

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



Estudio petrológico del Complejo Xolapa, en la región de Santa María Ipalapa, Oaxaca.

Tesis que para obtener el título de
Ingeniero Geólogo

Presenta
Fabián Gutiérrez Aguilar

Director de Tesis
Ing. Alfredo Victoria Morales

Ciudad Universitaria, D.F., Octubre, 2015

Para:

Horte, Caro y Mire†

Vuelve también la cotidiana historia: mi voz, mi rostro, mi temor, mi suerte.

¡ Ah, si aquel otro despertar, la muerte, me deparara un tiempo sin memoria de mi nombre y de todo lo que he sido! ¡ Ah, si en esa mañana hubiera olvidado!

Jorge Luis Borges

Agradecimientos

A ti Horte por ser mi gran inspiración día con día. Por apoyarme siempre en esta gran aventura y guiarme en todo momento, definitivamente no lo hubiese logrado sin ti. Por todos los momentos de fracaso, tristeza, alegría pero en especial en los triunfos en los cuales siempre estuviste presente, fuerte y sincera haciendo de ti eso que eres, una gran hermosa mujer.

A ti Caro por ser esa niña tan linda, sincera e inteligente, otorgando siempre tus consejos tan nobles y sinceros. Admiro en ti tu capacidad infinita por siempre salir adelante, provocando que seas mi hermana favorita.

A ti Mire que estás más presente que nunca. Jamás olvidaré aquellos hermosos momentos que vivimos juntos, ¿Cómo olvidar la primera vez que manejamos juntos en carretera? Por siempre en mi corazón y mi mente.

A Gerardo y Raúl por ser mis hermanos de vida, por las bellas aventuras y por los momentos salvajes que están por llegar. Gracias.

A Bety, Ale, Bea y Dario por ser los mejores amigos arquitectos del mundo y por todos los instantes de risas que he vivido a su lado. Davidsito, Angelo, Alex, Yair, Fer, Metli, Elsy, Sergio, Navik, Benyi, por brindarme su amistad, risas y pláticas que sin duda crearon instantes inolvidables. Davidsote, Vic, Chiki, Sobe, Karli, Andi, con los que compartí grandes momentos durante este viaje en la Facultad. Gracias. A Pancho, Emmanuel, Elder, Alam, Boni, Sr. Adán Castro por los tan agradables momentos que compartieron conmigo, por su apoyo y consejos a lo largo de toda mi estancia en la Facultad.

A mis sinodales, Dr. Dante Morán Zenteno por tan grandes clases que me impartió durante mi estancia en la Facultad. Al Dr. Enrique González Torres por su gran amabilidad como persona y por sus valiosas correcciones para que mejoren este trabajo. A la M en C. Gabriela Solís Pichardo por su valioso apoyo durante la preparación química de las muestras analizadas, definitivamente admiro su profesionalismo hacia lo que usted hace. Al Ing. Teodoro Hernández Treviño por las pláticas tan interesantes acerca del Complejo Xolapa y por su valioso apoyo durante la preparación mecánica de las muestras. A todos ustedes les reitero mi más profunda admiración. Al M. en C. Roberto Maldonado Villanueva, por su incondicional apoyo para la realización de esta tesis. Pero sobre todo te agradezco por mostrar ese amor hacia las rocas metamórficas y enseñarme a observar desde otro punto de vista a la Petrología Metamórfica. Gracias Roberto.

Al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) por todo el gran apoyo brindado durante la preparación mecánica y química de las muestras analizadas. Al Dr. Carlos Ortega Obregón por su gran amabilidad y ayuda durante la realización de los fechamientos isotópicos en el LEI, al Ing. Carlos Linares por el apoyo en la obtención de datos geoquímicos mediante microsonda en el LUP.

A Lulú, Cesar, Dra. León, Dra. Mitra, Dra. Maquez, Dra. Ortega, Irma Pérez, por ser grandes compañeros de trabajo y por su apoyo durante toda mi estancia en la oficina. Gracias.

A mi alma mater por dejarme ser nuevamente parte de ella. A la Facultad de Ingeniería por su grandeza y a mis profesores que me brindaron todos sus conocimientos en este mundo hermoso llamado Geología.

Al proyecto PAPIME 103912 por toda la ayuda otorgada para la realización de este trabajo.

Y por último y no menos importante al Ing. Alfredo Victoria Morales, por brindarme la gran oportunidad de formar parte de su equipo de trabajo y por el apoyo total recibido durante todo este tiempo. Sinceramente te admiro por lo que eres y estoy más que complacido por hacerme ver la vida desde tu punto de vista, por tu gran calidad como profesor pero en especial por ser un gran amigo. Gracias infinitas, Alfred.

Resumen

1. Introducción	1
2. Marco Teórico	2
2.1 Márgenes convergentes	2
2.2 Fusión parcial	7
2.3 Reacción de fusión por saturación de H ₂ O	8
2.4 Reacción de fusión por sub-saturación de H ₂ O	9
2.5 Trayectorias P-T-t	11
3. Marco Geológico	12
3.1 Terreno Xolapa	12
3.2 Complejo Xolapa	13
4. Problemática	16
4.1 Objetivos	18
4.2 Metodología	18
4.2.1 Trabajo de campo	18
4.2.2 Trabajo analítico	19
4.2.2.1 Petrografía	19
4.2.2.2 Microsonda electrónica	20
4.2.2.3 Trituración de y descostre de muestras	20
4.2.2.4 Separación de minerales	21
4.2.2.5 Cuarteado y homogeneizado de muestras	22
4.2.2.6 Pesado, spike y digestión	22
4.2.2.7 Separación de elementos Rb, Sr y REE	23
4.2.2.8 Separación de elementos Sm y Nd	24
4.2.2.9 Catodoluminiscencia	25
4.2.2.10 Mediciones de Sm-Nd y U-Pb	26
5. Unidades Litológicas	27
5.1 Anfibolitas	27
5.2 Esquistos de biotita	29
5.3 Cuerpos graníticos	31
5.4 Esquistos pelíticos (Metatexita)	31
6. Análisis Petrográfico	34
6.1 Anfibolitas	36

6.2 Esquistos de biotita	38
6.3 Cuerpos graníticos	40
6.4 Esquistos pelíticos (Metatexita)	43
7. Química Mineral	46
7.1 Micas	46
7.2 Granate	48
7.3 Plagioclasas	51
7.4 Anfíbol	52
7.5 Ilmenita	52
8. Termobarometría	58
8.1 Termobarometría convencional	58
8.2 Mecanismos de re-equilibrio	58
8.3 Reacciones de intercambio	59
8.4 Reacciones de transferencia neta	59
8.5 Termobarometría de multi-equilibrio	59
8.6 Caso de estudio	60
8.7 Termómetros grt-bt y grt-hbl	61
8.8 Barómetros grt-sil-plg-qz y grt-hbl-plg-qz	62
8.9 Intersecciones P-T	63
8.10 Termobarometría de multi-equilibrio (caso de estudio)	64
9. Geocronología	67
9.1 Anfibolita con granate	67
9.2 Leucosoma con granate	71
9.3 Geocronología Sm-Nd	74
10. Discusión y conclusiones	81
10.1 Complejo Xolapa en la parte sureste de México	81
10.2 Condiciones del proceso metamórfico	82
10.3 Evolución metamórfica y migmatización	85
10.4 Conclusiones	86
Referencias	88

Resumen

El Complejo Xolapa, es un basamento plutónico-metamórfico, que se extiende a lo largo de más de 600 km y 50-100 km de ancho, ubicado en las costas del Pacífico del sureste mexicano. Está compuesto por una secuencia de rocas meta-sedimentarias, meta-ígneas y migmatitas de alto grado que son intrusionadas por cuerpos plutónicos deformados.

Por su carácter representativo dos tipos de litologías fueron analizadas en el área de Santa María Ipalapa, Oaxaca. Un esquistos pelítico con granate que presenta una paragénesis mineral de biotita, sillimanita, plagioclasa, feldespato-k y granate. Una anfibolita con granate que está constituida por anfíbol, plagioclasa, biotita y granate.

Los porfidoblastos de granate en el esquistos pelítico presentan formas subedrales con un incremento de almandino y piropo en el núcleo $\text{Alm}_{(74-75)}\text{Sps}_{(7-10.1)}\text{Pyr}_{(12.1-12.5)}\text{Grs}_{(3.8-3.9)}$ y hacia el borde hay un incremento de espesartina $\text{Alm}_{(69-71)}\text{Sps}_{(14-19)}\text{Pyr}_{(7.9-9.6)}\text{Grs}_{(3.6-3.7)}$. Esto es reflejo de un zonamiento retrógrado. El granate en la anfibolita muestra un crecimiento con un ligero enriquecimiento en espesartina en el núcleo $\text{Alm}_{(59-60)}\text{Grs}_{(24-25)}\text{Pyr}_{(8.0-8.3)}\text{Sps}_{(7.3-7.6)}$, mientras que hacia el borde hay una disminución de éste $\text{Alm}_{(60-62)}\text{Grs}_{(23-24)}\text{Pyr}_{(8.8-9.6)}\text{Sps}_{(5.4-5.5)}$.

Los datos P-T, mediante el uso de termobarometría de multi-equilibrio en el esquistos pelítico con granate, dan como resultado 720 (°C) y 7.5 (kbar); mientras que para la anfibolita con granate, la temperatura es de 734 (°C) y una presión de 7 (kbar). Estos datos sugieren que la zona de Santa María Ipalapa alcanza un pico metamórfico en facies de Anfibolita-Granulita.

Además, se presentan nuevos datos geocronológicos de U-Pb en zircones arrojando una fecha para la edad de migmatización de 62.8 Ma. y un evento tectono-térmico, posterior a los procesos de metamorfismo y migmatización, con una edad de 33.5 Ma.

1. Introducción

Los procesos de generación, segregación, ascenso y emplazamiento de fundidos tiene repercusiones importantes en la evolución térmica y reológica de los cinturones orogénicos (Brown y Solar, 1998). La separación de un fundido a partir de un residuo sólido, junto con la migración de éstos, da como resultado la formación de migmatitas. (Brown et al., 1995). Las complejas morfologías de estructuras migmatíticas son el resultado de un cambio progresivo en la temperatura, grado de fusión parcial y de las relación con diferentes esfuerzos tectónicos (Clemens y Vielzeuf, 1987). Sin embargo, los mecanismos por los cuales estos fundidos son emplazados en la corteza son aún materia de debate (Brown, 1994).

El Complejo Xolapa representa un lugar en el que pueden ser estudiados los mecanismos de emplazamiento de fundidos que dan origen al carácter metamórfico-migmatítico de esta región en el sureste de México. Hoy en día, aún existe un debate acerca de la trayectoria en la evolución metamórfica, los procesos y el ambiente tectónico que dan origen al Complejo Xolapa. La poca información petrográfica, termobarométrica y geocronológica dificulta aún más el origen autóctono o alóctono del Complejo Xolapa.

Una de las grandes interrogantes relacionadas con el Complejo Xolapa, es si sólo evolucionó durante un evento tectono-térmico ó si evolucionó a lo largo de diferentes eventos tectono-térmicos. Es por ello que la región de Santa María Ipalapa tiene un interés debido a que se ubica en la parte central del Complejo Xolapa, pudiendo así, ser relacionada con otras áreas ya estudiadas.

Con la finalidad de entender de mejor manera la evolución metamórfica del Complejo Xolapa, se analizaron a detalle las relaciones texturales y paragenéticas de las unidades litológicas que afloran en esta región.

Además, se realizaron análisis geocronológicos que aportan nuevas datos de un evento tectono-térmico que afecto el sureste de México y por lo tanto la evolución metamórfica de las rocas de Santa María Ipalapa.

2. Marco Teórico

El estudio de terrenos anatéticos ha sido clave para entender la importancia sobre las reacciones y las condiciones de P-T que se generan durante la fusión parcial de la corteza (Brown y Solar, 1998), además de comprender de una manera más clara, la génesis de los magmas de la corteza, su segregación y posterior extracción hacia la superficie (Sawyer, 1999). Estos avances son fundamentales para la interpretación del desarrollo de la evolución de la corteza continental, en caso particular, la evolución de los orógenos continentales, donde el principal ambiente de construcción de orógenos junto con el proceso de fusión parcial son arcos continentales y zonas de colisión (Brown et al., 1995). Así, se debe tener un fundamento más a fondo sobre el proceso de fusión parcial, como un proceso dinámico, cuyo desarrollo está ampliamente relacionado con los mecanismos de construcción y/o colapso orogénicos (Maldonado-Villanueva, 2011).

2.1 Márgenes convergentes

Las márgenes convergentes y las zonas de colisión continental se caracterizan por la formación de cadenas montañosas, las cuales, son amplias áreas afectadas por deformación, metamorfismo y magmatismo (Vanderhaeghe y Teyssier, 2001). La evolución de las márgenes continentales, en el marco de la tectónica de placas, se resume en el ciclo de Wilson, donde se sostiene que la apertura y cierre de los océanos dan lugar a la formación de cadenas montañosas (Wilson, 1966). En particular, el ciclo orogénico comprende un período de colisión continente-continente o la colisión de un arco magmático hacia un continente (Dewey y Bird, 1970). Así, el ciclo orogénico se caracteriza por el engrosamiento de la corteza terrestre, maduración térmica, fusión parcial y colapso gravitacional, donde las fuentes potenciales de calor para que la fusión parcial de la corteza terrestre se consolide son: 1) un aumento del flujo de calor por convección, conducción o advección del manto, relacionado a procesos de subducción (Brown, 2002); 2) la producción interna de calor por decaimiento radioactivo (Vanderhaeghe y Teyssier, 2001) y 3) la disipación de energía mecánica generada durante la deformación (Scholz, 1980). Por lo cual, una combinación de estos procesos perturbará fuertemente el gradiente geotérmico, mediante el desplazamiento de las isotermas hacia las superficies, creando un antiforame térmico (Royden, 1993).

Vanderhaeghe, (2009) define cuatro zonas (Fig. 1) con referencia a la eficacia de los procesos de segregación de líquido/sólido vía migración de fundido, movilidad magmática y un conjunto sólido; las cuales son: 1) una zona de intrusión que se caracteriza por el emplazamiento de diques y sills graníticos; 2) zona anatética responsable de la formación de metatexitas; 3) una zona magmática correspondiente a la génesis de diatexitas y granitos heterogéneos y 4) la zona de acumulación que se caracteriza por tener una composición

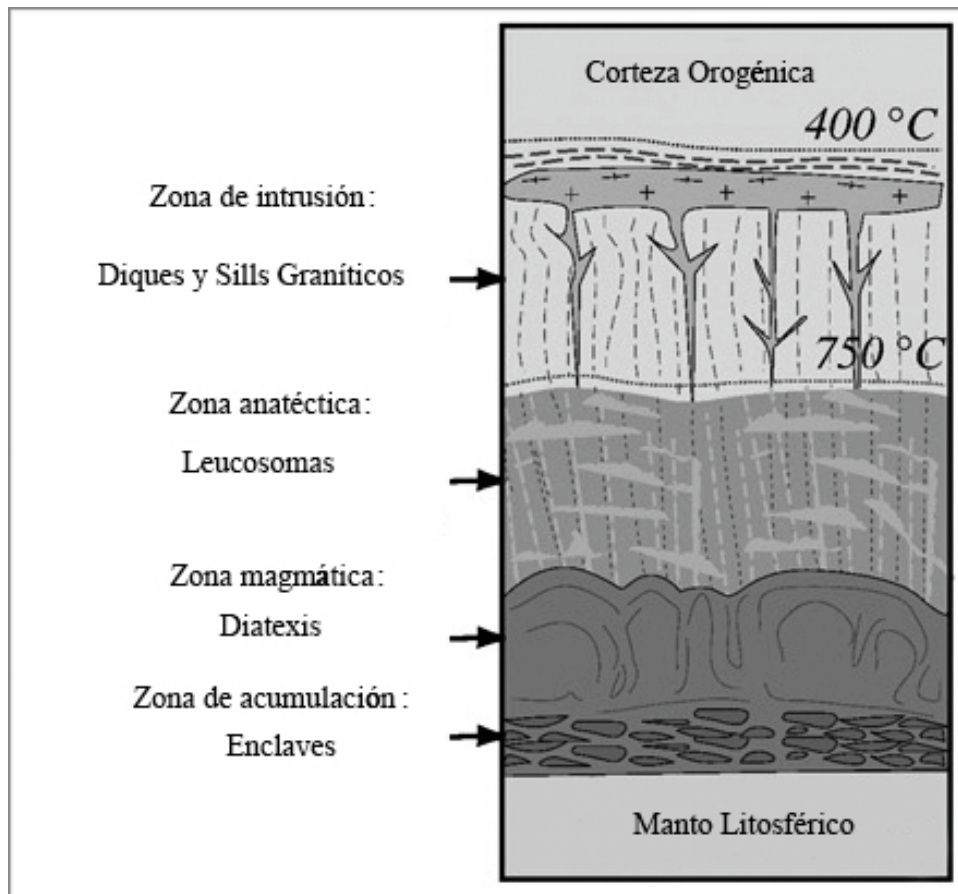


Figura 1. Imagen que muestra las cuatro zonas de segregación líquido/sólido asociadas con la fusión parcial y magmatismo en la corteza orogénica. Modificado de Vanderhaeghe (2009).

refractaria y metamorfismo en facies de granulitas (Vanderhaeghe, 2009). Además, el registro geológico de terrenos anatéticos ha sugerido que la fusión parcial y el magmatismo están ligados a la evolución termo-mecánica de cinturones orogénicos, en una variedad de situaciones tectónicas como lo son:

1) Formación de cuñas orogénicas (orogenic wedges) (Fig. 2). La formación de estos cinturones orogénicos son resultado de la acreción tectónica de terrenos dominados por rocas

sedimentarias y antiguos bloques continentales (Thompson et al., 1997). Los esfuerzos producidos durante la convergencia tectónica generan un engrosamiento en la corteza que provoca la formación de cadenas orogénicas dominadas principalmente por secuencias metapelíticas, altamente fértiles y con alta actividad radiogénica (Vielzeuf y Holloway, 1988).

El incremento de la temperatura es potencialmente asociado a la combinación de los efectos producidos por la deformación y el decaimiento radioactivo, que conduce a la fusión parcial (Brown y Solar, 1998). Esto conlleva a que los mecanismos de migración de fundido a profundidad dentro de la zona anatética, probablemente ocurra por percolación, debido a la deformación que se registra por los esfuerzos tectónicos, mientras que a niveles más someros, en la zona de intrusión, el mecanismo de migración más probable es el fracturamiento (Vanderhaeghe, 2009).

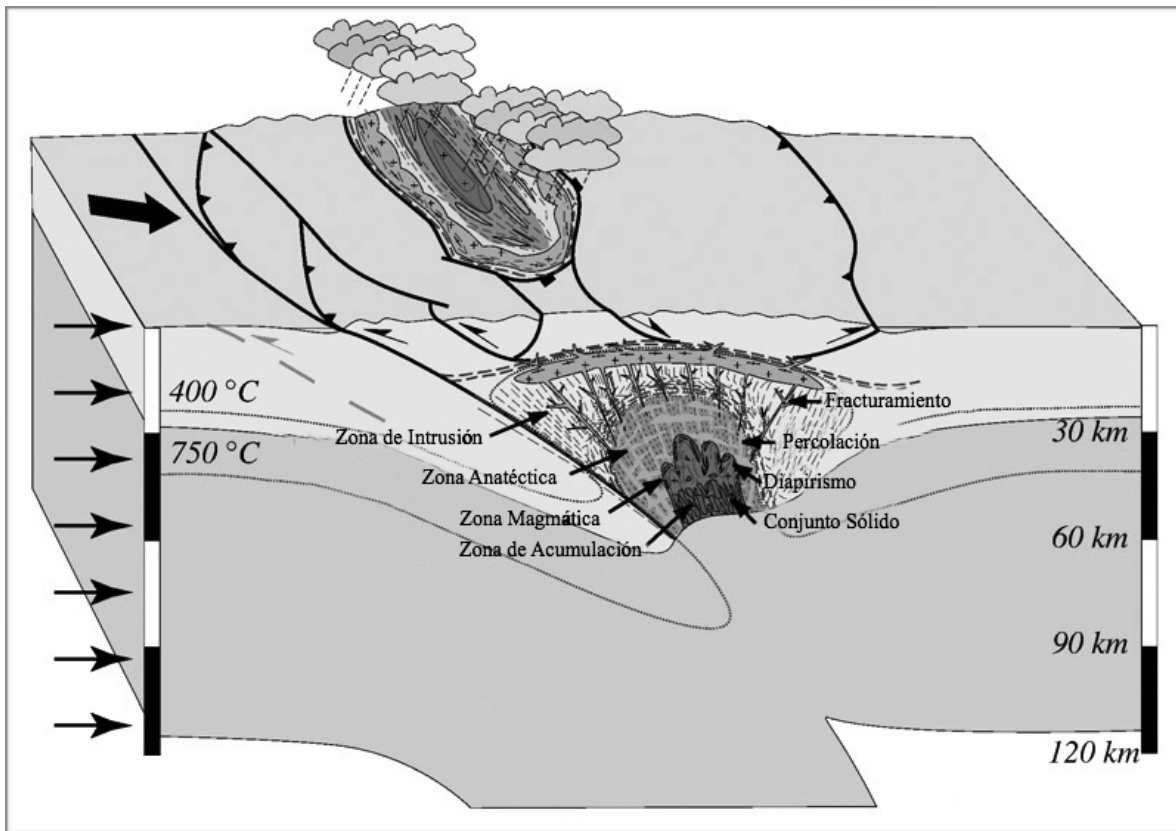


Figura 2. Modelo de cuña orogénica asociado con la fusión parcial y magmatismo. Bajo circunstancias favorables, este modelo corresponde a las etapas de la evolución termo-mecánica de cinturones orogénicos. Modificado de Vanderhaeghe (2009).

