqueño, colocándola en ~ 11.7 °C/m.y., para el intervalo 978 y 945 Ma

Las características del Complejo Oaxaqueño muestran que los procesos de fusión parcial como la interacción con fluidos involucrados en la génesis de granulitas no son excluyentes, y pone en evidencia que ambos procesos pueden estar involucrada durante el pico del metamorfismo, mostrando así que estudios complementarios donde se muestren el impacto de ambos procesos podría llevar a una mejor comprensión de la corteza inferior en los distintos terrenos granulíticos del mundo.

9. Referencias

- Aranovich, L. Y; Newton, R. C. (1996) H₂O activity in concentrated NaCl solutions at high pressures and temperatures measured by the brucite-periclase equilibrium: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125, p.p. 200-212
- Ashley, K. T; Carlson, W. D; Law, R. D; Tracy, R. J. (2014) Ti resetting in quartz during dynamic recrystallization: Mechanisms and significance: *American Mineralogist*, Vo. 99, issue 10, pp. 2025-2030.
- Baldwin, J. A; Powell, R; Brown, M; Moraes R; Fuck, R. A. (2005) Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from Anápolis-Itaucu Complex, central Brazil: *Journal of Metamorphic Geology*, 23, pp. 511-531.
- Ballard, M.M; Van der Voo, R; Urrutia-Fucugauchi, J. (1989) Paleomagnetic results from Grenvillian-aged rocks from Oaxaca, Mexico: Evidence for a displaced terrane: *Precambrian Research*, 42, 343-352.
- Barbey, P; Convert, J; Martin, H; Moreau, B; Capdevila, R; Hameurt, J (1980) Relationships between granite-gneiss terrains, greenstone belts and granulite belts in the Archean crust of Lapland (Fennoscandia): *Geologische Rundschau*, Vol. 69. Issue 3.
- Bartholomew, M. J; Hatcher, R. D. (2010) The Grenville orogenic cycle of southern Laurentia, Unraveling sutures, rifts, and shear zones as a potential piercing points for Amazonia: *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 29, issue 1; p.p. 4-20.
- Bhattacharya, A; Mohanty, L; Maji, A; Sen, S. K; Raith, M. (1992) Non-ideal mixing in the phlogopite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and reformulation of biotite-garnet geothermometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111, pp. 87-93
- Berman, R. G; Aranovich, L; Pattinson, D. R.M. (1995) Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, pp. 30-42.
- Bigen, B.; Nordgulen, O; Viola, G. (2008) A four-phase model for the Sverconorwegian orogeny, SW Scandinavia: *Norwegian Journal of Geology*

- Bohlen, S. R. (1987) Pressure-temperature paths and a tectonic model for the evolution of granulites: *The Journal of Geology*, Vol. 95, No. 5.
- Bohlen, S.R. & Mezger, K. (1989) Origin of granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust. *Science*, Volumen 244, No. 4902. 326-329.
- Bogdanova, S.V.; Bingen, B.; Gorbatshev, R.; Kheraskova, T.N.; Kozlov, V.I.; Puchkov, V.N.; Volozh, Y.A. (2008) The East European Craton (Baltica) Before and during the assembly of Rodinia: *Precambrian Research* 160, 23-45.
- Broska, I; Kubis, M; Williams, C. T; Konečný, P. (2002) The composition of rock-forming accessory minerals from the Gemic granites (Hnilec area, Gemic Superunit, Western Carpathians): *Bulletin of Czech Geological Survey*, Vol. 77, No. 2, pp. 147-155.
- Broska, I; Williams, C. T; Uher, P; Konečný, P; Leichmann, J. (2004) The geochemistry of phosphorus in different granite suites of the Western Carpathians, Slovakia: the role of apatite and P-bearing feldspar: *Chemical Geology*, 205, pp. 1-15.
- Brown, M. (2007) Metamorphism, plate tectonics, and the supercontinental cycle: *Earth Science Frontiers*, Vol. 14, Issue 1, p.p.1-18
- Brown, M; Korhonen, F. J; Siddoway, C. S. (2011) Organizing melt flow through the crust: *Elements*, Vol. 7, no. 4, pp. 261-266
- Bucher, K; Grapes, R. (2001) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, 8th ed.
- Cameron, K.L.; López, R; Ortega-Gutiérrez, F; Solari, L.A; Keppie, J.D; Schulze, C. (2004) U-Pb geochronology and Pb isotopic compositions of leached feldspars: Constraints on the origin and evolution of Grenville rocks from Eastern and southern Mexico: *GSA Memoir* 197.
- Clark, D.J.; Hensen, B.J.; Kinny, P.D. (2000) Geochronological constraints for two-stage history of the Albany Fraser orogen, Western Australia: *Precambrian Research* 102, 155-183.
- Clemens, J.D. (1990) The granulite-granite connexion: in Vielzeuf, D; Vidal, Ph. *Granulites and Crustal Evolution: NATO Series*
- Condie, K.C. (1999) Mafic crustal xenoliths and the origin of the lower continental crust: *Lithos* 56, 95-101