2) Interacción entre placas continentales (Fig. 3). La evolución de cinturones orogénicos durante la interacción de placas continentales corresponde a la transición de una extrusión de cuerpos migmatíticos, de un carácter vertical hacia uno lateral. Esta transición ocurre cuando el debilitamiento de la zona anatética, generada por la maduración térmica de un cinturón orogénico, alcanza un volumen crítico (Vanderhaeghe et al., 2003).

El flujo de la zona anatética corresponde a un flujo de canal lateral; eventualmente, este flujo

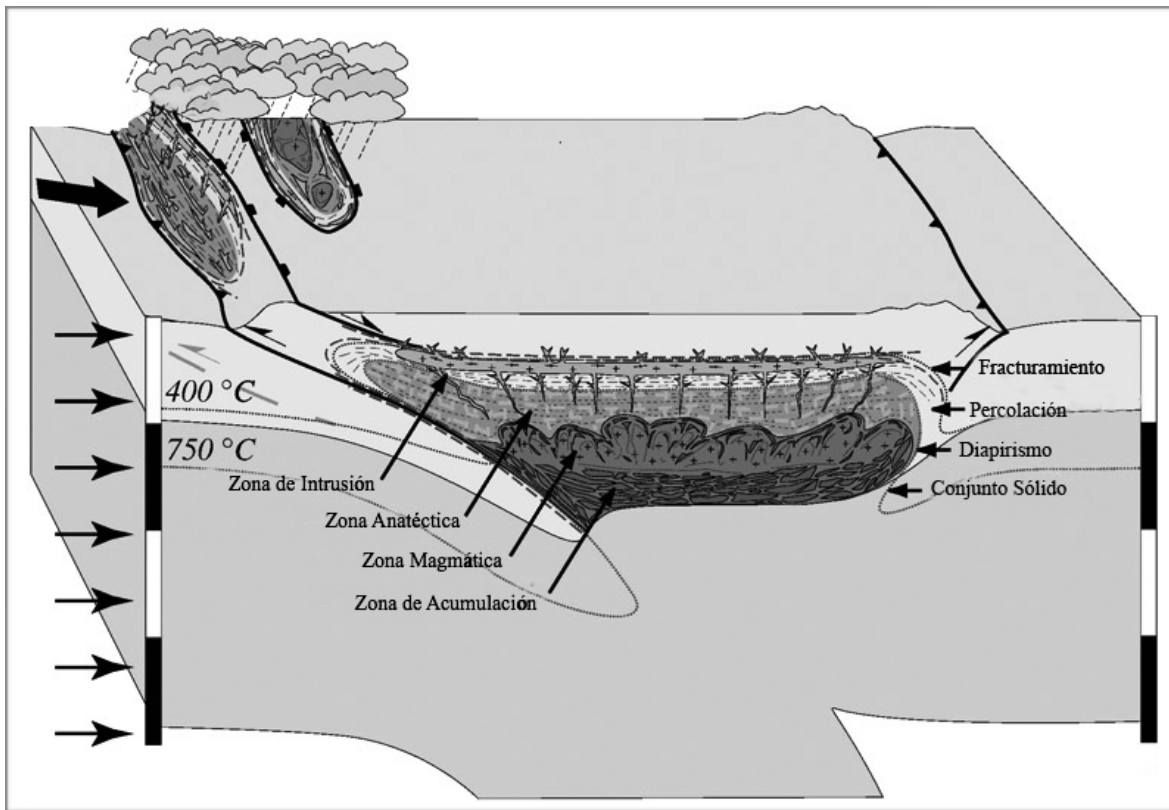


Figura 3. Modelo de interacción entre placas continentales asociado con la fusión parcial y magmatismo. Bajo circunstancias favorables, este modelo corresponde a las etapas de la evolución termo-mecánica de cinturones orogénicos. Modificado de Vanderhaeghe (2009).

conducirá a la exhumación de migmatitas y granitos por extrusión a lo largo de los bordes de placas continentales (Vanderhaeghe, 2009).

Para este caso, el flujo de fundido es controlado por las fuerzas gravitatorias que se presentan por las variaciones laterales en el espesor de la corteza (Rey et al., 2001).

Las exhumaciones localizadas en los bordes de las placas son causadas por un levantamiento y erosión local (Beaumont et al., 2001). La distribución y características texturales de vetas graníticas indican que a niveles estructurales profundos, la migración de fundido es controlado

por el proceso de percolación, junto con la deformación heterogénea de rocas anatécicas, mientras que a niveles estructurales someros, diques y sills, dan testimonio de la eficiencia de la flotabilidad del fundido que controla la migración de masa fundida (Vanderhaeghe, 2009).

3) Colapsos orogénicos (Fig. 4). La exhumación de migmatitas en la zona axial de grandes cadenas orogénicas es atribuida al colapso gravitacional, causado por una modificación en el balance de fuerzas a nivel litosférico, relacionado a dos factores: 1) cambio en la cinemática de las placas litosféricas y 2) un cambio en la distribución de masa en la litosfera (Rey et al., 2001).

El estilo de deformación acompañado en el colapso gravitacional de cinturones orogénicos,

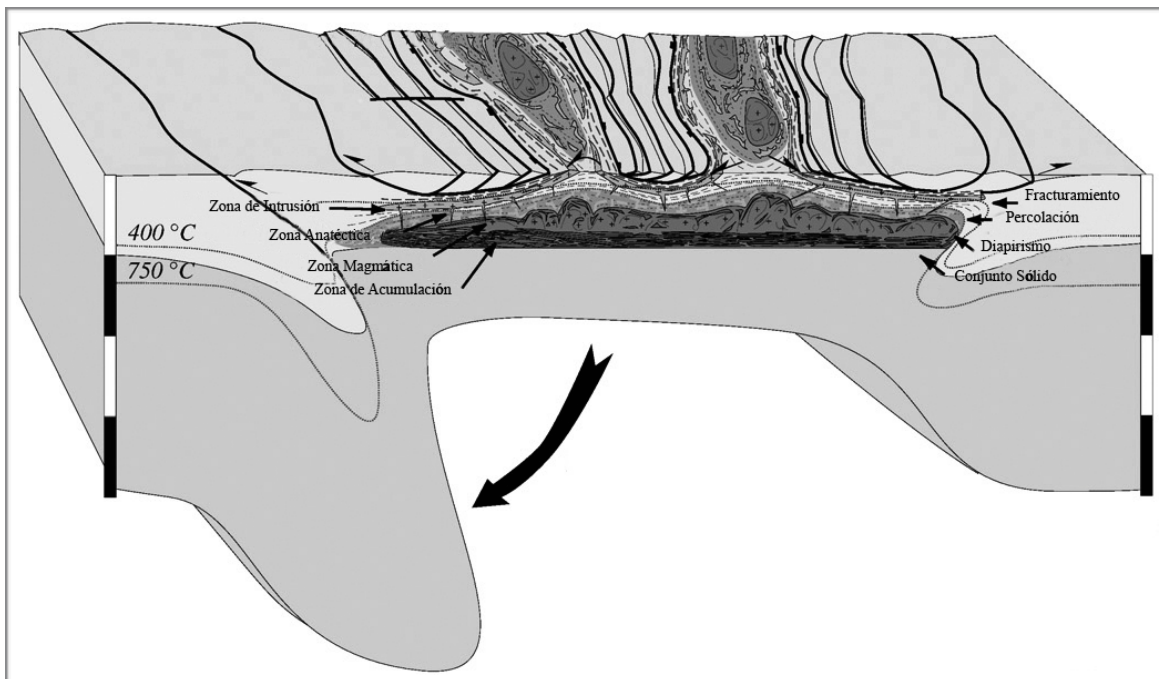


Figura 4. Modelo de colapso orogénico asociado con la fusión parcial y magmatismo. Bajo circunstancias favorables, este modelo corresponde a las etapas de la evolución termo-mecánica de cinturones orogénicos. Modificado de Vanderhaeghe (2009).

depende de la reología de la capa de la corteza donde ocurre el colapso (Rey et al., 2001).

El flujo de capas parcialmente fundidas responden predominantemente a las fuerzas de gravedad asociadas con las variaciones laterales de la corteza, a lo largo de límites horizontales. La migración de fundido y la movilidad de magma pueden ocurrir por las fuerzas de flotabilidad y gradientes de presión, inducidos por una extensión horizontal local (Vanderhaeghe, 2009).

El control de estos parámetros hacia las transiciones entre estas etapas se han discutido considerando el rol de la fusión parcial y el magmatismo, procesos que tienen como

consecuencia generar las condiciones de desarrollo de los terrenos anatéticos (Vanderhaeghe, 2009).

2.2 Fusión parcial

La fusión parcial marca el inicio de los cambios mecánicos de un sistema dominado por un estado sólido, hacia un sistema controlado por un estado líquido. Estos cambios mecánicos, generalmente ocurren en terrenos metamórficos donde la temperatura sobrepasa los 630 °C y por lo general, la fusión parcial afecta a rocas pelíticas, y graníticas; aunque, si la temperatura es lo suficientemente alta, el proceso de fusión parcial puede involucrar a rocas de composición básica (Sawyer, 1999).

El proceso de fusión parcial da inicio a medida que la temperatura incrementa, provocando que la paragénesis mineral que constituye a una roca se vuelva inestable y reaccione, generando un producto fundido, dando como resultado nuevos productos minerales.

La fusión parcial se lleva a cabo en las uniones y bordes de los minerales (Fig. 5), conforme aumenta la temperatura, en lo concerniente se crearán pequeños cúmulos de masa fundida; si se genera más temperatura a el proceso de fusión parcial, el volumen de la fracción sólida disminuirá, lo que desencadenará que los pequeños cúmulos de masa fundida se interconecten, ocasionando un incremento del fundido (Sawyer, 1999).

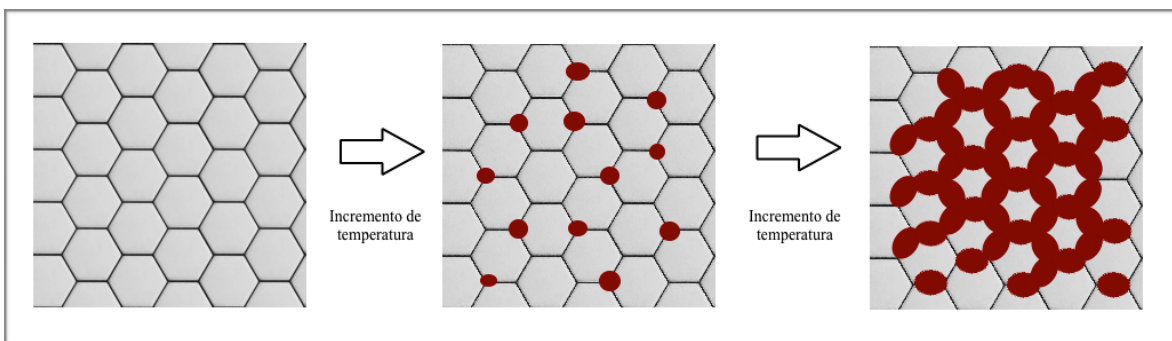


Figura 5. Diagrama esquemático que muestra el cambio en la geometría de los minerales durante la fusión. Conforme el grado de fusión se incrementa, las pequeñas acumulaciones de líquido inicial crecen lo suficiente para unirse y formar una red interconectada. Modificado de Sawyer (1999).

Una vez que se ha llevado a cabo la fusión parcial, el sistema original se convierte en un sistema compuesto por una fracción de masa fundida y una fracción de masa sólida, que en conjunto constituyen el neosoma.

El neosoma es conformado por dos estructuras: 1) minerales que no formaron parte de la reacción durante la fusión y 2) minerales que forman productos de la reacción durante la fusión. La parte que es rica en masa fundida se le nombra leucosoma y la parte que es rica en residuo se le llama melanosoma (Sawyer, 1999).

La química mineral de las rocas anatécicas y las proporciones modales, tanto del leucosoma como del melanosoma, son producto del desarrollo de cuatro procesos que se llevan durante la fusión parcial: 1) fusión parcial y segregación a pequeña escala; 2) extracción del fundido durante la fusión parcial; 3) reacción retrógrada entre el fundido y el residuo del proceso de fusión y 4) cristalización del fundido restante y liberación de compuestos volátiles (Kriegsman, 2001).

A lo largo de rutas de P y T, la cantidad de fusión producida es determinada por la fertilidad de una roca en particular y la cantidad disponible de H₂O (Thompson, 2001).

El incremento en la cantidad de H₂O disminuirá las temperaturas de fusión (Burnham, 1979).

A continuación se tratan las dos principales tipos de reacciones que son consideradas para llevar a cabo el proceso de fusión parcial.

2.3 Reacción de fusión por saturación de H₂O

La reacción más simple que envuelve a este proceso de fusión en rocas cuarzo-feldespáticas es representada por:



En donde L representa un solución líquida silicatada a la que generalmente se le refiere como fundido.

Esta reacción es un ejemplo de una fusión congruente, porque todos los componentes de la reacción se incorporan dentro de la solución líquida resultante, sin la formación de nuevos productos sólidos; así que, el líquido producido tendrá la misma composición química de la paragénesis que reacciona, incluyendo H₂O (Vernon y Clarke, 2008).

Las reacciones de fusión con saturación de H₂O tienen como característica un valor negativo en el incremento de volumen (-ΔV) y experimentalmente poseen pendientes de Clapeyron negativas (-dP/dT) (Thompson, 2001). Esto conlleva a que el fundido cristalice rápidamente y no migre a niveles corticales superficiales (Vernon y Clarke, 2008).

2.4 Reacción de fusión por sub-saturación de H₂O

El proceso de fusión por sub-saturación de H₂O ocurre en orden de un incremento de temperatura; por consiguiente, estas reacciones poseen pendientes de Clapeyron positivas (+dT/dT) y generalmente implican un aumento en el volumen generado (Thompson, 2001). Las siguientes reacciones son útiles para ilustrar los principios generales que involucran al proceso de fusión por subsaturación de H₂O:

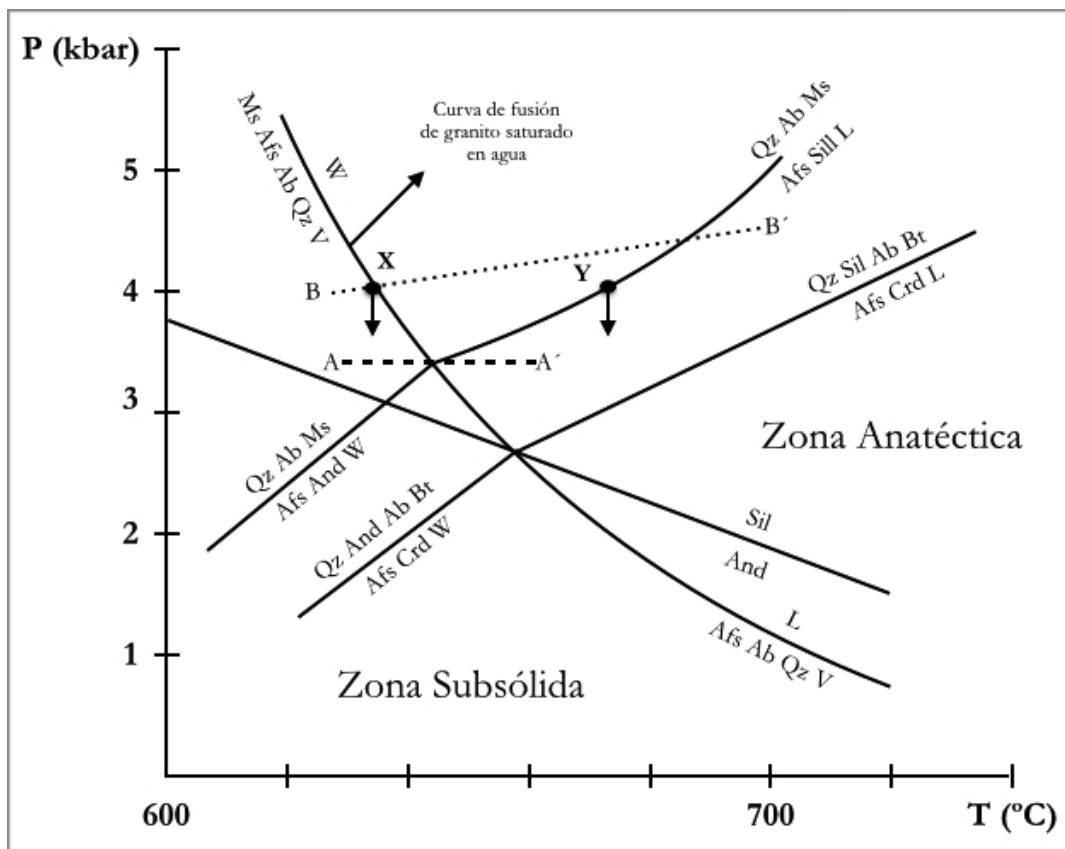
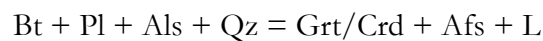
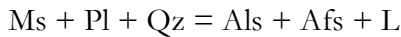


Figura 6. Reacciones de fusión determinadas experimentalmente. W= H₂O, L= Líquido silicatado (fundido), Ms= Muscovita, Pl= Plagioclasa, Qz= Cuarzo, Als= Aluminosilicatos, Afs= Feldespato-k, Bt= Biotita, Grt= Granate, Crd= Cordierita. Modificado de Thompson (2000).

La composición del líquido depende de los componentes involucrados en la reacción y de la composición de la roca involucrada. Los productos sólidos de estas reacciones resultan del hecho que

las reacciones de fusión son incongruentes (Vernon y Clarke, 2008). Algunas de las reacciones de fusión determinadas experimentalmente se ilustran en la figura 6, en donde se presentan curvas univariantes por simplicidad. Las curvas representan la fusión de $Qz + Ab + Afs$ en presencia de agua libre, así como la deshidratación de $Ms + Qz + Ab$ y de $Bt + Als + Ab + Qz$. El campo de fusión estable (zona anatética) se encuentra por encima de la curva de fusión que produce un granito saturado en agua (Vernon y Clarke, 2008).

La muscovita puede fundirse a presiones por encima de la línea A-A', la deshidratación de ésta formará sólidos + H_2O y desaparecerá a presiones menores del campo de fusión estable (Vernon y Clarke, 2008).

La pendiente negativa de la curva de fusión que produce un granito saturado en agua significa que un fundido no podrá migrar hacia niveles corticales; por ejemplo, en el punto "X" una roca no podrá migrar hacia la zona subsólida durante un decremento de presión y como resultado de este proceso cristalizará de inmediato. Esto tiene como resultado, que los procesos de fusión con saturación de H_2O típicamente no formen grandes volúmenes de cuerpos graníticos (Vernon y Clarke, 2008). En contraste, la fusión por sub-saturación de H_2O en el punto "Y" una roca que sufre un proceso de despresurización, la cristalización no será total, lo que produce grandes volúmenes de plumones graníticos (Vernon y Clarke, 2008).

Durante un incremento en la temperatura en la ruta B-B', la muscovita funde antes que la biotita, generando fundidos que pueden escapar fácilmente, debido a los grandes cambios de volumen generados durante la reacción de fusión (Vernon y Clarke, 2008).

De esta manera, la presencia y/o ausencia, la naturaleza y composición de una fase volátil, son controles importantes que manejan el rumbo de la fusión parcial (Brown, 2002). Las condiciones a profundidad provocan que las rocas tengan baja porosidad; ésto conlleva a que el proceso de fusión parcial tenga un desarrollo bajo condiciones insaturadas, mediante el proceso de deshidratación de minerales hidratados (Clemens y Vielzeuf, 1987). Por lo tanto, las rocas de la corteza varían ampliamente dependiendo del tipo y cantidad de fases hidratadas que contienen.

En general, para rocas pelíticas la deshidratación de la muscovita producirá sólo pequeñas cantidades de fusión y la biotita a altas temperaturas producirá cantidades importantes de fundido. Las rocas de composición intermedia que tienen contenido de hornblenda, son potencialmente fértiles para producir fundido, siempre y cuando existan las temperaturas necesarias para que la deshidratación de la hornblenda se lleve a cabo. Las rocas máficas y cuarzo-feldespáticas son potencialmente menos fértiles; esto dependerá de la temperatura a las cuales sean sometidas (Clemens y Vielzeuf, 1987).

Por consiguiente, el metamorfismo progresivo puede presentar diferentes reacciones de fusión, a consecuencia del aumento de temperatura y el decremento de la actividad del H₂O. Así que, la composición química del neosoma generado durante el proceso de la fusión parcial, presentará una amplia variabilidad química (Patiño-Douce y Johnston, 1991).

2.5 Trayectorias P-T-t

Los patrones de presión, temperatura y tiempo en que evolucionaron los terrenos anatéticos, han sido interpretados usando criterios tales como relaciones tectonoestratigráficas, interpretación microestructural, termobarometría y geocronología (Brown, 2002). Muchos de los terrenos anatéticos alrededor del mundo, preservan una trayectoria P-T-t en sentido horario (clockwise); este tipo de evolución metamórfica es íntimamente relacionada a un proceso de descompresión cerca del pico metamórfico (Brown, 2002).

La evolución de estas trayectorias está relacionada a factores como son: a) la trayectoria P-T que depende del comportamiento de las reacciones uninvariantes involucradas en el sistema; b) las tasas de enfriamiento y c) la cantidad de fases volátiles (Kriegsman, 2001). El proceso de retrogresión puede revertir las reacciones de deshidratación-fusión; sin embargo, es poco probable que éste se lleve a cabo, por la nula posibilidad de que esta trayectoria retrógrada cruce el mismo punto de progresión y retrogresión (Kriegsman, 2001).

3. Marco Geológico

El sureste de México representa geológicamente uno de los rasgos más enigmáticos para el discernimiento de la evolución tectónica de la geología de México. Por lo cual, esta región ha sido sujeta a numerosas investigaciones con el fin de poder interpretar los eventos geológicos que dieron lugar a su origen y a su evolución en el tiempo.

3.1 Terreno Xolapa

El Terreno Xolapa forma parte del mosaico de terrenos tectonoestratigráficos del sur de México (Fig. 7) (Ortega-Gutiérrez, 1981; Campa-Uranga & Coney, 1983). Representa un complejo plutónico-metamórfico que se extiende a lo largo de más de 600 km y 50-100 km de ancho ubicado en la costa del Pacífico del sureste mexicano (Campa-Uranga & Coney, 1983). El Terreno Xolapa es yuxtapuesto hacia el occidente por el Terreno Guerrero, el cual consiste de secuencias volcano-sedimentarias del Jurásico-Cretácico Temprano (Centeno-García et al., 1993) y plutones del Terciario al Cretácico (Schaaf, 1990). Ha sido interpretado como un arco de islas sobre-yacido en una secuencia oceánica, que registra sedimentos de la superficie continental (Centeno-García et al., 1993).

Hacia el límite central se localiza el Terreno Mixteca, el cual está constituido por una secuencia de rocas de esquistos pelíticos, esquistos verdes, migmatitas y porciones ofiolíticas eclogitizadas, las cuales registran múltiples eventos de deformación (Ortega-Gutiérrez et al., 1999). La interpretación de la evolución tectónica del Terreno Mixteca se ha relacionado con la convergencia y subsecuente colisión entre Gondwana y Laurentia, dando como resultado el cierre de una o múltiples cuencas oceánicas entre los océanos Iapetus y Reico durante el Ordovícico-Silúrico (Ortega-Gutiérrez et al., 1999). En el límite oriental se encuentra el Terreno Oaxaqueño, que es constituido por rocas precámbricas en Facies de Granulita, por lo cual, es el terreno tectonoestratigráfico más antiguo de México y ha sido interpretado como un microcontinente, el cual representa el basamento de México (Ortega-Gutiérrez, 1981). El contacto del Terreno Xolapa con el mosaico de terrenos adyacentes es complejo, ya que, envuelve zonas de falla normal y zonas de cizalla transtensional izquierda (Riller et al., 1992; Tolson, 2005). El límite sur del Terreno Xolapa coincide con la margen del Pacífico en el sur de México. Este límite ha tenido diversas interpretaciones tectónicas; Morán-Zenteno et al.,

(1996) refiere a un escenario en el cual existió compresión extensional aunado con un desplazamiento lateral. Pindel & Barret (1990) asocian al Terreno Xolapa con el desarrollo de la placa del Caribe y América Central.

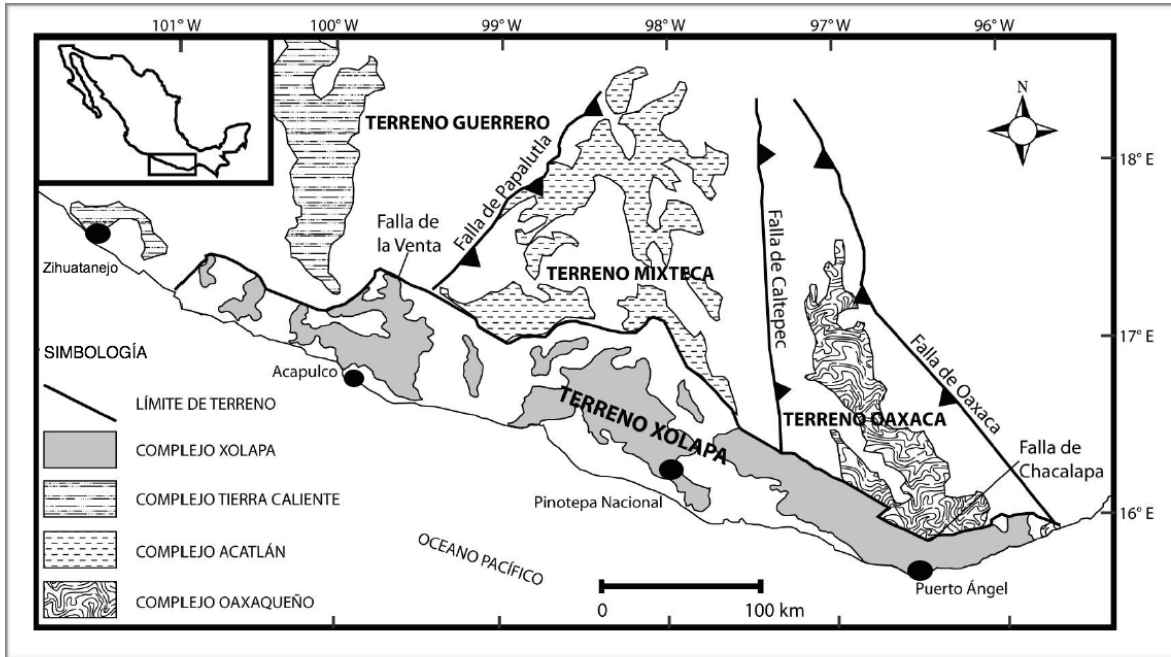


Figura 7. Mapa regional del sur de México. Se muestra la distribución de los diferentes complejos metamórficos así como sus límites regionales delimitados por fallas regionales Modificado de Tolson (2005).

3.2 Complejo Xolapa

El basamento del Terreno Xolapa es representado por el Complejo Xolapa, el cual fue descrito en primera instancia por De Cserna (1965) como una secuencia de rocas metasedimentarias y metaígneas de alto grado que son intrusionadas por cuerpos plutónicos deformados, en el área de Tierra Colorada-Acapulco. Posteriormente, Ortega-Gutiérrez (1981) además de reportar rocas de carácter migmatítico en la región de Puerto Escondido y Pinotepa Nacional, interpreta al Complejo Xolapa como una porción mesocortical de un arco magmático. El estudio de la Barranca de Xolapa, permitió distinguir dos fases de deformación dúctil, que tienen interpretación en un carácter sin-metamórfico y una de plegamiento post-metamórfico (Alaniz-Álvarez y Ortega-Gutiérrez, 1997). Los detalles isotópicos y geocronológicos de las rocas metamórficas y plutónicas de la región de Tierra Colorada-Acapulco son presentados por Moran-Zenteno (1992) donde se documentan edades del Jurásico Tardío-Cretácico para los

ortogneises, además de documentar una edad para el plutonismo postmetamórfico de edad Eoceno-Oligoceno. Años después son presentados nuevos datos geocronológicos e isotópicos para zircones por Herrmann et al, (1994) quienes encuentran la presencia de zircones heredados de una componente continental proterozoica e interpretan su relación con los complejos Acatlán y Oaxaqueño adyacentes al Complejo Xolapa.

Estudios petrológicos detallados fueron llevados a cabo en las rocas del Complejo Xolapa en la región de Puerto Escondido- Puerto Ángel, donde se establecen las condiciones del proceso metamórfico-migmatítico, las cuales se llevan a cabo a temperaturas entre 830 °C y 900 °C y a presiones entre 6 y 9 kbar (Corona-Chávez et al. 2006). Se documentan cuatro eventos de deformación, destacando una fase de acortamiento con vergencia hacia el norte en el Cretácico tardío y el Paleoceno, además de registrarse distintos eventos de magmatismo de arco; ésto se estudia en el área de Tierra Colorada (Solarí et al., 2007). En la región de Tierra Colorada-Acapulco se realizó un estudio geoquímico, estructural y geocronológico, los cuales arrojan como resultado el reconocimiento de tres fases de deformación dúctil que se relacionan al proceso metamórfico-migmatítico con edad de 133 Ma para este evento (Pérez-Gutiérrez, 2009). En ese mismo año, Cerca et al. (2009) indican una fase transpesiva de edad Cenozoica que da como origen a un proceso orogénico y quizás la temprana exhumación del Complejo Xolapa.

Maldonado-Villanueva (2011), con base en las relaciones de fase mineral, permite determinar las condiciones de P-T de asociaciones texturales-mineralógicas relacionadas con la formación de neosomas y acotar los intervalos P-T de equilibrios suprasólidos preservados en la región de Cacahuatpec-Amuzgos en Oaxaca. Dichas condiciones de P-T máximas de equilibrio se calcularon en 773 ± 14 °C y 7.5 ± 0.2 kbar.

En años más recientes, Talavera et al. (2013) proponen un modelo de la evolución tectónica del Complejo Xolapa (Fig. 8), indicando que el éste evoluciona a partir de una cuenca delimitada por terrenos del sur de México y el Bloque Chortis. La yuxtaposición y posterior acrecimiento del arco del Terreno Guerrero durante el Cretácico Tardío, provocó y generó un engrosamiento, metamorfismo y migmatización a niveles de corteza media. La exhumación del Complejo Xolapa inició durante el Paleoceno provocado por el despegue y migración del Bloque Chortis.

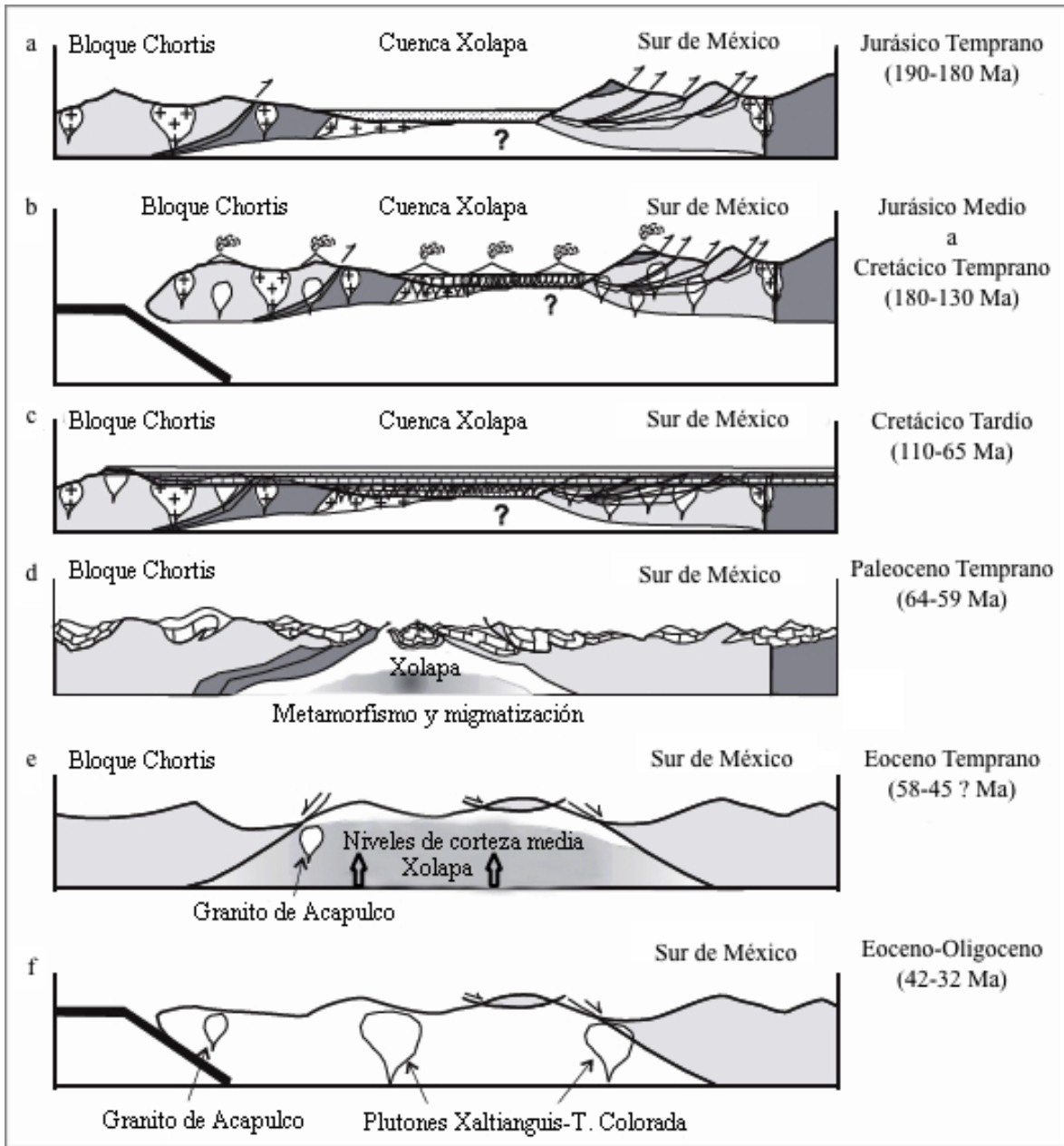


Figura 8. Evolución tectónica del Terreno Xolapa. a) Acumulación de sedimentos en la cuenca Xolapa, delimitada por terrenos del sur de México y el Bloque Chortis. b) Magmatismo de arco intrusionando sedimentos y plutonismo registrado en el Sur de México y Bloque Chortis. c) Depósito de plataformas carbonatadas y turbiditas. d) Interacción del Bloque Chortis con Xolapa produciendo metamorfismo de alto grado y migmatización. e) Exhumación parcial de Xolapa causado por el despegue y migración del Bloque Chortis. f) Inicio de subducción detrás del Bloque Chortis durante su migración y translación hacia la Placa del Caribe. Modificado de Talavera et al. (2013).

4. Problemática

Hoy en día es difícil esclarecer con exactitud las incógnitas geológicas que envuelven la evolución en el sur de México. Uno de los problemas que se presentan en el Complejo Xolapa es ser uno de los complejos metamórficos más grandes de México, ya que éste abarca cerca de los 600 km a lo largo del Pacífico mexicano. Aunado a esto, se le añade la escasa información científica de criterios, como lo son: cartográficos, petrológicos, estructurales y geoquímicos, por lo cual, la suma de estas problemáticas relacionada a el origen y evolución del Complejo Xolapa sigue aún en debate. Esto conlleva a plantear una interrogante clave: ¿es posible que el área total del Complejo Xolapa evolucionara bajo un mismo régimen metamórfico? Pregunta que tiene repercusión directa en el esclarecimiento de la historia del Complejo Xolapa. Además, el carácter migmatítico del Complejo Xolapa genera diferentes e importantes cuestionamientos acerca de la evolución migmatítica como: ¿qué eventos tectónicos pudieron originar las condiciones tectonotérmicas que afectaron al Complejo Xolapa?, ¿cómo fueron los procesos de fusión parcial que generaron el carácter migmatítico del Complejo Xolapa?, ¿cuáles fueron los mecanismos que produjeron la exhumación del Complejo Xolapa? y ¿cuánto tiempo duró el proceso de migmatización en el Complejo Xolapa? Las respuestas a estas preguntas son fundamentales para poder reconstruir una trayectoria metamórfica P-T-t que se adapte a rigurosos criterios geológicos. Sin embargo, se debe tener cuidado, ya que, el generalizar una sola trayectoria P-T-t a toda el área que comprende el Complejo Xolapa puede generar una mala interpretación en la evolución metamórfica (Maldonado-Villanueva, 2011).

La zona de estudio, donde se realizó el presente trabajo, es una región con escasos trabajos geológicos, lo cual permite que recaiga un interés en poder describir la geología de la región.

La zona de estudio (Fig. 9) se localiza al sureste del estado de Oaxaca en el municipio de Santa María Ipalapa, en el distrito de Putla. Limita al norte con Santa María Zacatepec; al sur con San Antonio Tepetlapa, San Pedro Atoyac y San Sebastián Ixcapa; al poniente con San Pedro Amuzgos y San Sebastián Ixcapa; al oriente con La Reforma. La zona de estudio está delimitada por las coordenadas geográficas 590,000 a 610,000 mE y 1,830,000 a 1,840,000 mN. Desde la Ciudad de México existen 3 vías de acceso, sin embargo, solamente se da detalle de la ruta con menor tiempo de traslado. Consiste en incorporarse a la avenida de los Insurgentes Sur y tomar la carretera 95, la cual conduce a las ciudades de Cuernavaca en el estado de Morelos, Chilpancingo y Acapulco en el estado de Guerrero.

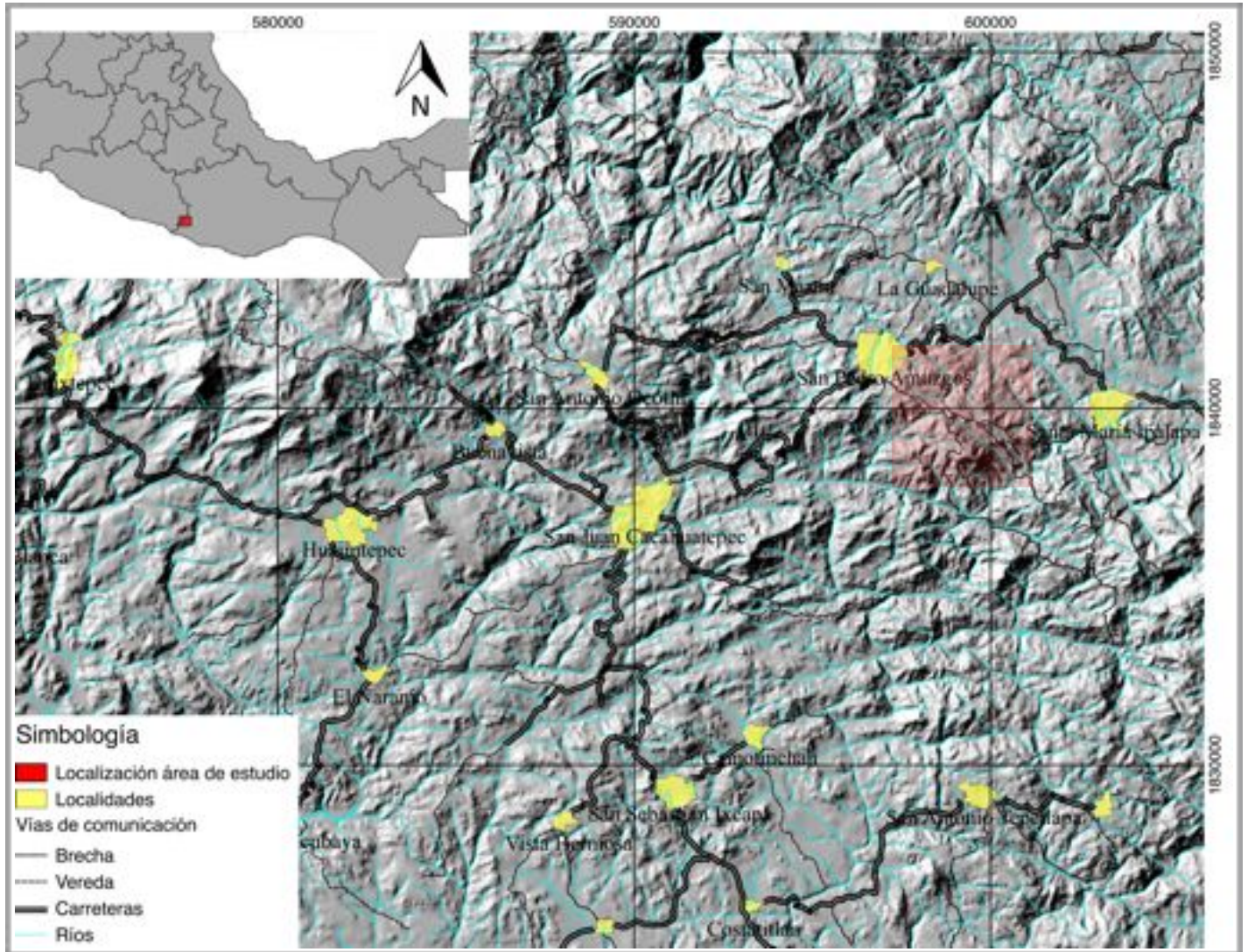


Figura 9. Mapa digital de elevación de ubicación de la zona de estudio (sombreado en rojo), en el estado de Oaxaca, en la región de Santa María Ipalapa. Además se muestran las principales vías de comunicación terrestres.

En la ciudad de Acapulco se toma la carretera 200 la cual conduce hacia Pinotepa Nacional pasando por las localidades de San Marcos, Copala, y Marquelia en el estado de Guerrero. Una vez cruzando el Puente Río Quetzala se debe tomar la desviación hacia la izquierda en dirección hacia Ometepec y tomar la carretera 125, la cual cruza los municipios de San Juan Cacahuatpec y San Pedro Amuzgos en el Distrito de Putla en el estado de Oaxaca. Aproximadamente a 5 km de San Pedro Amuzgos se localiza la desviación hacia el municipio de Santa María Ipalapa. Los afloramientos del área de estudio se localizan hacia el sureste del poblado de Santa María Ipalapa, a lo largo de el río llamado El Camarón.

4.1 Objetivos

Los objetivos propuestos para este trabajo de tesis son los siguientes:

- Geo-referenciar las muestras colectadas en la región Santa María Ipalapa que formarán parte de la colección del proyecto PAPIME PE-103912 y que servirán como apoyo para el aprendizaje de la Petrología Metamórfica en la Facultad de Ingeniería de la UNAM.
- Obtener una cartografía geológica a escala 1:18,000 para poder entender cómo se distribuyen espacialmente las litologías presentes en la zona de estudio
- Realizar un análisis petrográfico con el fin de determinar la mineralogía y sus relaciones texturales y así poder establecer el posible protolito de las rocas estudiadas.
- Realizar una caracterización química de las principales paragénesis minerales para llevar a cabo un cálculo de sus fórmulas estructurales a partir del uso de microsonda electrónica. Con estos resultados obtener cálculos termobarométricos que permitan establecer las condiciones de equilibrio de la secuencia de rocas metamórficas de la zona de estudio con el uso de termobarometría de multi-equilibrio.
- Presentar fechamientos isotópicos en U-Pb en zircones y Sm-Nd en granate y correlacionar las edades obtenidas con posibles eventos tectono-térmicos que dieron lugar al evento metamórfico de la zona de estudio.

4.2 Metodología

La metodología utilizada para la realización de este trabajo tiene como fundamento dos partes esenciales: la metodología de trabajo de campo y la metodología analítica; de las cuales se desprende toda la información cartográfica, petrográfica y geoquímica isotópica obtenida, para así, discutir las características geológicas que se presentan en la región de Santa María Ipalapa (Fig. 10).