- Cordiani, U.G.; Fraga, L.M.; Reis, N.; Tassinari, C.C.G; Brito-Nieves, B.B. (2010) On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of the Grenvillian-type age in South America: A discussion: *Journal of South American Earth Sciences* 29, 143-159.
- Cordiani, U; Teixeira (2007) Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton: in Hatcher, R.D., Jr.; Carlson, M.P.; McBride, J.H.; Martínez-Catalán, J.R., eds., *4-D Framework of Continental Crust: Geological Society of America Memoir* 200.
- Corriveau, L. (1990) Proterozoic subduction terrane amalgamation in the southwestern Grenville Province, Canada: Evidence from ultrapotassic to shoshonitic plutonism: *Geology* 18, 614-617.
- Cuney, M.; Coulibaly, Y; Boiron, M.C. (2007) High-density early CO₂ fluids in the ultrahigh-temperature granulites of Ihouhaouene (In Ouzzal, Algeria): *Lithos* 96.
- Dalziel, I.W.D.; Mosher, S., Cahagan, L.M. (2000) Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia: *Journal of Geology*, Vol. 108, 499-513.
- Dostal, J; Keppie, J.D; Macdonald, H; Ortega-Gutiérrez, F. (2004) Sedimentary Origin of Calcareous Intrusions in the ~1 Ga Oaxacan Complex, Southern Mexico: Tectonic Implications: *International Geology Review*, 46:6, 528-541.
- Elías-Herrera, M.; Ortega-Gutiérrez, F. (2002) Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications: *Tectonics*, Vol. 21, No. 3.
- Ellis, D. J; Green, D.H. (1979) An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, pp. 13—22.
- Elvevold, S. & Andersen, T. (1993) Fluid evolution during metamorphism at increasing pressure: carbonic- and nitrogen-bearing fluid inclusion in granulites from Oksfjord, north Norwegian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 114. 236-246 pp.
- Fitzsimons, I.C.W.(2000) Grenville-age basement provinces in the East Antarctica: Evidence for three separate collisional orogens: *Geology* 28, 879-882.