4.2.1 Trabajo de campo

El trabajo de campo tuvo como finalidad reconocer y determinar las litologías del área de estudio. Durante el trabajo de campo se realizaron 9 estaciones de muestreo de las cuales se obtuvieron 15 muestras para su análisis petrográfico y químico. A partir de la jornada de trabajo se llevó a cabo un mapa geológico a escala 1:18,000, el cual se crea a partir de bases

topográficas a escala 1:250,000 con clave E14-11 y 1:50,000 con clave E14D63 del SGN e INEGI respectivamente. Los modelos digitales de elevación se obtienen del sitio de internet

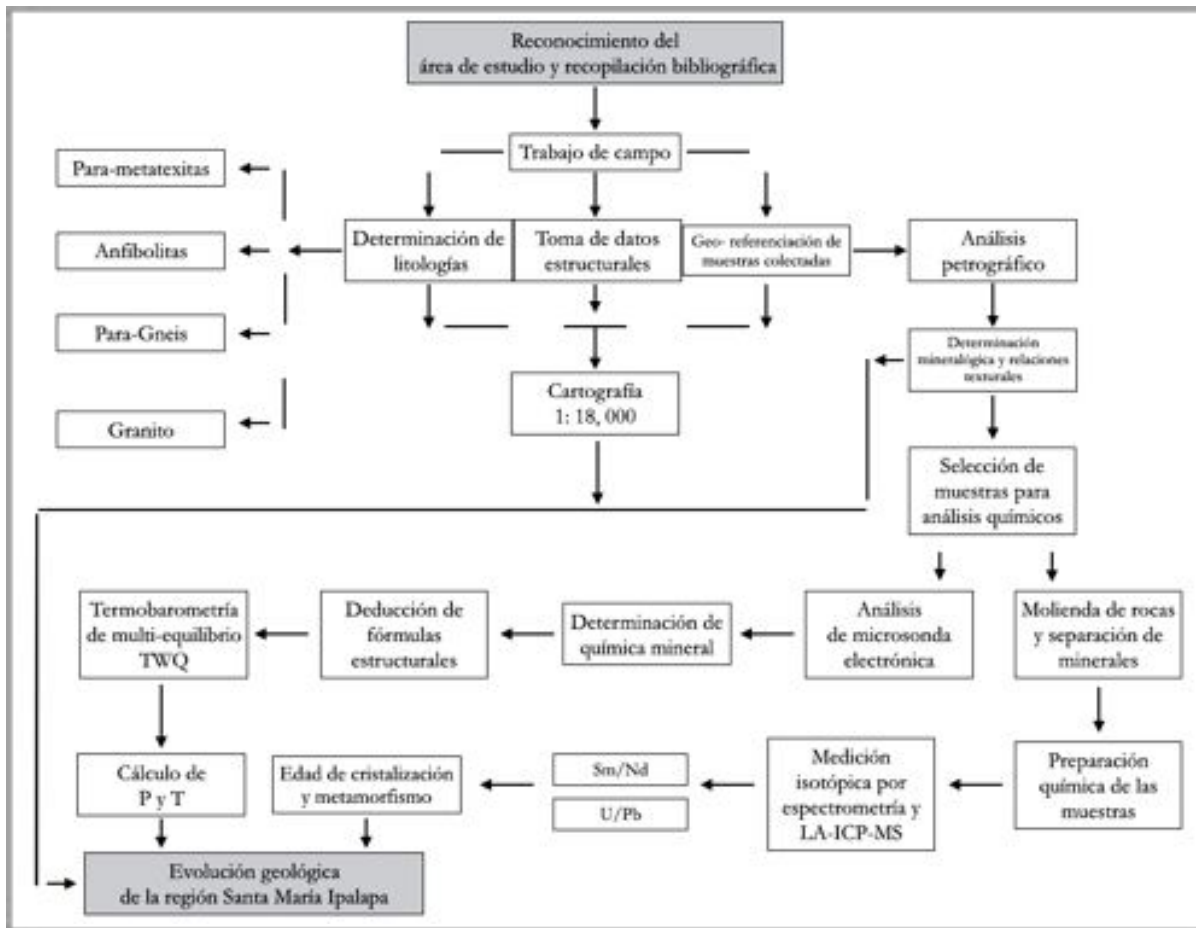


Figura 10. Recapitulación de la metodología del estudio de la Región de Santa María Ipalapa.

del INEGI. Las imágenes satelitales se generan a partir del programa Google Earth. La información se incorpora en el sistema de información geográfica: QGIS 2.2 (Quantum GIS Development Team, 2014).

4.2.2 Trabajo analítico

4.2.2.1 Petrografía

El estudio petrográfico de 15 muestras recolectadas se realiza mediante microscopía óptica de luz transmitida, en donde la preparación de secciones delgadas de las muestras analizadas fueron realizadas en el Taller de Laminación del Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla, en el estado de Querétaro.

Las fotografías de las secciones delgadas se tomaron con una cámara digital Canon que está acoplada a un microscopio de marca Carl Zeiss modelo Axio Vision. El objetivo principal del análisis petrográfico fue determinar la mineralogía y las relaciones texturales de la secuencia de rocas metamórficas que afloran en la región Santa María Ipalapa.

4.2.2.2 Microsonda electrónica

Con base en la determinación de paragénesis minerales y relaciones texturales que se generan a partir del estudio petrográfico se seleccionan 4 muestras que fueron pulidas en y recubiertas con grafito en el Instituto de Geología de la UNAM, para su posterior análisis por medio de microsonda electrónica.

Los análisis de microsonda electrónica se llevaron a cabo en el Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica de la UNAM, mediante una microsonda electrónica de barrido JEOL JXA-8900R ($V= 20$ kV; $I= 50$ nA). Se lograron obtener imágenes de electrones retrodispersados, mediciones químicas puntuales por energía y longitud de onda dispersivas (EDS Y WDS).

4.2.2.3 Trituración y descoste de muestras

Para el análisis de Sm-Nd se selecciono la muestra con clave XO-14-B y para U-Pb se seleccionaron las muestras XO-8-D y XO-C debido a su interés en la evolución geológica de la zona de estudio. Para lo cual, se procedió a moler las muestras en el Taller de Molienda del Instituto de Geología de la UNAM.

Paso 1. La limpieza total del taller y de las maquinarias utilizadas, para evitar contaminación de la muestra a analizar.

Paso 2. Consiste en eliminar zonas de la roca que se encuentren afectadas por alteración superficial. Se procede a triturar la roca con prensas hidráulicas.

Paso 3. Se introduce la muestra en maquinarias trituradoras, específicamente en el molino de rodillos de acero, ya que la muestra se rompe por presión entre ambos rodillos sin contaminar la muestra, además de obtener el tamaño de partícula deseada.

4.2.2.4 Separación de minerales

Para llevar a cabo el fechamiento isotópico por Sm-Nd se utilizó el mineral granate (Fig. 11d) y cristales de zircón para el fechamiento por U-Pb. Su separación se llevó a cabo de manera manual con ayuda de un microscopio estereoscópico de marca OLYMPUS B201

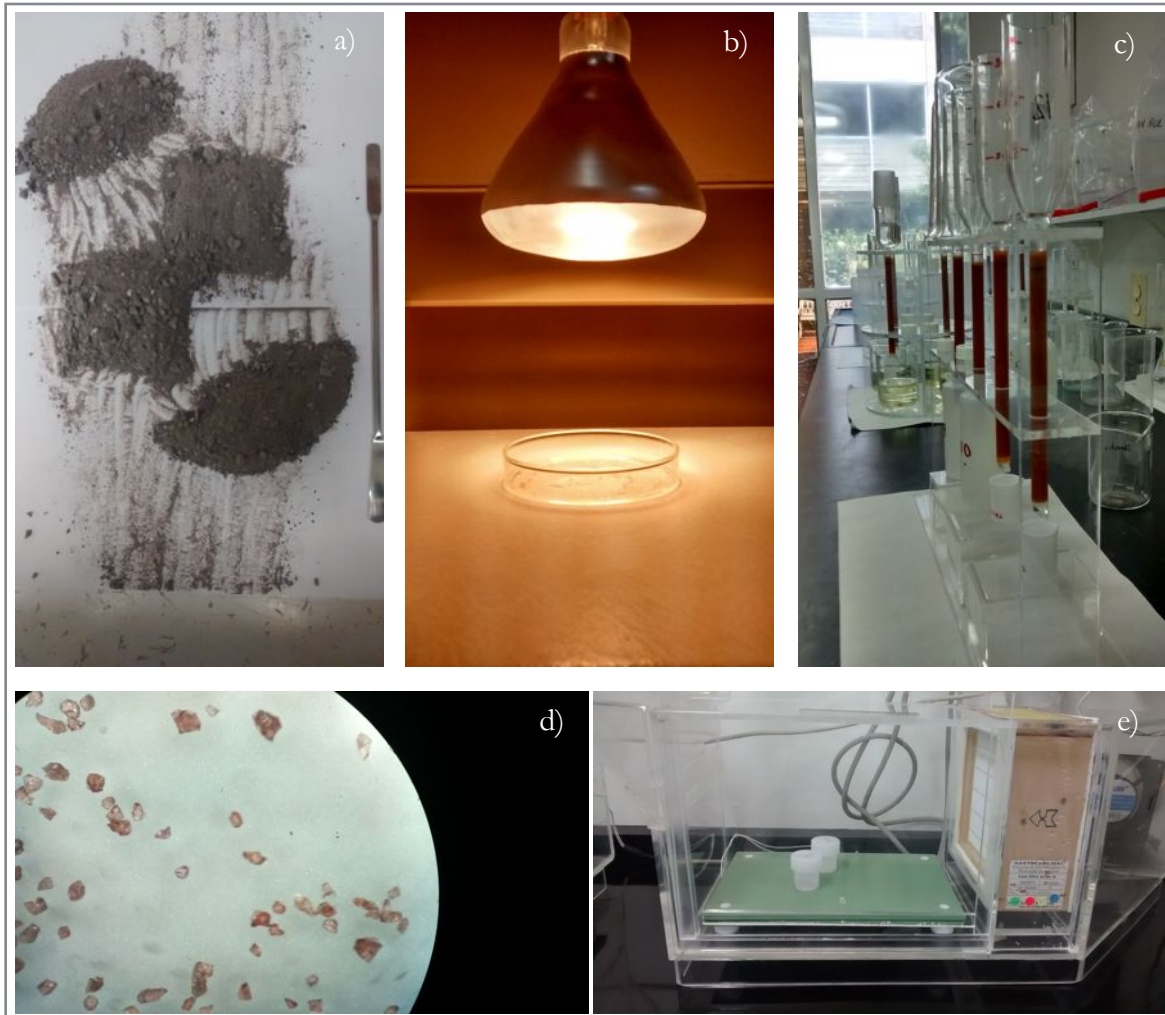


Figura 11. Imágenes de la preparación mecánica y química de la muestra analizada a) Cuarteado de muestra para obtener alícuotas de roca total. b) Evaporación de HCl en el concentrado de granates. c) Columnas para la separación de rubidio, estroncio y tierras raras. d) Concentrado de granates separados manualmente. e) Digestión en HF en parrillas de digestión.

modelo SZX-ILLD100, utilizando una pinzas para seleccionar cristales de manera individual. La cantidad recolectada de granate fue de 110 mg en la muestra X0-14-B, 72 zircones para la

muestra XO-8-D y 77 zircones para la muestra XO-C. La separación de zircones se llevó a cabo en el Instituto de Geología y la separación de granate en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS).

4.2.2.5 Cuarteado y homegeneizado de muestra

El cuarteado (Fig. 11a) se realiza para obtener alícuotas representativas de la muestra para el estudio de Sm-Nd. Para obtener estas alícuotas se procede a realizar los siguientes pasos:

Paso 1. Mezclar la muestra pulverizada varias veces en un recipiente limpio.

Paso 2. En una superficie plana y limpia se divide a la muestra de una forma simétrica.

Paso 3. Dos de las cuatro muestras divididas se vierten en una bolsa de plástico. Las dos muestras restantes sirven para nuevamente generar divisiones simétricas y este paso se repite hasta que se pueden obtener 2 alícuotas de aproximadamente 200 gramos.

4.2.2.6 Pesado, spike y digestión

La preparación química de las muestras se llevó a cabo en el LUGIS del Instituto de Geofísica de la UNAM, para lo cual se enuncian los pasos seguidos para el pesado, spike y digestión de las muestras de interés.

Paso 1. Las muestras obtenidas en el cuarteado y la separación de minerales se colocan en campanas de digestión y se pesan en una balanza de 5 dígitos. Después de obtener el peso de las muestras se añade un spike de Sr-Sm-Nd.

Paso 2. Una vez que se añadió el spike, se agregan de 5 a 7 ml de ácido fluorhídrico (HF) al 40% en las muestras para posteriormente taparlas y dejarlas en cajas de aire puro calentándose de manera constante a 90 °C durante 48 hrs. hasta llegar a la disolución de la muestra. Posterior a la disolución se procede a evaporar las muestras, que tiene como objetivo dejar escapar a la sílice en forma de SiF₄.

Paso 3. Para poder eliminar el flúor de las muestras, se añaden de 3-4 gotas de ácido perclórico (HClO₄) al 70%, y se evaporan sobre parrillas de digestión (Fig. 11b, e).

Paso 4. Después de la evaporación del paso anterior, se agregan de 5 a 7 ml de ácido clorhídrico (HCl) 6N y se dejan reposar las muestras 12 hr. para posteriormente calentar la muestra y evaporar totalmente. A los residuos se agregan 15 ml de ácido clorhídrico (HCl) 2N, para que las muestras queden en solución.

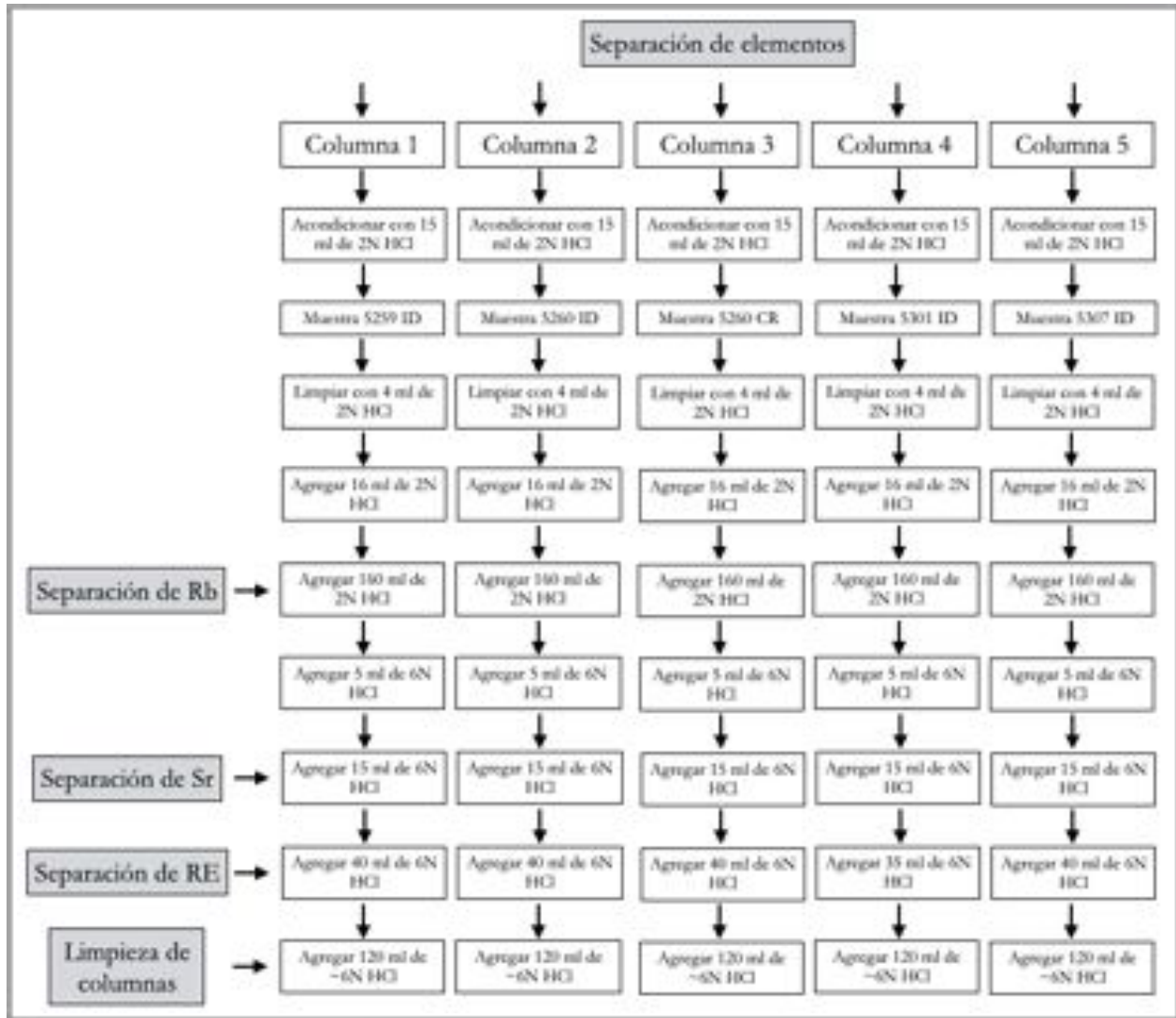


Figura 12. Síntesis de los pasos seguidos para lograr la obtención de elementos como Rb, Sr y tierras raras. Tomado de Manual interno de procedimientos del LUGIS, 2010.

Paso 5. Al final se deja la muestra disuelta en 35 ml de HCl 2N con el objetivo de obtener una cantidad suficiente para realizar una división del material en la separación de Sr, Sm y Nd. Se divide la muestra en dos partes. Una para la medición de Sr-Sm-Nd y otra para la medición de Rb en la roca total.

4.2.2.7 Separación de elementos Rb, Sr y REE

Las columnas usadas para la separación de rubidio, estroncio y tierras raras (Fig. 11c) son de cuarzo, de 17.5 cm de alto, un radio interior de 0.9 cm y 16 cm de altura de relleno de resina

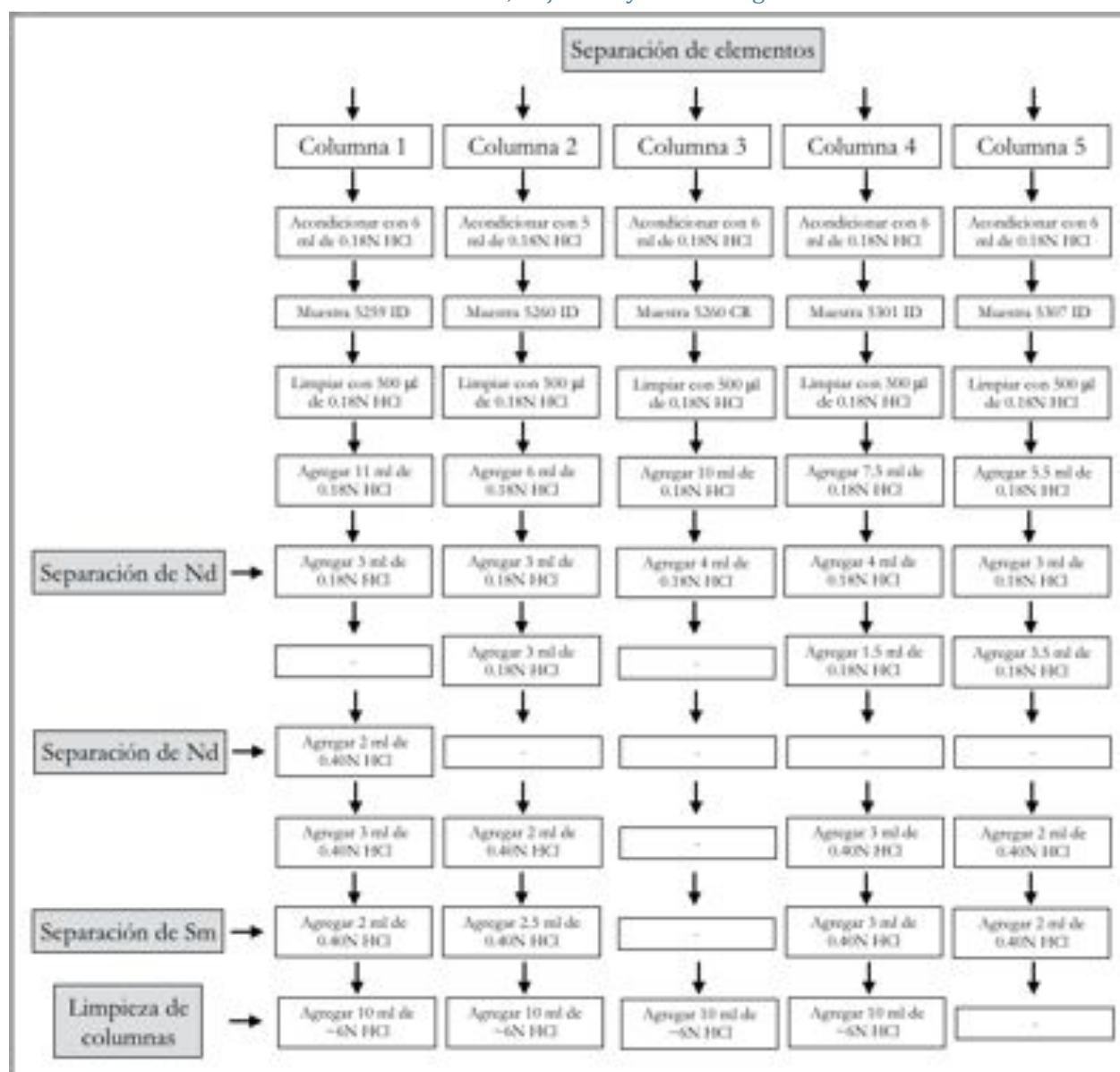


Figura 13. Síntesis de los pasos seguidos para lograr la obtención de elementos de Sm y Nd. Tomado de Manual interno de procedimientos del LUGIS, 2010.

catiónica DOWEX 50WX12 (mesh 200-400). En el diagrama (Fig. 12) se resumen los pasos seguidos para la separación de los elementos mencionados.