- Ferry, J. M; Spear, F. S. (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet: Contributions to mineralogy and petrology 66, pp. 113-117.
- Ferry, J. M; 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, pp. 429-437.
- Frost, B. R; Chacko, T. (1989) The granulite uncertainty principle: limitations on thermobarometry in granulites: The Journal of Geology, Vol. 97, No. 4.
- Fyfe, W. S. (1973) The granulite facies, partial melting and the Archean crust: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Vol. 273, No. 1235, p.p. 457-461.
- Ganguly, J. (1979) Garnet clinopyroxene solid solutions, and geometry based on Fe-Mg distribution coefficient: Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol., 43, Issue 7, pp. 1021-1029
- Ganguly, J; Cheng, W; Tirone, M. (1996) Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution new experimental data, an optimized model, and thermometric applications: Contributions to Mineralogy and Petrology, 126, pp. 137-151.
- Hall, D.L. & Bodnar, R.J (1990) Methane inclusions from granulites: A product of hydrogen diffusion? Geochimica et Cosmochimica Acta. Volume 54, Issue 3, Pages 641-651.
- Harley, S.L. (1989) The origins of granulites: a metamorphic perspective: Geological Magazine, Vol. 126, Issue 03
- Harley, S. L. (2008) Refining the P-T records of UHT crustal metamorphism: Journal of Metamorphic Geology, 26, p.p.125-154.
- Harlov, D. E. (2010) The potential role of fluids during regional granulite-facies dehydration in the lower crust: Geoscience Frontiers, 3(6), p.p. 813-827.
- Heir, K.S. (1973) Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin: Philosophical Transactions of The Royal Society 273
- Henry, D. J; Guidotti, C. V; Thomson, J .A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms: American Mineralogist, Vol. 90, pp. 316-328.

- Hokada, T. (2001) Feldspar thermometry in ultrahigh-temperature metamorphic rocks: Evidence of crustal metamorphism attaining ~1100°C in the Archean Napier Complex, East Antarctica: Vol. 86, pp- 932-938.
- Holness, M. B; Cesare, B; Swayer, E. (2011) Melted rocks under the microscope: microstructures and their interpretation: Elements, Vol. 7, pp. 247-252.
- Huizenga, J.M; Perchuck, L.L; van Reenen, D.D.; Flattery, Y; Varlamov, D.A.; Smit, C.A.; Gerya, T.V. (2011) Granite emplacement and the reotrograde P-T-fluid evolution od Neoproterozoic granulites from the Central Zone of the Limpopo Complex: in van Reenen, D.D; Kramers, J.D.; McCourt, S.; Perchuck, L.L. Origin and Evolution of Precambrian High-Grade Terranes, with Special Emphasis on the Limpopo Complex of Southern Africa: Geological Society of America Memoir 207
- Huizenga, J.M; Touret, J.L.R. (2012) Granulites, CO₂ and graphite: Gondwana Research 22
- Jacobs, J.; Thomas, J.; Weber, K (1993) Accretion and indentation tectonics at the southern edge of the Kaapvaal craton during the Kibaran (Grenville) orogeny: Geology, 21, 203-206.
- Katz, M.B. (1987) Graphite deposits of Sri Lanka: a consequence of granulite facies metamorphism: Mineral Deposits 22.
- Kelsey, D.E. (2008) On ultrahigh-temperature crustal metamorphism: Gondwana Research 13.
- Kelsey, D.E; White R. W; Holland, T. J. B; Powell, R. (2004) Calculated phase equilibria in K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O for sapphirine-quartz-bearing mineral assemblages: Journal of Metamorphic Geology, 22, pp. 559-578.
- Keppie, J.D; Dostal, J; Cameron, K.L; Solari, L.A; Ortega-Gutiérrez, F; Lopez, R. (2003) Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxaca Complex, southern Mexico: tectonic implications: Precambrian Research 120, 365-389.
- Keppie, J.D; Dostal, J; Nance, R.D; Miller, B.V; Ortega-Rivera, A; Lee, J.K.W. (2006) Circa 546 Ma plume-related dykes in the ~1Ga Novillo Gneiss (east-central Mexico): Evidence for the initial separation of Avalonia: Precambrian Research 147, 342-353.