4.2.2.8 Separación de elementos Sm y Nd

La solución que contiene las tierras raras pasa por otro proceso de separación realizado también en columnas de intercambio iónico, pero de dimensiones menores: un radio interior

de 0.4 cm y 7 cm de altura del relleno (resina). Una sustancia activa, (HDEHP), reviste el granulado de la resina. Debido al tamaño de grano tan fino de la resina, éste es sellado por encima y por abajo (0.5 cm respectivamente) mediante una resina de intercambio iónico inactiva. A diferencia de las columnas de intercambio iónico usadas para la separación de Rb y Sr, cada una de estas columnas está calibrada con diferente volumen de ácido. En el diagrama (Fig 13.) se resumen los pasos seguidos para la separación de los elementos mencionados.

4.2.2.9 Catodoluminiscencia

Los zircones separados de las muestras X0-8-D y XO-C fueron montados en una resina epóxica para ser desbastados unos 20 μm y posteriormente se procedió a pulir el montaje aproximadamente hasta la superficie ecuatorial para que así quedaran expuestos. La catodoluminiscencia (Fig. 14c) se realizó en el Instituto de Geología de la UNAM, con el

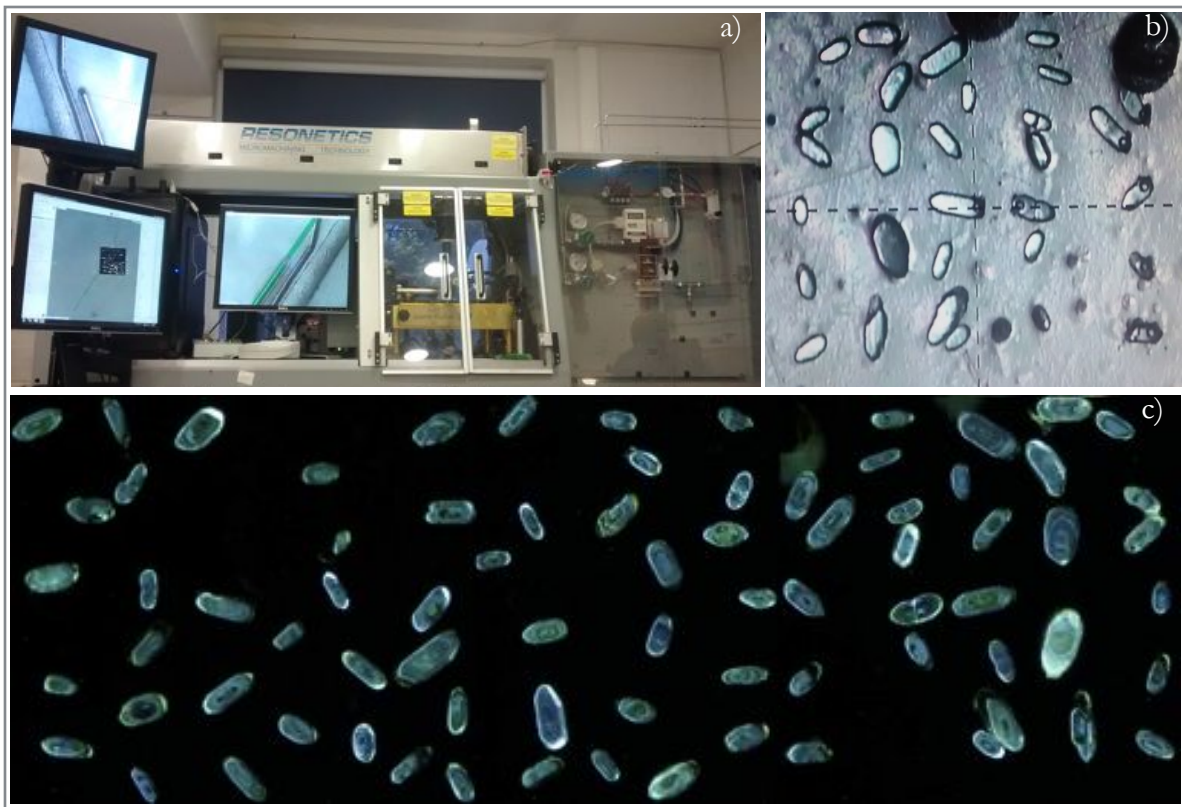


Figura 14. a) Sistema de ablación láser. b) Momento de análisis por ablación láser. c) Imágenes de catodoluminiscencia.

objetivo de observar el zonamiento e inclusiones de cada zircón y así se facilitara el punto exacto para analizar por medio de LA-ICP-MS.

4.2.2.10 Mediciones Sm-Nd y U-Pb

Las mediciones isotópicas de Sm-Nd en granate y roca total se realizaron a la muestra con clave XO-14-B en el (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM, con un espectrómetro de masas TRITON PLUS, el cual está equipado con nueve colectores faraday. Por otra parte, para las mediciones de U-Pb en zircones que se realizaron a las muestras XO-8-D y XO-C fueron medidas en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM campus Juriquilla. Se usó un sistema de ablación láser en donde la longitud de onda del láser es de 193 nm, la fluencia es de 121 mJ/cm², el tamaño del spot es de 23 μm, el tiempo de análisis para la adquisición de blanco es de 15 s, la ablación tiene un tiempo de duración de 20 s y el tiempo de recuperación es de 15 s (Fig. 14a-b).

5. Unidades litológicas

En el presente capítulo se abordarán las descripciones de las litologías que afloran en el área de Santa María Ipalapa, sobre el lecho de el río El Camarón, que se encuentra hacia el suroeste del poblado. Cabe resaltar la heterogeneidad de las composiciones de las litologías, así como las estructuras migmatíticas que están presentes en la mayor parte de las litologías estudiadas, además de estar distribuidas ampliamente en toda el área de estudio, para lo cual se detallan a continuación y se presenta un mapa esquemático de la distribución de las litologías (Fig. 15).

5.1 Anfibolitas

Las anfibolitas, en la gran mayoría del área del estudio, afloran sobre el lecho del río El Camarón. La composición mineralógica predominante en esta unidad es el anfíbol, la biotita y la plagioclasa; pudiendo presentar una textura granoblástica dominada por el anfíbol.

La morfología en que están aflorando son formas de cuerpos masivos, los cuales pueden llegar a presentar dimensiones de hasta 10-15 metros. Estos cuerpos se encuentran en intercalación con otra unidad litológica definida como esquisto de biotita (Fig. 16a), además de poder presentarse como cuerpos en forma de lentes embebidos en las metatexitas, creando cuerpos relictos de anfibolitas, donde el tamaño de éstos pueden ser aproximadamente de 1 m (Fig. 16b,c).

El contacto entre la intercalación de cuerpos anfibolíticos y metatexitas se caracteriza por la presencia de la generación de bordes difusos, los cuales, pueden llegar a convertirse en vetillas cuarzo-feldespáticas con dimensiones de hasta 10-15 cm. La acumulación de vetillas puede generar una estructura de vetillas aplíticas enjambradas (*aplitic vein swarm*) (Fig. 16d). Esto, es evidencia del grado de fusión parcial que se suscitó en el área de estudio, que afecto directamente a estos cuerpos.

En algunos sitios, la anfibolita es afectada por un evento de deformación (Fig. 16e), que como consecuencia produjo un plegamiento con una vergencia hacia el SE. Es típico que las unidades que afloran en el área de estudio se encuentren afectadas por cuerpos intrusivos pegmatíticos; para este caso, la anfibolita no es excepción (Fig. 16f). El granate puede ocurrir como porfidobláastos de tamaños de 1-2 cm con formas subdrales y altamente corroídos.

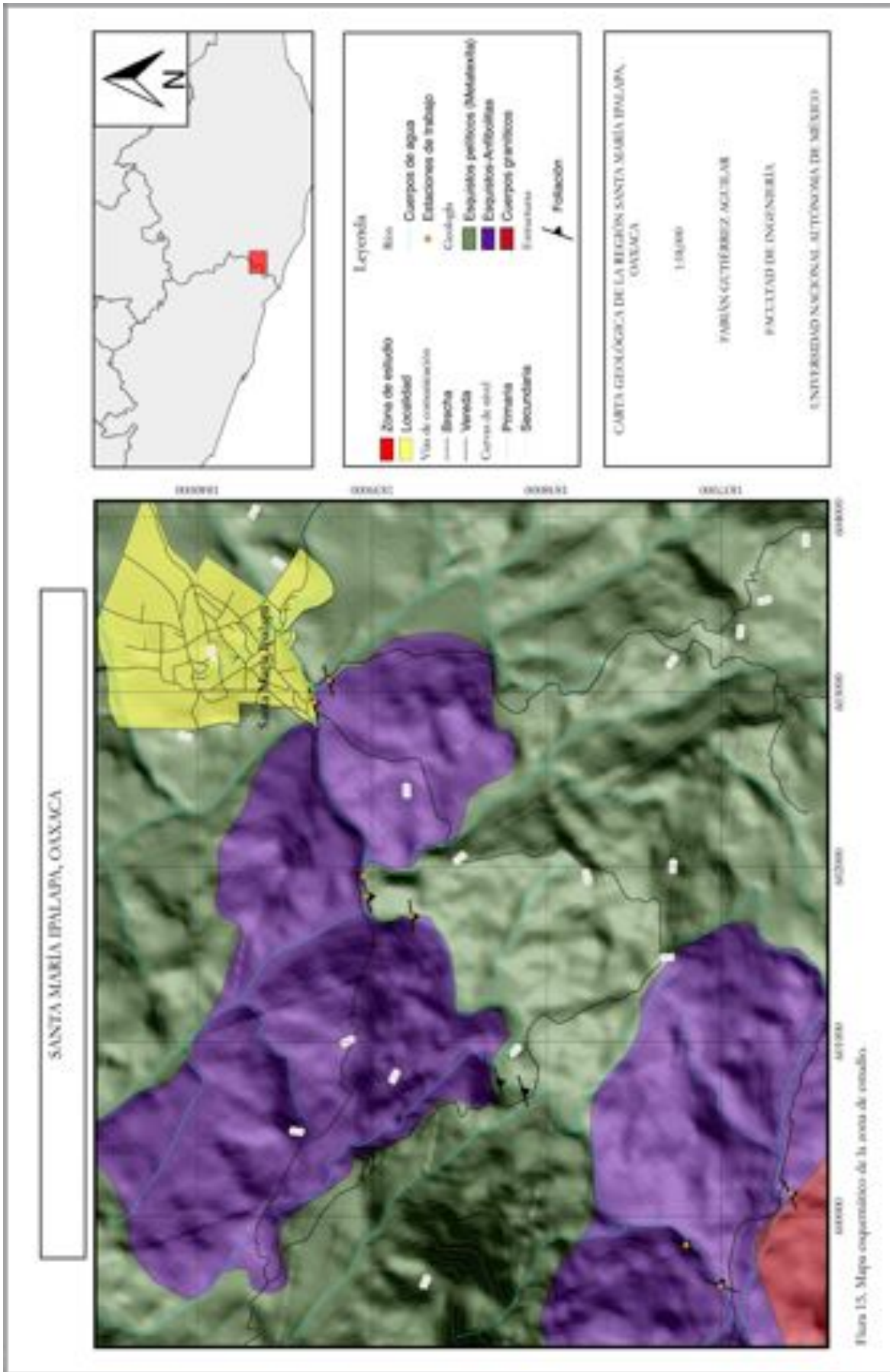




Figura 16. Anfíbolitas. a) Contacto que exhibe un borde difuso entre una anfíbolita con cuerpos intrusivos cuarzo-feldespáticos y esquisto. b) Xenolito de anfíbolita en una metatexita estromática. c) Cuerpo relicto embebido en una metatexita. d) Estructura de vetillas aplíticas enjambradas (aplitic vein swarm) en una anfíbolita. e) Plegamiento en anfíbolita con una vergencia hacia el SE. f) Cuerpo intrusivo cuarzo-feldespático que corta a una anfíbolita.

5.2 Esquistos de biotita

Los esquistos, tienen como composición principal biotita, plagioclasa, anfíbol y granate. Presentan estructuras foliadas gnéissica-esquistosas, con foliación en dirección de 264° y un echado de 14° (Fig. 17a). Generalmente se encuentran en contacto con anfíbolitas y esquistos



Figura 17. Esquistos y cuerpos graníticos. a) Esquisto en el cual se observan acumulaciones cuarzo-feldespáticas en formas lobuladas paralelas a los planos de foliación. b) Esquisto con dominios cuarzo-feldespáticos además de presentar pequeñas acumulaciones anfibolíticas. c) Porfidoblóstos de granates subedrales con tamaños de hasta 1 cm en un esquisto. d) Esquisto que exhibe una foliación ligeramente plegada compuesta mayoritariamente por biotita y anfíbol, además de presentar una pequeña acumulación en forma de boudine compuesta por anfíbol. e) Cuerpo granítico con tamaño de grano fino y de composición cuarzo-feldespático que se encuentra ampliamente fracturado. f) Borde difuso de un contacto entre un cuerpo granítico de grano medio y una metatexita estromática compuesta principalmente en el melanosoma por biotita y sillimanita y el leucosoma de composición cuarzo-feldespática.

pelíticos. Los contactos con las anfibolitas son primordialmente difusos. Además, los cuerpos pegmatíticos de composición cuarzo-feldespática cortan a la unidad de esquistos de biotita, con un rumbo preferencial de 230° y echado de 60° (Fig. 17b). Los afloramientos de esquistos de biotita, tienen dimensiones de hasta 15 m.

Los esquistos que tienen la presencia de granate como mineral accesorio (Fig. 17c). Pueden encontrarse en intercalación en contacto con anfibolitas y esquistos pelíticos. Los contactos entre las diferentes unidades son marcados por bordes difusos. La foliación esquistosa (Fig. 17d) que presenta esta unidad tiene una dirección de 245° con rumbo de 20° . Además, pueden presentar grandes acumulaciones cuarzo-feldespáticas en formas de boudines. Generalmente, las morfologías en las que afloran, son cuerpos masivos de tamaños considerables, al poder alcanzar hasta 20 metros. Los granates que ocurren en los esquistos, generalmente son porfidobláastos anedrales, de tamaños máximos de 1 cm. Estos esquistos, pueden encontrarse esporádicamente como cuerpos relictos en las metatexitas.

5.3 Cuerpos graníticos

Por lo general los cuerpos graníticos cortan a toda la secuencia metamórfica, los afloramientos pueden llegar a tener tamaños aproximadamente de 2 m. y hasta 20 m (Fig. 17e). Su composición primordial es cuarzo, plagioclasa y biotita. El tamaño de grano suele ser grueso, con tamaños máximos de 1 cm. Estos cuerpos graníticos están ampliamente fracturados. La dirección de las fracturas es dominado por un rumbo de 270° y un echado 70° . Los contactos con otras litologías suelen ser de tipo difuso (Fig. 17f).

5.4 Esquistos pelíticos (Metatexita)

Esta unidad presenta estructuras típicas migmatíticas, además de ser composicionalmente heterogénea. La morfología estromática (Fig. 18a) tiene una gran presencia en la mayoría de los afloramientos y se caracteriza por las intercalación de bandas leucocráticas y melanocráticas. La estructura en forma de parche (Fig. 18b). comúnmente puede presentarse en algunos sitios donde la fracción de fundido generado por la fusión parcial incrementa al neosoma. Los horizontes leucosomáticos son compuestos por cuarzo, plagioclasa y feldespato-k. En algunos sitios, estos horizontes leucocráticos pueden convertirse en vetillas ocasionadas por el mismo



Figura 18. Metatexitas. a) Leucosoma cuarzo-feldespático y melanosoma de biotita intercalada con sillimanita en una metatexita estromática. b) Estructura de parche en para-metatexita desarrollado por la alta tasa de fusión parcial. c) Metatexita que exhibe un plegamiento en la parte del leucosoma. d) Acumulaciones cuarzo-feldespáticas en formas de lentes en una para-metatexita. e) Porfírobólóstos de granate anedrales de tamaños aproximados de 0.5 cm en un melanosoma compuesto por biotita y sillimanita. f) Cuerpo granítico cortando a metatexita.

flujo del fundido (Fig. 18c). Los horizontes del melanosoma son conformados por biotita, sillimanita y granate. Las bandas del leucosomas alcanzan espesores máximos de 20 cm y las bandas del melanosoma tienen espesores máximos de hasta 30 cm (Fig. 18d).

La dirección preferencial de las bandas de la metatexita es de 253° y con un echado 32° . Los granates, comúnmente se asocian a los niveles del melanosoma, los cuales tienen formas anedrales, alcanzando tamaños máximos de 1-2cm (Fig. 18e). Es común que en algunos sitios exista la presencia de cuerpos de para-gneis y anfibolitas en forma de cuerpos relictos, los cuales pueden conservar sus propiedades originales. Por lo general, diques aplíticos cortan a la secuencia metatexitica (Fig. 18f).

6. Análisis petrográfico

En el presente capítulo se introducen los resultados de los análisis petrográficos que se obtuvieron a partir de 18 muestras recolectadas en la región de Santa María Ipalapa, hacia el suroeste del poblado, sobre el lecho del río El Camarón. Las muestras recolectadas fueron seleccionadas por tener un carácter representativo de la secuencia de rocas metamórficas que afloran en el área de estudio. Los afloramientos se caracterizan por presentar un carácter heterogéneo en su composición mineralógica y en las estructuras a nivel mesoscópico así como a nivel microscópico.

El análisis petrográfico consistió en presentar a detalle las características de las paragénesis minerales presentes en las diferentes litologías identificadas junto con sus relaciones texturales.

La tabla 1 presenta la síntesis de las observaciones petrográficas de las muestras analizadas.

Mientras que la tabla 2 muestra las abreviaciones utilizadas en el análisis petrográfico.

Tabla 1. Síntesis de la petrografía de las rocas analizadas

Clave	Coordenadas		Tipo de roca	Paragénesis mineral									
	x	y		Amp	Bt	Sill	Plg	Qtz	Grt	Afs	Ilm	Zr	Chl
XO-7	599602	1837003	Esquisto pelítico (Metatexita)		x	x	x	x	x	x	x	x	
XO-7-A	599602	1837003	Granitoide		x		x	x		x			x
XO-8-A	599836	1837200	Esquisto de biotita	x	x		x	x			x		x
XO-8-B	599836	1837200	Esquisto de biotita	x	x		x	x			x		
XO-8-C	599836	1837200	Xenolito	x	x		x	x			x		
XO-8-D	599836	1837200	Anfibolita con granate	x	x		x	x	x		x	x	
XO-8-E	599836	1837200	Esquisto de biotita	x	x		x	x			x		
XO-9-A	600132	1836601	Esquisto de biotita	x	x		x	x					
XO-9-B	600132	1836601	Esquisto de biotita	x	x		x	x			x		
XO-10	601719	1838775	Esquisto de biotita		x		x	x	x				

Análisis Petrográfico

XO-11	601832	1839032	Esquisto pelítico (Metatexita)		x	x	x	x	x	x	x	x
XO-12	601946	1839047	Anfibolita	x	x		x	x			x	
XO-13-A	603066	1839246	Esquisto de biotita		x		x	x		x		x
XO-13-B	603066	1839246	Esquisto de biotita	x	x		x	x		x		
XO-13-C	603066	1839246	Granitoide		x		x	x		x		x
XO-14-A	602942	1839330	Para-gneis con granate (Metatexita)		x	x	x	x	x	x	x	x
XO-14-B	602942	1839330	Esquisto pelítico (Metatexita)		x	x	x	x	x	x	x	x
XO-14-C	602942	1839330	Esquisto de biotita	x	x		x	x			x	
XO-15	602976	1839352	Granitoide deformado		x		x	x		x		x
XO-C	595921	1834490	Leucosoma		x		x	x	x	x	x	x

Tabla 2. Abreviaciones minerales basadas en Whitney y Evans (2010).

Mineral	Abreviación	Mineral	Abreviación
Albita	Ab	Feldespato-K	Afs
Anfibol	Amp	Granate	Grt
Apatito	Ap	Ilmenita	Ilm
Biotita	Bt	Sillimanita	Sil
Clinopiroxeno	Cpx	Zircón	Zrn
Clorita	Chl	Plagioclasa	Pl
Cuarzo	Qz		

6.1 Anfibolitas

La paragénesis mineral que se logró definir en esta unidad litológica es la siguiente: anfíbol + plagioclasa + biotita \pm granate \pm cuarzo \pm ilmenita.

La textura que predomina en esta unidad es generalmente de tipo nematoblástica compuesta por anfíbol, en sitios existe una textura de tipo granoblástica (Fig. 19a-b), formada mayoritariamente por plagioclasa, esta textura es un indicio de fusión parcial incipiente que presenta esta litología.

El anfíbol como mineral con mayor abundancia en la muestra, llega a formar mosaicos granoblásticos presentando formas euedrales con tamaños de grano de medio a grueso, los bordes de los anfíboles en contacto con plagioclasa y biotita suelen ser de tipo recto, lo que indica un equilibrio textural en algunos niveles de las anfibolitas. Por lo general, el anfíbol presenta una textura de tipo poikiloblástica con inclusiones de plagioclasa, cuarzo, ilmenita y apatito (Fig. 19c, d).

Estas inclusiones son de formas anedrales que en ocasiones llegan a presentar formas redondeadas. Un ejemplo de estas inclusiones redondeadas son cuarzo, plagioclasa.

La plagioclasa desarrolla formas euedrales a subedrales con tamaños de granos finos a medios. Por lo común, se asocia al rellenar espacios intersticiales en los mosaicos de anfíboles o como mineral de inclusión en anfíbol.

Sus bordes en contacto con biotita son de tipo indentado, Indicios de deformación mecánica se ven reflejados en el maclado que presenta la plagioclasa el cual es en forma de cuñas.