- Keppie, J.D; Dostal, J; Ortega-Gutiérrez, F; Lopez, R. (2001) A Grenvillian arc on the Margin of Amazonia: evidence from southern Oaxacan Complex, southern Mexico: *Precambrian Research* 112, 165-181.
- Keppie, J.D; Ortega-Gutiérrez, F. (2010) 1.2-0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): Remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia: *Journal of South American Earth Sciences* 29, 21-27.
- Kranendonk, M.J.V.; Kirkland, C.L. (2013) Orogenic climax of the Earth: the 1.2-1.1 Ga Grenvillian superevent: *Geology*
- Krogh, E. J. (1988) The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer a reinterpretation of existing experimental data: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, pp. 44-48.
- Krogh-Ravna, E. (2000) The garnet –clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: an updated calibration: *Journal of metamorphic Geology*, 18, pp. 211-219.
- Lamb, W.M.; Valley, J.W. (1984) Metamorphism of reduced granulites in low-CO₂ vapour-free environment. *Nature* Vol. 312
- Lamb, W.M.; Valley, J.W. (1985) C-O-H fluid calculations and granulite genesis :in Tobi, A.C.; Touret, J.L.R *The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Province: NATO Series*, Vol 158.
- Lawlor, P.J; Ortega-Gutiérrez, F; Cameron, K.L; Ochoa-Camarillo, H; Lopez, R; Sampson, D.E.(1999) U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico: *Precambrian Research* 94, 73-99.
- Li, Z.X.; Bobdanova, S.V.; Collins, A.S.; Davidson, A.; De Waele, B.; Ernst, R.E.; Fitzsimons, I.C.W.; Fuck, R.A.; Gladkochub, D.P.; Jacobs, J.; Karlstrom, K.E.; Lu, S.; Natapov, L.M.; Pease, V.; Pisarevsky, S.A.; Thrane, K.; Vernikivsky, V. (2008) Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis: *Precambrian Research* 160, 179-210.
- Li, Z.X; Li, X.; Zhou, H.; Kinny, P. (2002) Grenvillian continental collision south china: New SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia: *Geology* 30, 163-166.

- Li, Z.X.; Zhang, L.; Powell, C.M. (1995) South China in Rodinia: Part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia: *Geology* 23, 407-410.
- Mason, R. A; Mitchell, R. K; Wirth, R; Indares, A. (2014) An electron-optical study of melt-related microstructures in granulite facies rocks from the Torngat Orogen: *Journal of metamorphic Geology*, 32, pp. 557-574
- MacLelland, J.; Daly, S.J.; MacLelland, J.M. (1996). The Grenville Orogenic Cycle (ca. 1350-1000 Ma) an Adirondack perspective: *Tectonophysics* 265, 1-28.
- Martignole, J.; Martelat, J.E.(2003) Regional-scale Grenvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo- Camana block (basement of the Peruvian Andes): *Journal metamorphic geology* 21, 99-120.
- Menegon, L; Pennacchioni, G; Stünitz, H. (2006) *Journal of metamorphic Geology*, 24, pp.553-568.
- Mezger, K.; Cosca, M.A. (1999) The Thermal history of the Eastern Ghats Belts (India) as revealed by U-Pb and Ar/Ar dating of metamorphic and magmatic minerals: implications for the SWEAT correlation: *Precambrian Research* 94, 251-271.
- Mezger, K.; van der Pluijm, B.A; Essende, E.; Halliday, A.N. (1992) The Carthagene-Colton Mylonite Zone (Adirondack Mountains, New York): The Site of the Cryptic Suture in the Grenville Orogen?: *The journal of Geology*, Vol. 100, No. 5, 630-638.
- Moore, A.C. (1960) Descriptive terminology for the textures of rocks in granulite facies terranes: *Lithos*
- Moore, J.M.; Thompson, P. (1980) The Flinton group: A late Precambrian metasedimentary sequence in the Grenville Province of eastern Ontario: *Canadian Journal of Earth Sciences*, V.17, 1685-1707.
- Mora, C.I; Valley, J.W. (1985) Ternary feldspar thermometry in granulites from the Oaxacan Complex, Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89, 215-225.
- Mora, C.I; Valley, J.W; Ortega-Gutiérrez, F. (1986)The Temperature and Pressure conditions of Grenville-age granulite-facies metamorphism of the Oaxacan

Complex, Southern Mexico: UNAM, Instituto de Geología Revista, vol. 6, núm. 2, p. 222-242.

- Mosher, S. (1998) Tectonic evolution of the southern Laurentia Grenville orogenic belt: GSA Bulletin.
- Mosher, S.; Levine, J.S.F.; Carlson, W.D.(2008) Mesoproterozoic plate tectonics: A collisional model for the Grenville-aged orogenic belt in the Llano Uplift, central Texas: *Geology*, 36, 55-58.
- Nakamura, D. (2009) A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of large experimental data set: *Journal of Metamorphic Geology*, 27, pp. 495-508.
- Nakamura D. Grt-Cpx Spreadsheet <http://www.sky.sannet.ne.jp/minadai/ToolE.htm> (Consultado Dic. 2014)
- Newton, R.C.; Smith, J.V.; Windley, B.F. (1980) Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth: *Nature*, Vol. 288.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1978) El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas a los Cañones del Novillo y de la Peregrina, área de estudio de Ciudad Victoria, Tamaulipas: UNAM Instituto de Geología Revista, vol. 2, núm. 1, p. 19-30.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1981) Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, Vol. 20-3, pp. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1984) Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite Complex of southern Mexico: *Precambrian Research*, Vol. 23, issues 3-4, pp. 377-393.
- Ortega-Gutiérrez, F.; Ruiz, J.; Centeno-García, E. (1995) Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the Paleozoic: *Geology* 23, 1127-1130.
- Ortega-Obregón, C.; Keppie, J.D.; Solari, L.A.; Ortega-Gutiérrez, F.; Dostal, J.; Lopez, R.; Ortega-Rivera, A.; Lee, J.W.K.(2003) Geochronology and Geochemistry of the ~917 Ma, Calc-alkaline Esla Granitoid Pluton (Oaxaca, Southern Mexico): Evidence of Post-Grenvillian Subduction along the Northern Margin of Amazonia: *International Geology Review*, Vol. 45, p. 596-610.

- Pattchet, P.J; Ruiz, J. (1987) Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology 96, 523-528.
- Perchuk, L. L; Lavrent'eva, I. V. (1983) Experimental investigation of Exchange equilibria in system cordierite-garnet-biotite: Saxena, S. K.: Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions.
- Powell, R; Holland, T. J. B. (2008) On thermobarometry: Journal of Metamorphic Petrology, Vol. 26, Issue 2, pp. 155-179.
- Putirka, K. Grt- Clinopyroxene spreadsheet. <http://www.fresnostate.edu/csm/ees/faculty-staff/putirka.html> (Consultado Dic 2014)
- Richardson, S. W; Gilbert, M. C; Bell, P. M. (1969) Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminum silicate triple point: American Journal of Science, Vol. 267, p.p. 259-272
- Rigby, M.J; Droop, G.T.R. (2011) Fluid-absent melting versus CO₂ streaming during the formation of polydeformed granulites: A review of insights from cordierite fluid monitor: in van Reenen, D.D; Kramers, J.D.; McCourt, S.; Perchuck, L.L. Origin and Evolution of Precambrian High-Grade Terranes, with Special Emphasis on the Limpopo Complex of Southern Africa: Geological Society of America Memoir 207
- Rino, S.; Kon, Y.; Sato, W.; Maruyama, S.; Santosh, M.; Zhao, D. (2008) The Grenvillian and Panafrican orogens: World's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume: Gondwana Research 14, 51-72
- Rivers, T. (1997) Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications: Precambrian Research 86, 117-154.
- Rivers, T. (2008) Assembly and preservation of lower, mid and upper orogenic crust in the Grenville Province- Implications for the evolution of large hot long-duration orogens: Precambrian Research 167 237-259.
- Roberts, S.J; Ruiz, J. (1989) Geochemistry of Exposed Granulite Facies Terrains and Lower Crustal Xenolith in Mexico: Journal of Geophysical Research, Vol. 94, 7961-7974