En algunos casos, la plagioclasa presenta inclusiones de biotita (Fig. 18c). La biotita se presenta rellenando espacios intersticiales entre anfíboles y plagioclasas, lo cual crea una foliación incipiente de tipo lepidoblástica; además, se presenta como mineral de inclusión en anfíbol y plagioclasa. Tiene formas subedrales y sus bordes en contacto con plagioclasa son de tipo indentado (Fig. 18e).

El granate está presente como porfidoblásticos en la matriz nematoblástica. Presenta formas subedrales con una textura poiquilítica de inclusiones de ilmenita, biotita, plagioclasa y anfíbol (Fig. 18d). El cuarzo está presente con formas anedrales y redondeadas. Se encuentra en acumulaciones con formas de pequeños lentes y comúnmente es mineral de inclusión en forma redondeada en el anfíbol.

Los óxidos de hierro se les encuentra generalmente como inclusiones en el anfíbol. En sitios aislados pueden presentarse epidotas inclusionando a el anfíbol y plagioclasa.

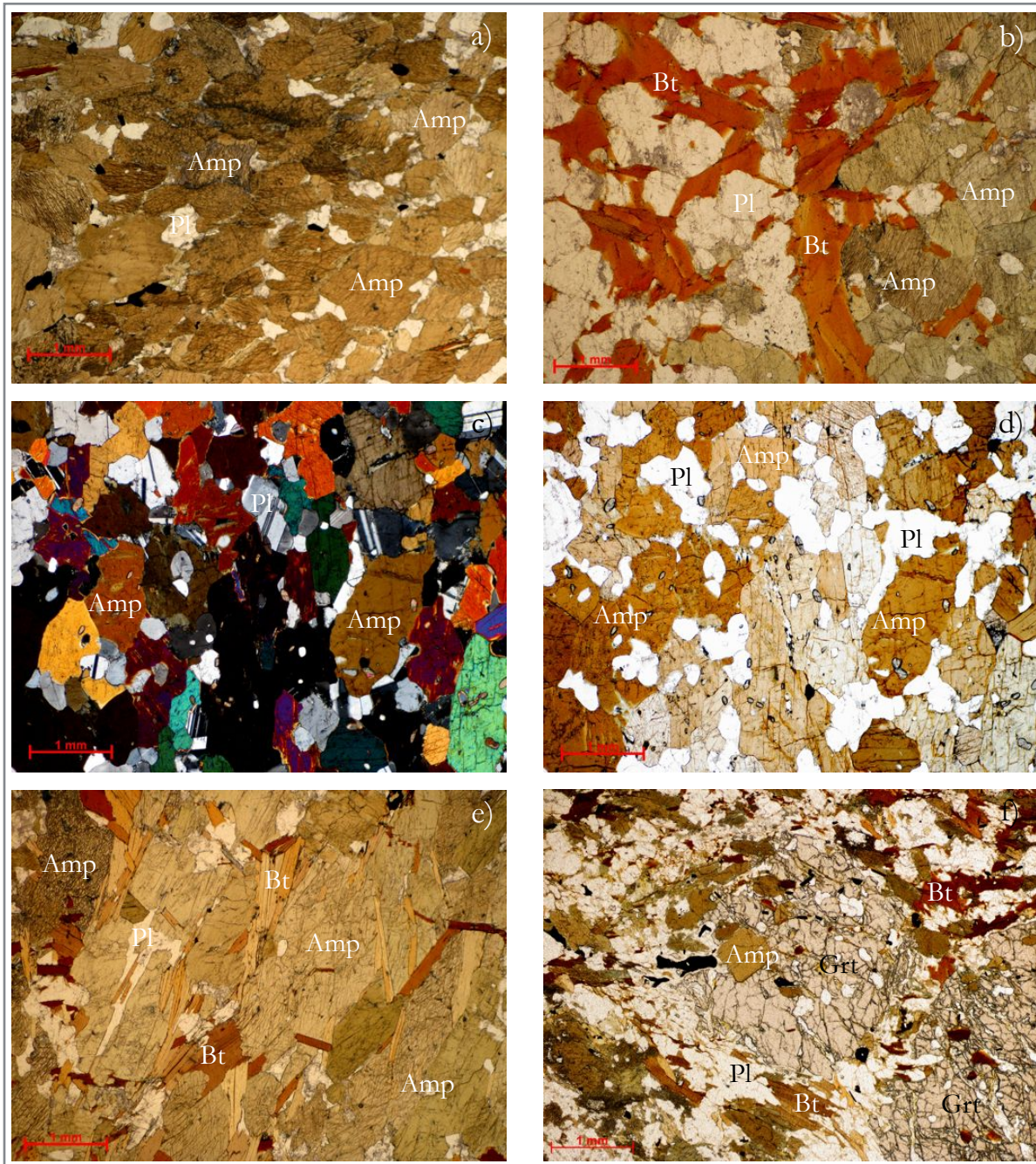


Figura 19. Fotomicrografías de anfibolita. a) Mosaico con textura poligonal de Amp. b) Textura nematoblástica que es cortada por Bt la cual se encuentra reaccionando con Pl. c) Texturas poquiliticas en Amp con inclusiones redondeadas de Plg, Qz. d) Porfidoblásto subedral de granate con inclusión de anfíbol. e) Bt rellenando espacios intersticiales, llegando a formar una foliación lepidoblástica incipiente. f) Textura granoblástica formada por Amp + Pl.

6.2 Esquistos de biotita

La paragénesis mineral que se determinó para esta unidad es la siguiente: cuarzo + plagioclasa + biotita + feldespato-k \pm granate \pm zircón \pm clorita.

La textura predominante en esta unidad es una textura foliada esquistosa de tipo lepidoblástica conformada por una intercalación de plagioclasa y biotita (Fig. 20a). Esta textura puede variar en diferentes niveles de las muestras analizadas llegando a desarrollar una textura de tipo granoblástica equigranular formando mosaicos de cristales de plagioclasa (Fig. 20b).

La plagioclasa es el mineral más abundante en esta muestra, presenta formas euedrales a subedrales con tamaños de grano de medio a grueso. Presenta indicios de deformación al poseer maclas mecánicas, además de tener un carácter poiquilítico con inclusiones de cuarzo redondeado y biotita anedral. Sus bordes son rectos en contacto con plagioclasas y cuarzo, en contacto con biotita el contacto entre los cristales suele ser difuso (Fig. 20b,c).

La biotita tiene formas subedrales a euedrales con tamaños variables de finos a gruesos, sus bordes son rectos en contacto con otras biotitas, forma parte de la textura lepidoblástica aunque su ocurrencia se extiende a rellenar espacios intersticiales entre plagioclasa y cuarzo. La presencia de inclusiones de zircón en la biotita genera halos pleocroicos. Una de las características de la biotita es ser mineral de inclusión en granate y plagioclasa. Un reemplazamiento de clorita en biotita es considerado como un evento de alteración (Fig. 20d).

El granate forma agregados porfidoblásticos corroídos en una matriz que es compuesta por biotita y plagioclasa, típicamente genera una textura poikiloblástica, con formas anedrales y tamaños de granos medios a gruesos. Las inclusiones que presentan los granates son de biotita y plagioclasa presentando formas anedrales (Fig. 20e-f).

El feldespato-k y el cuarzo presentan formas anedrales, forman agregados equigranulares, que generalmente muestran una extinción ondulante. El feldespato-k es afectado por una alteración por sericitización. El cuarzo es común encontrarlo como inclusión redondeada y/o amorfa en las plagioclasas (Fig. 20c).

La paragénesis identificada en los niveles donde aparece anfíbol consta de: plagioclasa + biotita + anfíbol + cuarzo \pm opacos \pm clorita. Esta unidad se caracteriza por presentar una foliación gneisica-esquistosa de tipo granoblástica inequigranular, en algunos niveles de las muestras analizadas se presenta una textura nematoblástica incipiente dominada por anfíbol y biotita (Fig. 21a).

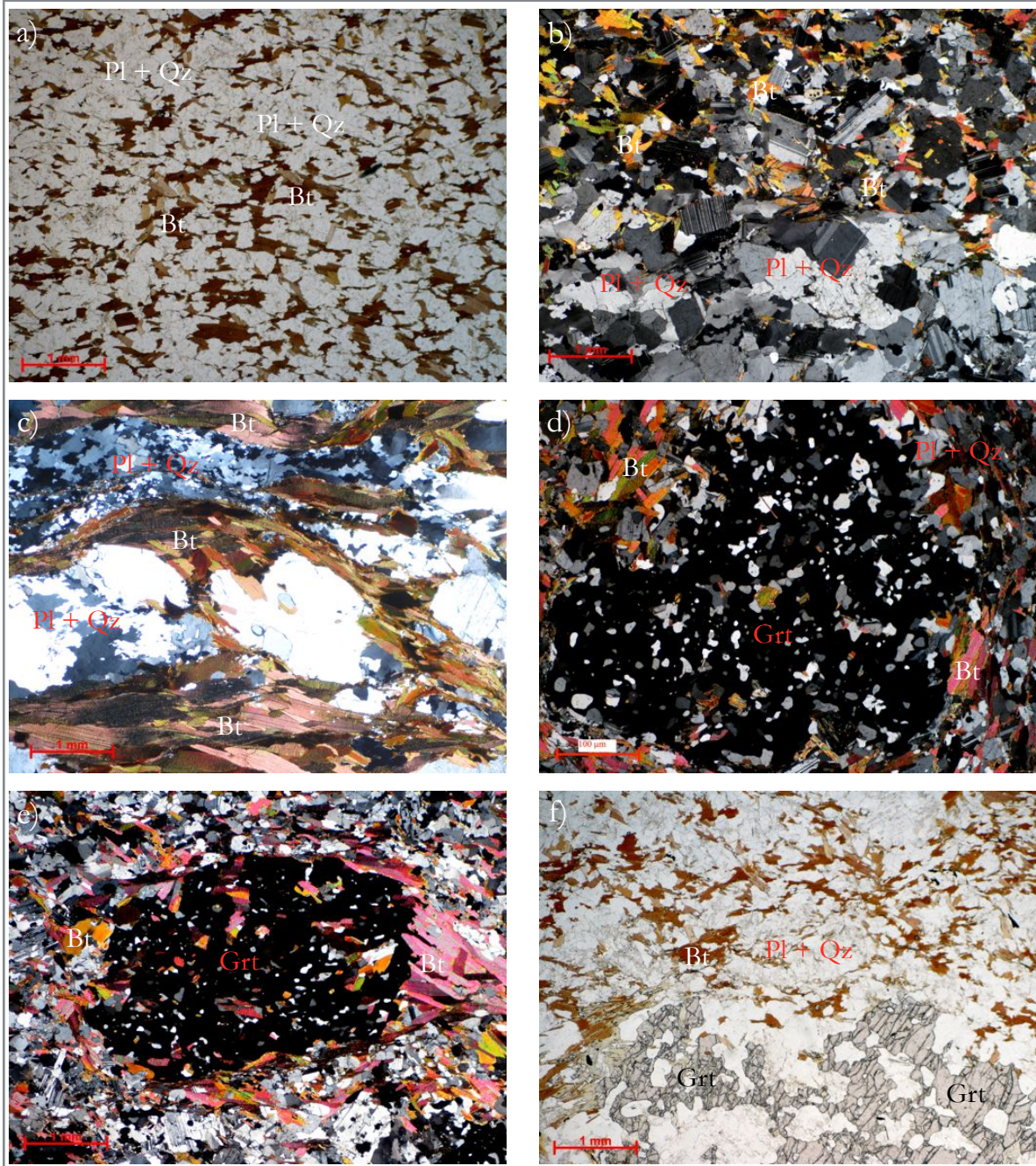


Figura 20. Fotomicrografía de esquistos de biotita. a) Textura foliada de tipo lepidoblástica compuesta por Bt y Pl. b) Textura granoblástica compuesta por Pl con maclas mecánicas, en donde los espacios intersticiales son ocupados por Bt. c) Bandeamiento compuesto por Plg y Qz en intercalación de Bt, teniendo una orientación preferencial a los planos de foliación. d) Grt anedral on una textura poiquilítica con inclusiones de Pl, Qz y Bt. e) Porfidoblásto de Grt subedral que es bordeado por Bt en una matriz cuarzo-feldespática. f) Grt anedral en una matriz cuarzo-feldespática, donde la Bt esta siendo reemplazada por Chl.

La plagioclasa es el mineral más abundante, presente con formas subedrales a euedrales, con tamaños de granos de finos a medios, además presenta bordes sinuosos en contacto con biotita y otras plagioclasas. La pérdida de su maclado original y la exhibición de un maclado mecánico se debe a que fue afectada por un evento de deformación. En ocasiones, se puede presentar con un carácter de porfidoblástico con una textura de carácter poiquiloblástica con inclusiones de biotita y cuarzo. En algunas zonas de la muestra, la plagioclasa presenta alteración por sericitización (Fig. 21b,c).

La biotita presenta formas subedrales a euedrales, con tamaños de granos medios a gruesos. Se encuentra formando una textura lepidoblástica que es paralela a la foliación. Dentro de la textura granoblástica la biotita se le puede encontrar rellenando espacios intersticiales entre plagioclasas; además, sus bordes en contacto con plagioclasas suelen ser difusos. Tiene presencia como mineral de inclusión en las plagioclasas (Fig. 21c,d).

El anfíbol exhibe formas subedrales, con una foliación incipiente y textura nematoblástica. En ocasiones, presenta una textura poiquiloblástica con inclusiones de cuarzo, óxidos y plagioclasa. Los bordes que presenta el anfíbol en contacto con la plagioclasa son rectos y en contacto con biotita son sinuosos. En zonas aisladas de la muestra, el anfíbol presenta alteración por clorita.

El cuarzo generalmente tiene presencia con formas anedrales y tamaños de granos medios. Típicamente, exhibe una extinción ondulante, y ocupa espacios intersticiales en la textura granoblástica entre plagioclasas. Además, suele ser mineral de inclusión en anfíbol, plagioclasa y biotita (Fig. 21a,b,d,e,f).

La clorita se presenta principalmente como mineral de alteración en cristales de biotita y anfíbol. Los cristales opacos suelen tener una ocurrencia como minerales de inclusión principalmente en anfíboles (Fig. 21b,c).

6.3 Cuerpos Graníticos

La paragénesis presente en los cuerpos graníticos es la siguiente: cuarzo + plagioclasa + feldespato k + biotita + clorita + zircón.

Los granitos presentan una textura tipo granoblástica inequigranular conformada por cuarzo, plagioclasa y feldespato (Fig. 22a). El cuarzo como mineral mayoritario, presenta formas anedrales en donde los tamaños de éstos son finos a gruesos, que en general se encuentran fracturados y pueden llegar a presentar formas redondeadas creando así pequeñas acumulaciones de cuarzo recristalizado.



Figura 21. Fotomicrografías de esquistos de biotita y anfíbol. a) Textura nematoblástica compuesta por Amp en intercalación con Bt, la orientación sigue un patrón a lo largo del plano de foliación. b) Texturas poiquilíticas que presentan los Amp con inclusiones de Ilm, Pl y Qz. c) Textura granoblástica cuarzo-feldespática en la cual se presenta en algunos cristales de Pl maclado mecánico, además de estar alterados por sericitización. d) Espacios intersticiales ocupados por Bt en una matriz granoblástica compuesta principalmente por Pl. e) Cristal de Amp que presenta pequeñas exsoluciones de Bt. f) Matriz granoblástica inequigranular cuarzo-feldespática con Amp ocupando espacios intersticiales.

La plagioclasa presenta formas subedrales con tamaños de grano medios, los bordes presentes son difusos en contacto con biotita. Puede presentar fenobláastos (Fig. 22b) con inclusiones de biotita. Presenta maclado mecánico por eventos de deformación.

El feldespato-k se encuentra como cristales subedrales corroídos, presenta bordes difusos en contacto con cuarzo y plagioclasa (Fig. 22c). Las inclusiones del feldespato-k son de plagioclasa o cuarzo, además de estar alterado por sericitización. La biotita se encuentra rellenando espacios intersticiales entre plagioclasa y cuarzo, presenta formas anedrales con bordes difusos en contacto con plagioclasa y feldespato-k, además de tener ocurrencia como mineral de inclusión en plagioclasa (Fig. 22d). La clorita se asocia como mineral de alteración en la biotita, teniendo ocurrencia entre espacios intersticiales entre plagioclasa y cuarzo. El zircón se encuentra como mineral accesorio, principalmente como mineral de inclusión en plagioclasa, teniendo típicamente un pleocroísmo alto.

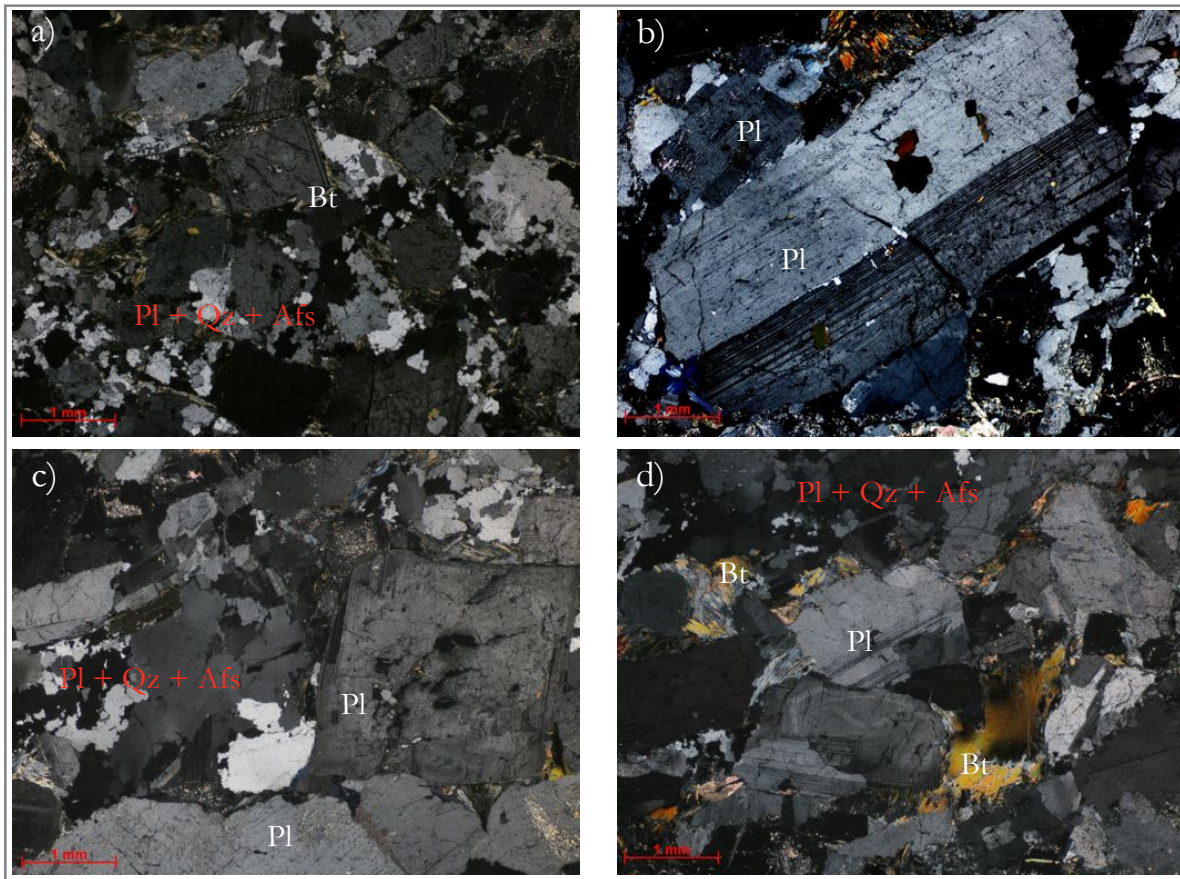


Figura. 22. Fotomicrografías de un granitoide. a) Textura granoblástica inequigranular compuesta por qz , plg y $fld-k$. b) Fenocristal de plagioclasa con inclusiones de bt . c) Plagioclasa en contacto con cuarzo recrystalizado. d) Matriz granoblástica con relleno de bt en espacios intersticiales.

6.4 Esquistos pelíticos (Metatexita)

La unidad se caracteriza por tener estructuras típicas migmatíticas las cuales representan a un leucosoma y melanosoma (Fig. 23a). Para lo cual, se define a la paragénesis mineral que componen estas estructuras migmatíticas. La paragénesis que representa el melanosoma es : biotita + sillimanita + plagioclasa + feldespato-k + cuarzo + granate. La paragénesis que compone al leucosoma es: plagioclasa + cuarzo + feldespato-k.

La textura predominante en el melanosoma es de un carácter foliado de tipo lepidoblástico. Esta textura es compuesta generalmente por una intercalación de biotita y sillimanita que ocurren con porfidoblastos de granate y una orientación preferencial al plano de foliación (Fig. 23b). La biotita es el mineral con mayor abundancia en el melanosoma. Presenta una textura hipidiomórfica con tamaños de grano de medio a grueso. En algunas zonas del melanosoma presenta deformación que se caracteriza por una textura en crenulación (Fig. 23c). En ocasiones, la biotita presenta una textura de tipo poikiloblástica con inclusiones de plagioclasa y zircón. Por lo general, la biotita puede estar rellenando espacios intersticiales en el leucosoma y bordeando a los porfidoblastos de granate.

La sillimanita presenta hábitos prismáticos eudrales de tamaños finos a medios, principalmente se encuentra intercalada con biotita, es común que en algunos sitios del melanosoma, puede llegar a formar acumulaciones en forma de lentes de tamaños milimétricos. En algunos casos aislados, se puede presentar como inclusión en el granate.

Por su parte, el granate esta presente como cristal con formas subedrales con tamaños de granos de finos a gruesos; por lo general, se encuentra asociado a las partes melanocráticas. Presenta una textura poikiloblástica con inclusiones de plagioclasa, sillimanita, biotita e ilmenita, y es bordeado por cristales de biotita y plagioclasa. Además, el granate presenta un fracturamiento que es relleno por biotita (Fig. 23d-f).