- Rudnick, R.L.; MacLennan, S.M.; Taylor, S.R. (1985) Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terranes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Volume 49, Issue 7. 1645-1655.
- Rudnick, R. L.; Presper, T. (1990) Geochemistry of intermediate /- to high-pressure granulites: in Vielzeuf, D; Vidal, Ph. *Granulites and Crustal Evolution: NATO Series*.
- Ruiz, J; Patchett, P. J; Ortega-Gutiérrez, F. (1988) Proterozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *GSA Bulletin.*, vol. 100, no. 2
- Santosh, M; Wada, H. (1993) Microscale isotopic zonation in graphite crystals: Evidence for channeled CO influx in granulites. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 119, 19-26
- Sawyer, E. W. (1999) Criteria for the recognition of partial melting: *Phys. Chem. Earth*, Vol 24, No. 3, pp. 269-279.
- Sawyer, E. W; Cessare, B; Brown, M. (2011) When the continental crust melts: *Elements*, Vol. 7, No. 4.
- Sheppard, S; Rasmussen, B.; Muhling, J.R.; Farrel, T.R.; Fletcher, I.R. (2007) Grenvillian-aged orogenesis in the Paleoproterozoic Gascoyne Complex, Western Australia: 1030-950 Ma reworking of the Proterozoic Capricorn Orogen: *Journal of metamorphic geology* 25, 477-494.
- Simpson, C; Wintsch, R. P. (1989) Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite: *Journal of Metamorphic Geology*, 7, pp. 261-275.
- Solari, L.A; Keppie, J.D; Ortega-Gutiérrez, F; Cameron, K.L; Lopez, R; Hames, W.E. (2003) 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen: *Tectonophysics* 365, 257-282
- Stíská, P; Powell, R. (2005) Does ternary feldspar constrain the metamorphic conditions of high-grade meta-igneous rocks? Evidence from orthopyroxene granulites, Bohemian Massif: *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 627-647.
- Streepey, M.M.; Johnson, E.L.; Mezger, K.; van der Pluijm, B.A. (2004) Early History of the Carthogene-Colton Shear Zone, Grenville Province, Northwest Adirondacks, New York (U.S.A.): *The journal of Geology*, Vol. 109, No.4, 479-492.

- Thomas, J. B; Watson, E. B; Spear, F. S; Shemella, P. T; Nayak, S. K; Lanzirotti, A. (2010) Titanium under pressure, The effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz: *Contributions to Mineralogy and Petrology*,
- Thomkins, H. S; Powell, R; Ellis, D. J. (2007) The pressure dependence of zirconium-in-rutile thermometer: *Journal of Metamorphic Geology*, 25, pp. 703-713.
- Thompson, A. B. (1990) Heat, fluids, and melting in the granulite facies: in Vielzeuf, D; Vidal, Ph. *Granulites and Crustal Evolution: NATO Series*
- Tohver, E.; Teixeira, W.; van der Pluijm, B.A.; Geraldes, M.C.; Bettencourt, J.S.; Rizzotto, G. (2006) Restored transect across the exhumed Grenville orogen of Laurentia and Amazonia, with implication for crustal architecture: *Geology* 34; 669-672.
- Tohver, E.; van der Pluijm, B.A.; Mezger, K; Essende, E.; Scandolâra, J.E.; Rizzotto, G. (2004) Significance of the Nova Brasilândia metasedimentary belt in western Brazil: Redefining the Mesoproterozoic boundary of the Amazon craton: *Tectonics*, Vol. 23.
- Tohver, E.; van der Pluijm, B.A.; der Voo, R.; Rizzotto, G.; Scandolâra, J.E. (2002) Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia.
- Tohver, E.; van der Pluijm, B.A.; Scandolâra, J.E.; Essende, E. (2005) Late Mesoproterozoic Deformation of SW Amazonia (Rondônia, Brazil): Geochronological and Structural Evidence for Collision with Southern Laurentia: *The Journal of Geology*, vol. 113, 309-323.
- Tollo, R. P. (2005) *Grenvillian Orogeny*: Elsevier.
- Tolson, G. (2007) The Chacalapa fault, southern Oaxaca, México: *GSA Special Papers*, V. 422, p. 343-357.
- Touret, J.L.R (2009) Mantle to lower-crust fluid/melt transfer through granulite metamorphism: *Russian Geology and Geophysics* 50
- Touret, J.L.R.; Huizenga (2011) Fluids in granulites: in van Reeneen, D.D; Kramers, J.D.; McCourt, S.; Perchuck, L.L. *Origin and Evolution of Precambrian*