La textura que predomina en la parte del leucosoma es de tipo granoblástica inequigranular, compuesta principalmente por plagioclasa, feldespato-k y cuarzo. La plagioclasa, que es el mineral más abundante en esta asociación, se encuentra formando bandas de tamaños milimétricos en intercalación con el feldespato-k y cuarzo. Estas bandas milimétricas también pueden tener ocurrencia pero con menor proporción en el melanosoma.

La plagioclasa presenta formas subedrales, con bordes rectos en contacto con feldespato-k y cuarzo, aunque en ocasiones estos bordes pueden ser sinuosos. Las maclas presentes dan indicios de deformación, debido a la presencia de un maclado mecánico. En ocasiones, la

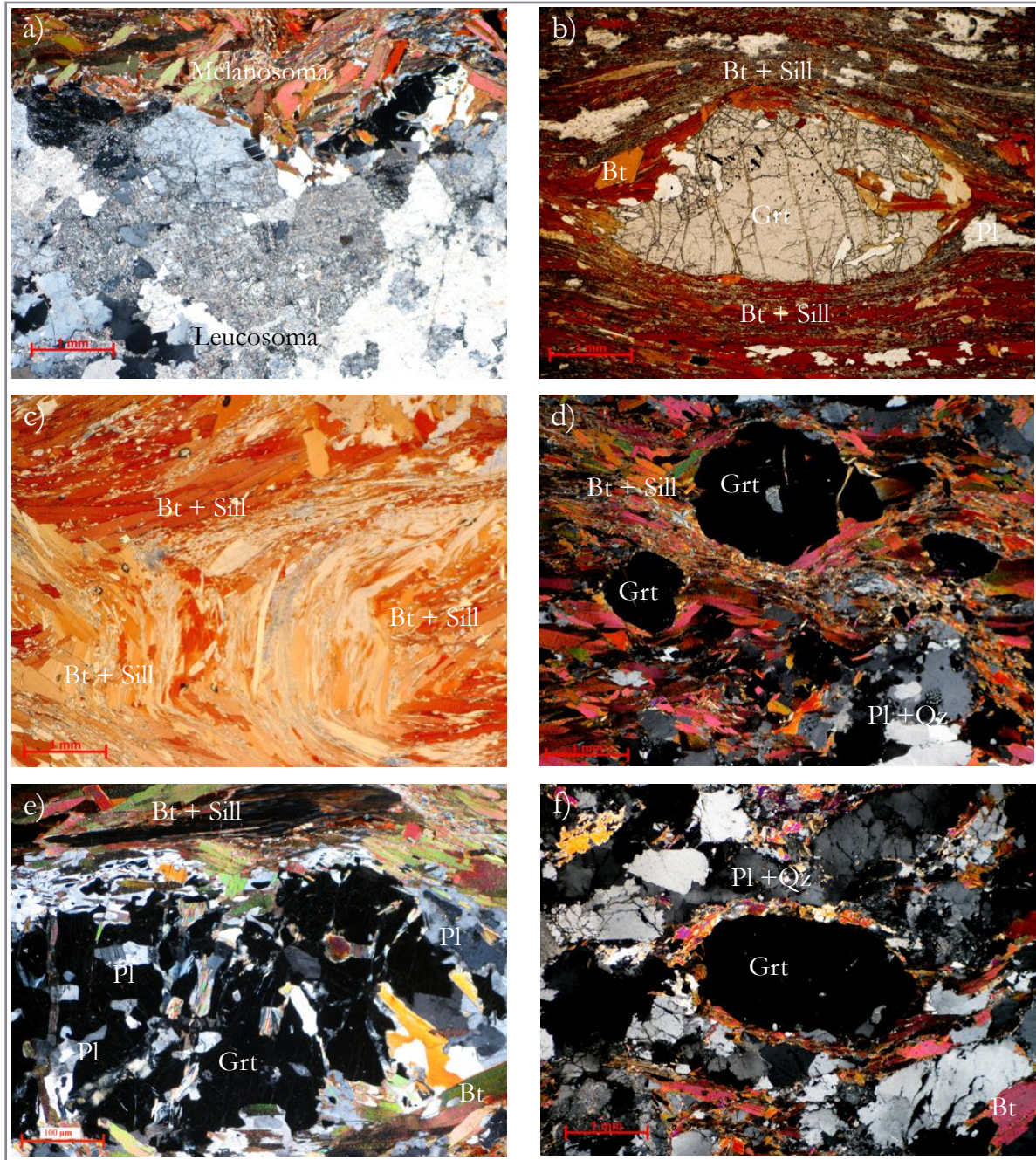


Figura 23. Fotomicrografías de metatexitas. a) Contacto entre horizontes leucocráticos y melanocráticos en una metatexita estromática. b) Porfidoblasto de Grt con textura poiquíltica con inclusiones de Ilm + Pl + Bt en una matriz de Bt intercalada con Sil en un horizonte melanocrático. c) Horizonte melanocrático el cual presenta una textura de crenulación causada por deformación y que es compuesta por Bt + Sil + Zrn. d) Melanosoma con porfidoblastos de Grt en matriz de Bt en contacto con leucosoma de textura granoblástica compuesta de Pl + Afs y Qz. e) Grt coronado por Pl además de presentar una textura poiquíltica con inclusiones de Bt + Pl. f) Leucosoma que presenta un porfidoblasto de Grt coronado por Bt en una matriz granoblástica compuesta de Qz + Pl + Afs.

plagioclasa puede estar rellenando espacios intersticiales en los dominios melanocráticos. Es típicamente encontrado como mineral de inclusión en granate y biotita (Fig. 23e).

El feldespato-k presenta formas subedrales con tamaños de grano de medio a gruesos. Generalmente sus bordes son rectos en contacto con plagioclasa y cuarzo, pero como sucede con la plagioclasa, estos bordes pueden ser sinuosos en algunos sitios en contacto con plagioclasa y cuarzo. En diferentes sitios, se puede presentar alteración por sericitización. El cuarzo presenta formas anedrales, con tamaños de granos finos. Generalmente presenta extinción ondulante (Fig. 23f).

7. Química mineral

En el presente capítulo se abordan y detallan las características químicas de las principales fases minerales estudiadas en el análisis petrográfico y que tienen directamente un interés petrológico en la evolución geológica de la zona de estudio. Las especificaciones de los estudios analíticos se abordan en el capítulo de Problemática, Objetivos y Metodología. En la tabla 3 se presentan las claves de las muestras analizadas y de las cuales se obtuvieron datos de microsonda electrónica, detallados en la tabla 4.

Tabla 3. Claves de muestras analizadas por medio de microsonda electrónica.

Clave	Tipo de roca
XO-14-B	Para-esquistos de granate
XO-7	Para-esquistos de granate
XO-12	Anfibolita
XO-8-D	Anfibolita con granate

7.1 Micas

El análisis de micas se realizó tanto en esquistos pelíticos de granate como en anfibolitas, ya que esta fase mineral se encuentra de una manera cuantiosa en la zona de estudio de esta tesis. Estas micas generalmente caen en el campo de la solución sólida de la annita-flogopita y fueron analizadas utilizando criterios petrográficos de interés en sitios texturales adyacentes o en contacto con porfidobláastos de granate y en sitios de interés dentro de una matriz compuesta por sillimanita, plagioclasa y cuarzo en intercalación con mica para el caso de los esquistos pelíticos de granate. En el análisis de las rocas meta-ígneas, se analizaron botitas adyacentes y en contacto con porfidobláastos de granate para el caso de la anfibolita con presencia de granate, muestra XO-8-D; mientras que en la anfibolita con clave XO-12, se analizó en la matriz compuesta por anfíbol, plagioclasa y biotita (Fig. 24).

El cálculo de la fórmula para ambas litologías se realizó con base en 22 oxígenos.

La composición química de la biotita en los esquistos pelíticos de granate se caracteriza por presentar contenidos altos de Ti con valores que van de 0.33-0.62 apfu (átomos por unidad de fórmula), valores de x_{Mg} = 0.30-0.35, valores de x_{Fe} = 0.65-0.70 y en el contenido de aluminio octaédrico (Al [VI]) presenta valores que varían entre 0.75-0.89 apfu.

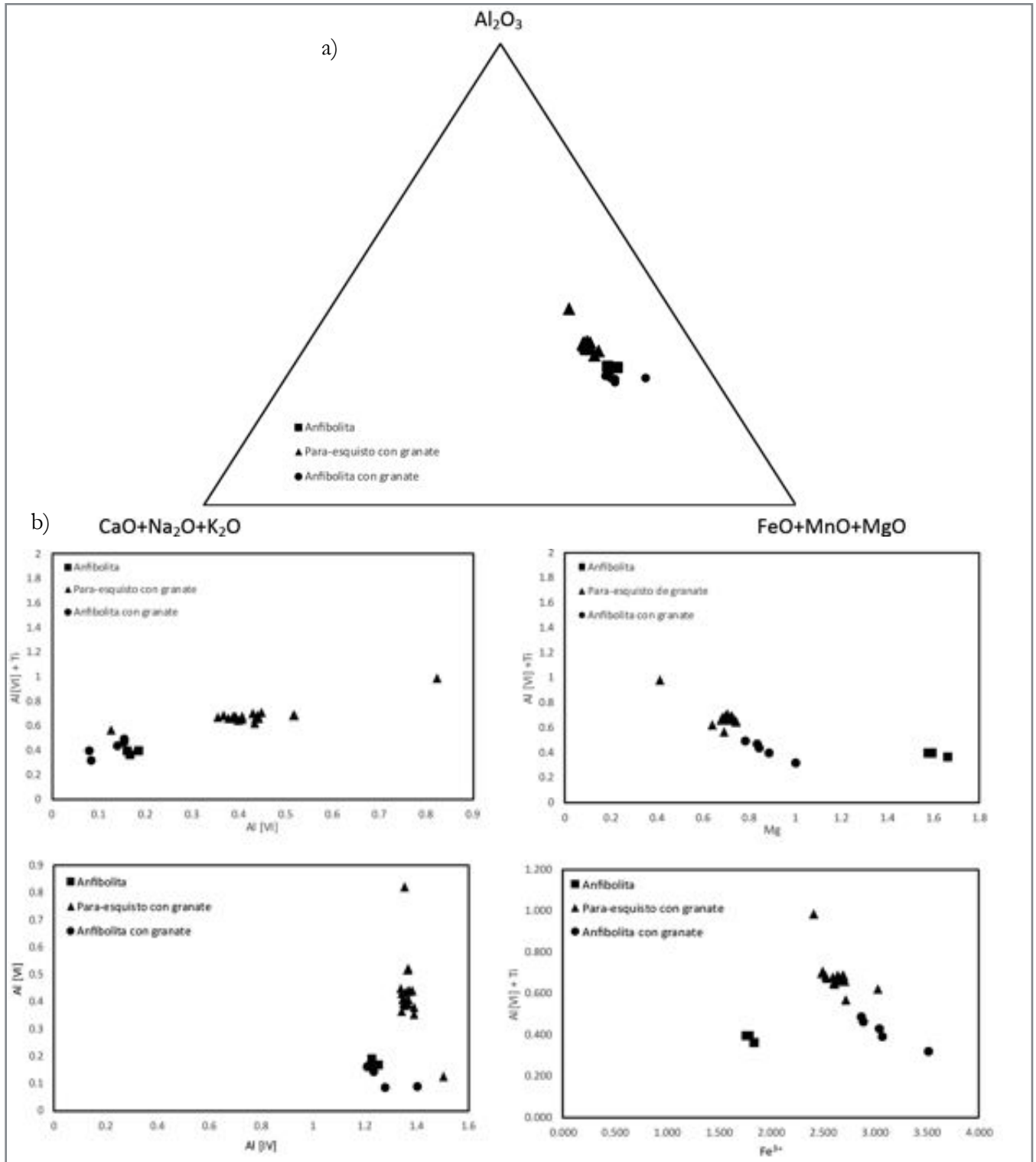


Figura 24. a) Diagrama ternario que muestra las variaciones químicas de las biotitas analizadas en rocas meta-ígneas y meta-sedimentarias. b) Diagramas de variación química, en donde se muestra que las rocas meta-sedimentarias presentan valores altos de Al [VI] con respecto a las rocas meta-ígneas. Por su parte, en las anfibolitas, éstas poseen valores mayores de Mg y Fe^{3+} , mientras que en Al [IV] ambas litologías registran valores similares.

En las anfibolitas, el Ti presenta valores de 0.38-0.65 apfu, los valores en xMg son de 0.37-0.64 que son mucho más variables e incrementan con respecto a las rocas meta-sedimentarias. En cambio los valores en xFe disminuyen y sus valores son de 0.36-0.63; además, el contenido en aluminio octaedral se ve disminuido en este tipo de litologías presentando valores de 0.16-0.32 apfu. Para realizar un comparativo entre ambas fases de biotita, se realizaron diagramas para comparar sus contenidos en Mg, Fe²⁺ y Al [VI].

7.2 Granate

Los granates fueron analizados en dos esquistos pelíticos de granate y en una anfibolita con granate, en sitios texturales específicos y a través de secciones de mediciones de 18 puntos en un para-esquisto de granate y 15 puntos en la anfibolita con granate (Fig. 25). En el caso de los granates el cálculo de su fórmula fue con base en 24 oxígenos.

Los granates analizados en el esquisto pelítico de granate tienen una ocurrencia tanto en los neosomas y paleosomas con formas subedrales. Estos poseen una composición aproximada en su componente almandino de ~ 71%. Los valores en la componente grosularia se mantienen en ~4%, el valor en el componente piropo es de ~10%, mientras que en la componente espesartina el valor es de ~15% (Fig. 25a, 26a).

Los granates analizados en la anfibolita, tienen una ocurrencia mayormente en los paleosomas, presentando formas subedrales. Estos granates, presentan una composición en la componente almandino de ~61%, el valor en la componente grosularia es de ~24%, el valor en su componente piropo se encuentra en ~9% y el valor en la componente espesartina es ~6% (Fig. 25b, 26b).

El granate en el esquisto pelítico de granate revela una tenue zonificación inversa, con un enriquecimiento hacia los bordes en el contenido de espesartina y empobrecimiento en piropo (Fig. 25a).

Los valores en los granates de los esquistos pelíticos de granate de xFe son de 0.86-0.90 con un ligero empobrecimiento del núcleo hacia los bordes, mientras que los valores de xMn varían de 0.08-0.19 con un leve enriquecimiento hacia los bordes del granate. Los valores de xMg van 0.10-0.14, mientras que los valores de xCa son constantes 0.03-0.04.

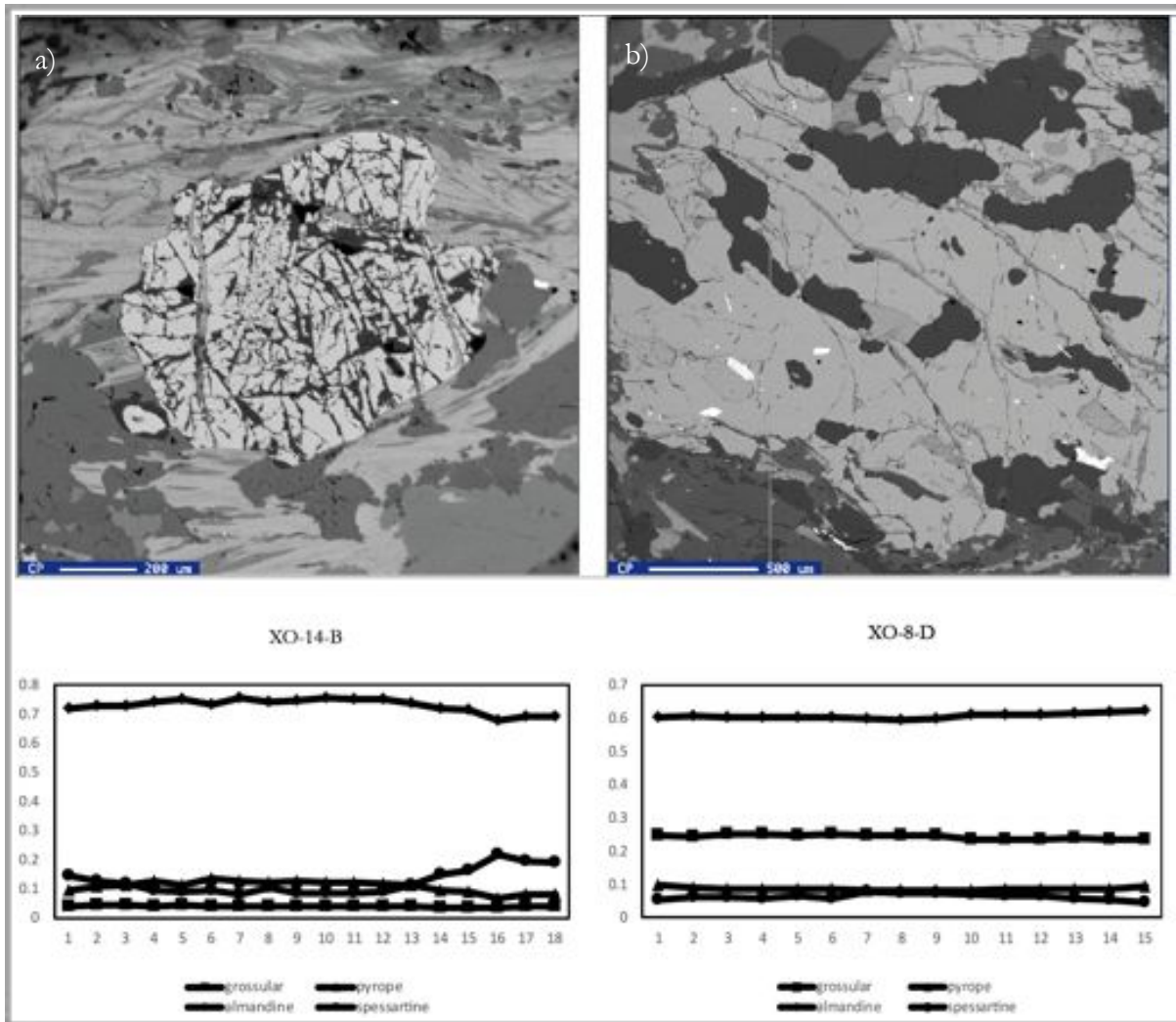


Figura 25. Análisis de secciones de variación composicional en granate por medio de microsonda electrónica. a) Esquisto pelítico con granate. b) Anfibolita con granate. Explicación referida en el texto.

Estas variaciones indican patrones de reequilibrio químico retrogrado, interpretándose como un proceso del consumo de granate en la interacción con otras fases minerales.

Por otra parte, el granate analizado en la anfibolita de granate, es químicamente más homogéneo, por lo que, los valores en x_{Fe} van de 0.86-0.88, los valores de x_{Mn} son de 0.25, x_{Mg} va de 0.12-0.14 y los valores de x_{Ca} 0.23-0.25, lo cual indica que las mínimas variaciones químicas son correspondientes a las variaciones en la composición de la roca total, más que a procesos de intercambio catiónico.

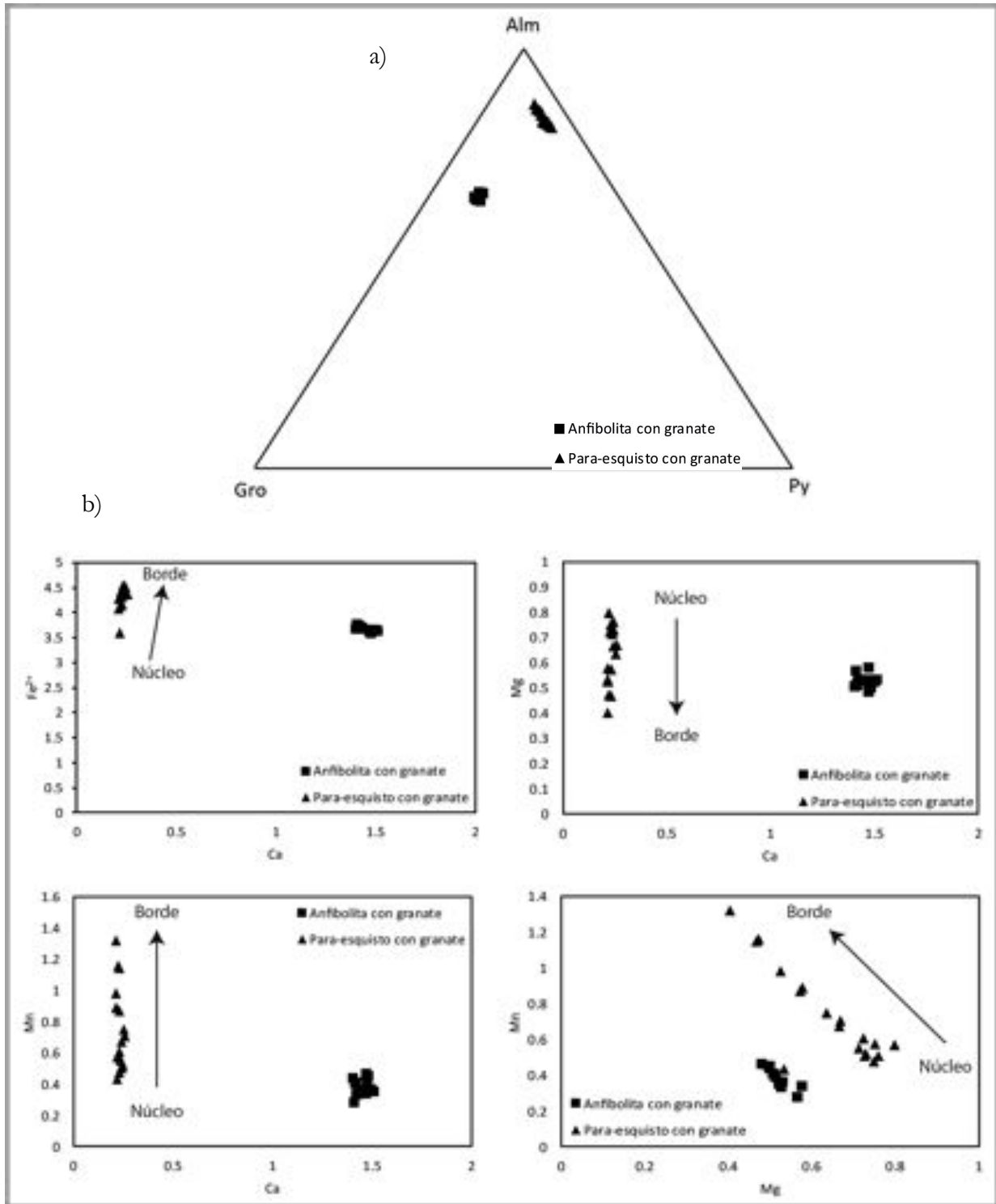


Figura 26. a) Diagrama ternario de variación química de los granates analizados. b) Diagramas de variación en donde se muestra que hay un ligero enriquecimiento en Fe³⁺ y Mn del núcleo al borde y un empobrecimiento en Mg de núcleo a borde en el esquisto pelítico con granate, mientras que para la anfibolita con granate, esta presenta altos valores de Ca y las variaciones de Fe³⁺, Mn y Mg son mínimas.