High-Grade Terranes, with Special Emphasis on the Limpopo Complex of Southern Africa: Geological Society of America Memoir 207

- Touret, J.L.R; Huizenga, J.M. (2012) Fluid-assisted granulite metamorphism: A continental journey: *Gondwana Research* 21.
- Trainor, R.J; Nance, R.D; Keppie, J.D. (2011) Tectonothermal history of the Mesoproterozoic Novillo Gneiss of eastern Mexico: support for a coherent Oaxaquia microcontinent: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 28, núm. 3, p. 580-592.
- Vanderhaeghe, O. (2001) Melt segregation, pervasive melt migration and magma mobility in the continental crust: The structural record from pores to orogens: *Phys. Chem. Earth*, Vol. 26, No.4-5, pp. 213-223.
- Vanderhaeghe, O. (2009) Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts: *Tectonophysics*, 477, 119-134.
- Varela, R.; Basei, M.A.S.; González, P.D.; Sato, A.M.; Naipauer, M.; Neto, M.C.; Cingolani, C.A.; Meira, V.T. (2011) Accretion of Grenvillian terranes to the southwestern border of the Río de la Plata craton, western Argentina: *Int. J. Earth Sci (Geol Rundsch)* 100, 243-272.
- Vernon, R.H. (2011) Microstructures of melt-bearing regional metamorphic rocks: in van Reenen, D.D; Kramers, J.D.; McCourt, S.; Perchuck, L.L. *Origin and Evolution of Precambrian High-Grade Terranes, with Special Emphasis on the Limpopo Complex of Southern Africa: Geological Society of America Memoir 207*
- Vielzeuf, D; Clemens, J. D; Pin, C; Moinet, E. (1990) Granites, Granulites, and Crustal Differentiation: in Ed. Vielzeuf, D; Vidal, Ph, *Granulites and Crustal Evolution NATO Series*.
- Vielzeuf, D; Holloway, J. R. (1988) Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, pp. 257-276.
- Yuguchi, T; Nishiyama, T. (2008) The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan: *Lithos*, 106, pp. 237-260.

- Wark, D. A; Watson, E. B. (2006) TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer: Contributions to Mineralogy and Petrology, 152, pp. 743-754
- Watson, E. B; Wark, D. A; Thomas, J. B. (2006) Crystalization thermometer for zircon and rutile: Contributions to Mineralogy and Petrology, 151, pp. 413-433
- Weber, B; Hecht, L. (2000) Mineralogy, chemistry, and Sm-Nd isotopes of Proterozoic Fe-oxide ores from the Guichicovi complex of south-eastern Mexico: Müncher Geol. Heftte
- Weber, B; 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, 245-262.
- Weber, B; Scherer, E.E; Schulze, C; Valencia, V.A; Montecinos, P; Mezger, K; 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, 149-162.
- Whitney, D. L; Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals: American Mineralogist 95, p. p. 185-187.
- Wilkinson, J. J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits: Lithos, 55, p.p. 229-272.
- Zachar, J; Tóth, T. M. (2001) Myrmekite-bearing gneiss from the Szghalom dome (Pannonian Basin, SE Hungary). Part I.: Myrmekite formation theories: Acta Mineralogica-Petrographica, Vol. 42, pp. 33-37.
- Zack, T; Moraes, R; Kronz, A. (2004) Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer: Contributions to Mineralogy and Petrology, 148, pp-. 471-488.