7.3 Plagioclasas

Las composiciones químicas de las plagioclasas analizadas son ampliamente variables en función de sus variaciones texturales y tipo de roca. El cálculo de la fórmula mineral se realizó con base en 8 oxígenos. Las plagioclasas analizadas en las muestras de esquistos pelíticos de granate presentan valores enriquecidos en su componente albítico ($\sim Ab_{83}$). Además, estas plagioclasas, presentan valores de xNa que varían entre 0.68-0.92 y con valores de xCa que van de 0.02-0.30 (Fig. 27).

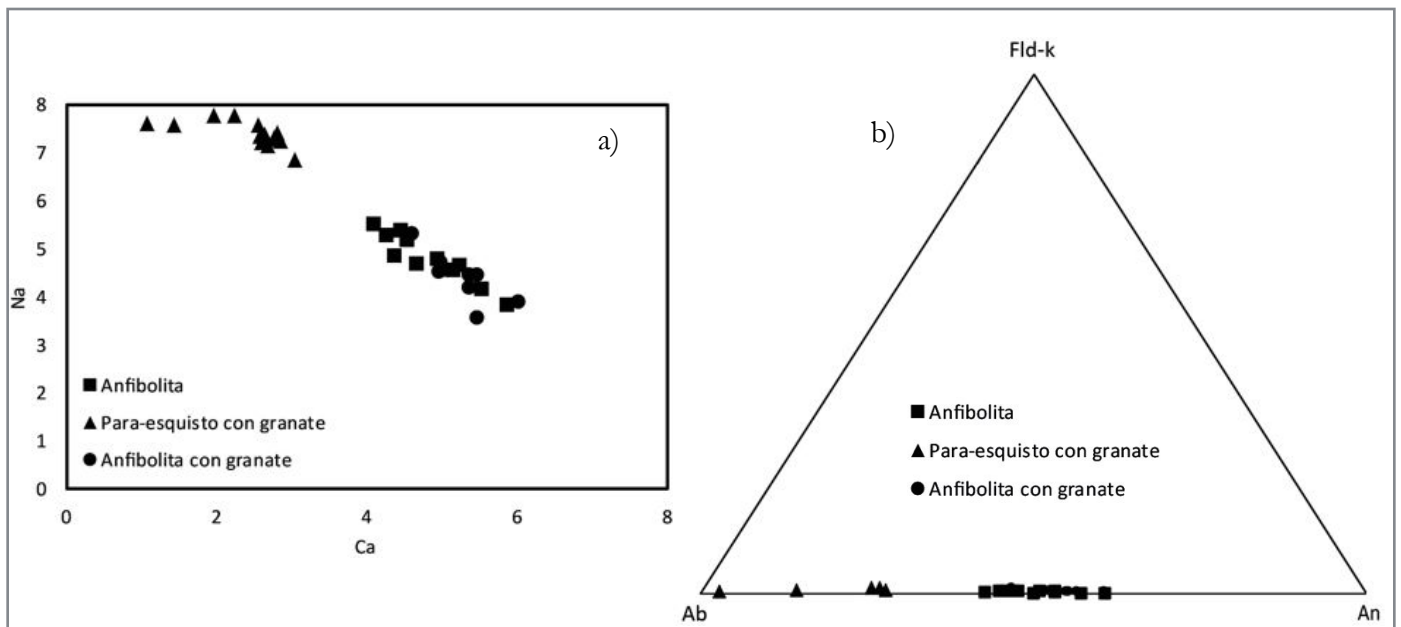


Figura 27. a) Diagrama binario Ca vs Na, en donde se observa que las rocas meta-sedimentarias presentan valores bajos de Ca y valores mayores de Na, caso contrario de las anfibolitas b) Diagrama ternario de Ab-An-Fld-k en donde se grafican plagioclasas y feldespatos potásicos.

Por otra parte, las plagioclasas medidas en las muestras de anfibolita presentan valores en su componente albítico ($\sim Ab_{47}$). Los valores de xNa van de 0.38-0.56 y valores de xCa que van entre 0.46-0.60 (Fig. 26).

Las plagioclasas analizadas muestran una ligera variación en su cantidad de sílice. Las plagioclasas medidas en las muestras de esquistos pelíticos de granate, presentan valores entre 2.62-2.98 apfu (átomos por unidad de fórmula), mientras que en las plagioclasas analizadas en las anfibolitas son 2.39-2.59 apfu.

Algo notable son los valores de x_{Na} , mientras que en los esquistos pelítico de granate existen valores que van de 0.68-0.96, en las plagioclasas de las anfibolitas, estos valores son ligeramente más constantes 0.38-0.56. Por otra parte, los valores de x_{Ca} de los para-esquistos de granate van de 0.20-0.30; en las anfibolitas los valores son un poco más amplios, 0.46-0.60.

7.4 Anfíbol

Los análisis de microsonda para caracterizar esta fase mineral se realizó en dos muestras; tanto en una anfibolita con granate, como en una anfibolita sin granate. El anfíbol se encuentra presente formando mosaicos poligonales en contacto con plagioclasa. Esta textura se encuentra presente en la anfibolita sin granate, mientras que para la anfibolita con granate, el anfíbol se encuentra formando una textura nematoblástica en intercalación con biotita y plagioclasa. Las mediciones se realizaron en anfíboles en contacto con plagioclasa, granate y biotita. El cálculo de la fórmula mineral se realizó con base en 23 oxígenos.

A grandes rasgos, se logró identificar tres tipos de especie de este mineral, que corresponden a la familia de los anfíboles cálcicos. Estos tipos corresponden a las variedades magnesio-hornblenda, hornblenda-tschermarkita, las cuales se identificaron en la anfibolita sin granate y ferro-pargasita que se logró identificar en la anfibolita con granate.

Las variaciones que presenta la magnesio-hornblenda en los contenidos de Si son de 6.57-6.91 apfu, los valores en el contenido de K van de 0.26-0.35 wt % (K_2O), las variaciones en su x_{Mg} son de 0.69-0.74 y en el contenido de Ti los valores presentes varían entre 0.96-1.22 wt% (TiO_2) (Fig. 27).

Por otra parte, las variaciones presentes en la hornblenda-tschermarkita en el contenido de Si van de 6.47-6.76 apfu, el valor en K es de 0.29-0.37 wt %, mientras que x_{Mg} varía entre 0.70-0.77 y con un valor de Ti que varía entre 1.07-1.20 wt % (Fig. 27). Mientras que para la especie ferro-pargasita, las variaciones de Si son de 6.29-6.31 apfu, la variación en el valor de K es de 0.98-1.14 wt %, el valor en x_{Mg} es casi constante con valores de 0.37-0.38 y sus valores en titanio son de 1.63-1.78 (Fig. 27).

7.5 Ilmenita

La ilmenita es una fase mineral que se encuentra asociada tanto a las rocas meta-ígneas como meta-sedimentarias con una composición principalmente homogénea en las dos litologías (Fig. 29). El cálculo de su fórmula mineral se realizó con base en 3 oxígenos.

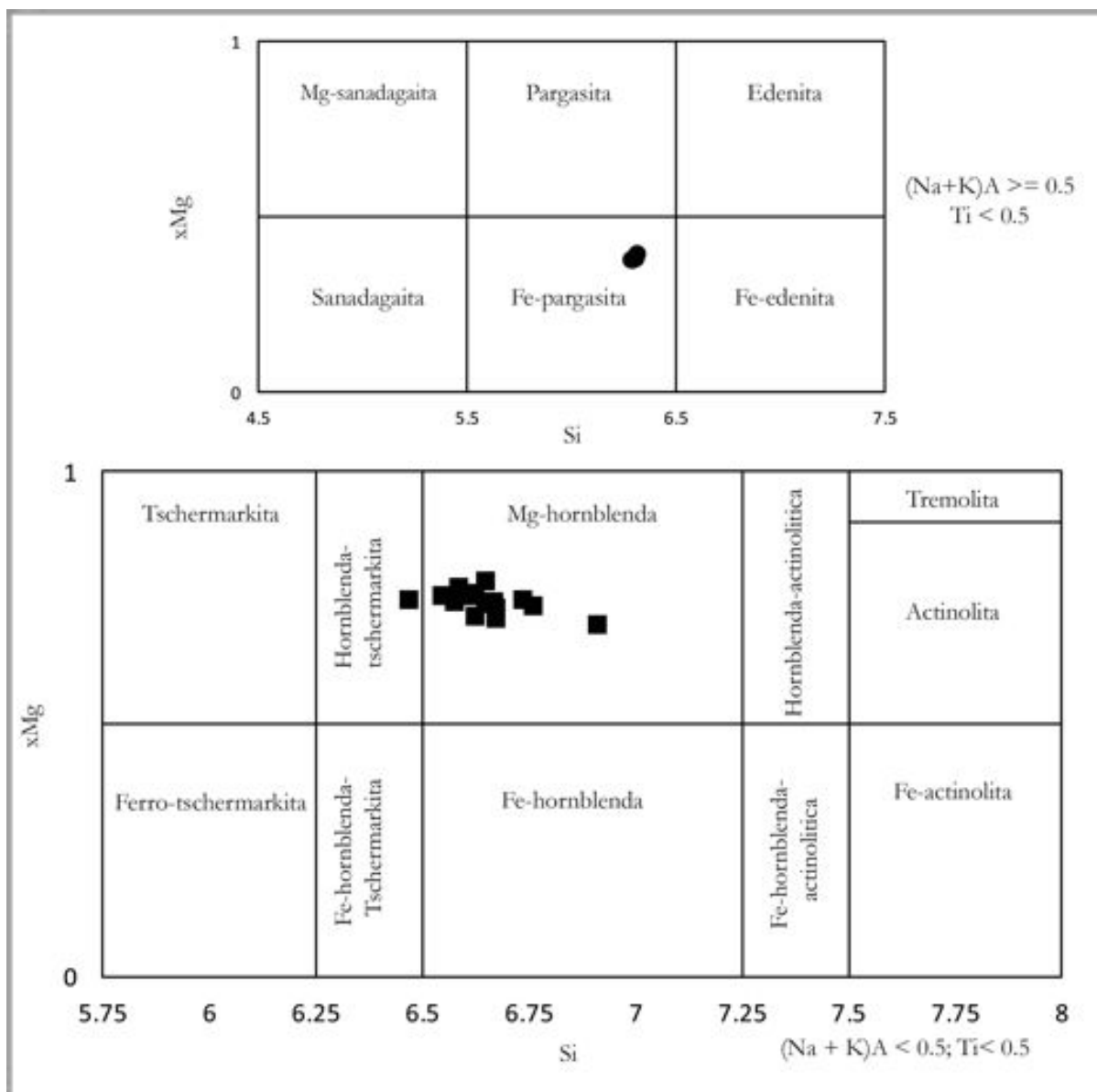


Figura 28. Diagramas de clasificación de los anfíboles según Leake et al., (1997)

Por lo general, la ilmenita presente en los para-esquistos de granate, presentan valores de Ti de 0.96-0.97 apfu y valores de Mg que varían de 0.53-0.57 wt % (MgO). Por su parte, en las anfibolitas los valores de Ti van de 0.97-0.99 apfu y el Mg presenta valores mucho más bajos que las rocas meta-sedimentarias, en donde estos valores son de 0.04-0.16 wt %.

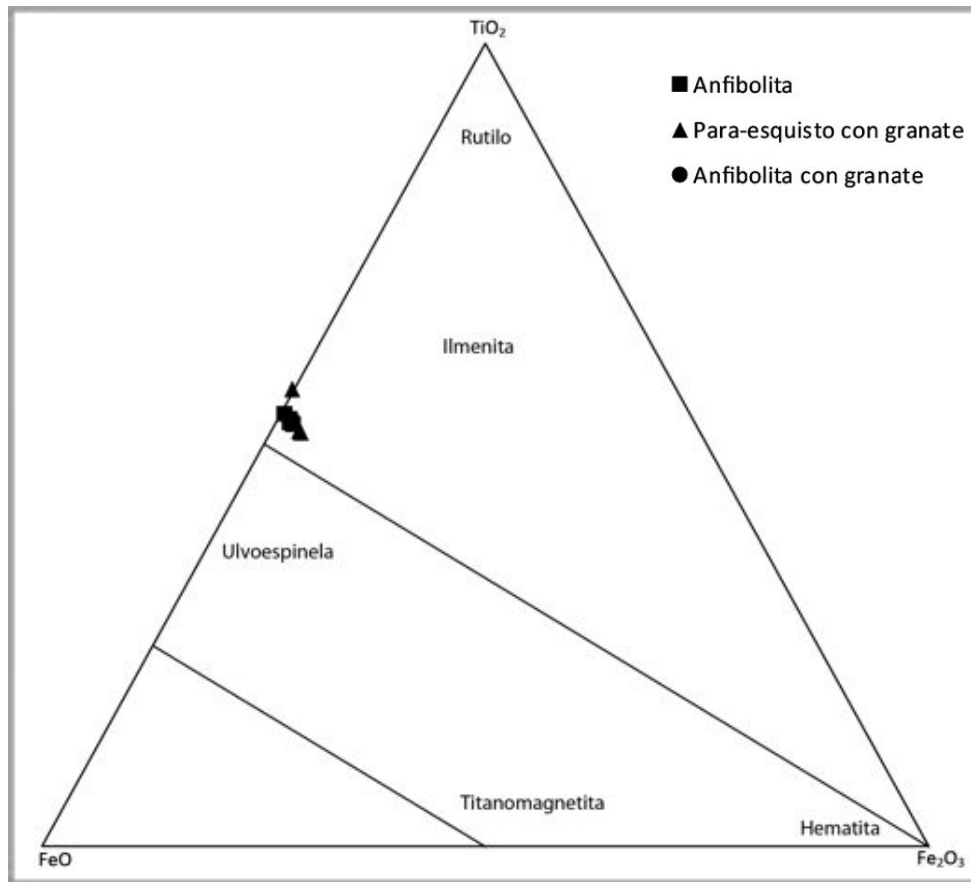


Figura 29. Diagrama de clasificación de óxidos utilizando el sistema $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$, en el cual se puede observar que los óxidos presentes en las litología meta-sedimentaria y meta-ígneas, caen en el campo de la Ilmenita.

Tabla 4. Análisis de química mineral de los principales grupos minerales analizados

Anfibol					Ilmenita				
Clave	XO-12		XO-8-D		Clave	XO-7	XO-14-B	XO-12	XO-8-D
	Magnesio-Hornblenda	Ferro-Pargasita	Pargasita (Matriz)	Pargasita (Borde)					
	$A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH,F)_2$					$A_1X_1O_3$			
	% en peso					% en peso			
SiO ₂	47.23	41.81	41.78	41.78	TiO ₂	50.55	51.09	52.05	51.51
TiO ₂	0.97	1.79	1.64	1.78	Al ₂ O ₃	0.04	0.28	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	9.07	12.66	12.41	12.55	V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.05	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	14.38	22.29	22.22	22.36	FeO	44.05	38.77	44.15	44.57
MnO	0.30	0.22	0.26	0.25	Fe ₂ O ₃	3.46	0.00	0.79	2.10
MgO	14.00	6.63	6.68	6.63	MnO	0.44	6.88	2.33	1.65
CaO	10.08	11.48	11.64	11.64	MgO	0.53	0.02	0.16	0.05
Na ₂ O	1.00	1.37	1.43	1.37	NiO	0.03	0.00	0.02	0.00
K ₂ O	0.26	1.15	0.10	1.15	Total	99.09	97.04	99.53	99.90
H ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00					
Total	97.33	99.38	98.16	99.56					
					Ti	0.97	1.00	0.99	0.98
Si	6.92	6.30	6.31	6.33	Al	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	1.09	1.70	1.69	1.67	V	0.00	0.00	0.00	0.00
Sitio T	8.00	8.00	8.00	8.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
					Fe ³⁺	0.07	0.00	0.01	0.04
Ti	0.11	0.20	0.19	0.20	Sitio A	1.03	1.01	1.01	1.02
Al	0.48	0.54	0.52	0.57					
Cr	0.01		0.00	0.01	Fe ²⁺	0.94	0.84	0.94	0.94
Fe ³⁺	0.00	0.29	0.48	0.00	Mn	0.01	0.15	0.05	0.04
Fe ²⁺	1.35	2.48	2.31	2.72	Mg	0.02	0.00	0.01	0.00
Mg	3.06	1.49	1.51	1.50	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00
Sitio C	5.00	5.00	5.00	5.00	Sitio X	0.97	0.99	0.99	0.98
Mn ²⁺	0.04	0.03	0.03	0.03					
Fe ²⁺	0.41	0.04	0.02	0.11					
Ca	1.55	1.85	1.89	1.86					
Na	0.00	0.08	0.06	0.00					
Sitio B	2.00	2.00	2.00	2.00					
Ca	0.03	0.00	0.00	0.03					
Na	0.28	0.32	0.36	0.40					
K	0.05	0.22	0.02	0.22					
Sitio A	0.36	0.54	0.38	0.66					
OH	2.00	2.00	2.00	2.00					
F	0.00	0.00	0.00	0.00					
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00					
Sitio W	2.00	2.00	2.00	2.00					
xMg	0.69	0.38	0.39	0.35					

Tabla 4. Análisis de química mineral de los principales grupos minerales analizados (Continuación).

Biotita						Granate				
Clave	XO-7	XO-14-B (Matriz)	XO-14-B (Borde)	XO-12	XO-8-D	Clave	XO-14-B		XO-8-D	
							Núcleo	Borde	Núcleo	Borde
I₂M₄₋₆T₈(OH,F)₄						X₃Y₂Z₃O₁₂				
% en peso						% en peso				
SiO ₂	34.79	35.17	33.49	37.55	37.34	SiO ₂	36.83	36.13	36.91	36.35
TiO ₂	3.19	3.89	7.83	3.46	5.36	TiO ₂	0.00	0.00	0.13	0.02
Al ₂ O ₃	20.05	20.53	18.54	16.50	15.51	Al ₂ O ₃	20.78	20.26	20.63	20.48
FeO	23.89	21.23	21.84	15.11	23.21	Fe ₂ O ₃	0.80	1.25	1.97	2.34
MnO	0.34	0.40	0.37	0.07	0.16	FeO	34.08	30.75	27.64	27.96
MgO	5.66	6.51	6.24	15.27	7.52	MnO	3.52	8.47	3.51	2.54
CaO	0.00	0.03	3.39	0.04	0.01	MgO	3.15	1.97	2.09	2.52
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	CaO	1.37	1.30	8.88	8.92
K ₂ O	9.98	10.44	6.74	8.35	9.80	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.13	0.13	0.00	Total	100.92	102.03	101.75	101.12
Total	97.91	98.25	98.56	96.48	98.91	Si	5.87	5.82	5.72	5.61
Si	5.28	5.26	5.00	5.49	5.58	Ti	0.00	0.00	0.02	0.00
Al iv	2.72	2.74	3.00	2.51	2.42	Sitio Z	5.87	5.82	5.74	5.62
Sitio T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	Al	3.90	3.85	3.77	3.73
Al vi	0.87	0.88	0.25	0.33	0.31	V	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.36	0.44	0.88	0.38	0.60	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	Fe ³⁺	0.10	0.15	0.23	0.27
Fe ³⁺	3.03	2.66	2.72	1.85	2.90	Sitio Y	4.00	4.00	4.00	4.00
Mn	0.04	0.05	0.05	0.01	0.02	Fe ²⁺	4.54	4.15	3.58	3.61
Mg	1.28	1.45	1.39	3.33	1.68	Mg	0.75	0.47	0.48	0.58
Sitio M	5.59	5.49	5.31	5.91	5.51	Ca	0.23	0.22	1.47	1.48
Ca	0.00	0.01	0.54	0.01	0.00	Mn	0.47	1.16	0.46	0.33
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.93	1.99	1.28	1.56	1.87	Sitio X	6.00	6.00	6.00	6.00
Sitio I	1.93	2.00	1.82	1.56	1.87	Grosularia	0.04	0.04	0.25	0.25
OH	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	Piropo	0.12	0.08	0.08	0.10
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Almandino	0.76	0.69	0.60	0.60
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Espesartina	0.08	0.19	0.08	0.06
xMg	0.30	0.35	0.34	0.64	0.37	xMg	0.14	0.10	0.12	0.14
xFe	0.70	0.65	0.66	0.36	0.63	xFe	0.86	0.90	0.88	0.86
						xCa	0.04	0.04	0.25	0.25
						xMn	0.08	0.19	0.08	0.06

Tabla 4. Análisis de química mineral de los principales grupos minerales analizados (Continuación).

Plagioclasa

Clave	XO-7	XO-14-B Matriz	XO-14-B Borde	XO-12	XO-8-D Matriz	XO-8-D Borde
M₁T₄O₈						
% en peso						
SiO ₂	64.37	63.02	60.72	53.85	57.95	53.60
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	20.70	22.57	24.07	29.40	26.88	29.10
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.03	0.02	0.06	0.05	0.06	0.19
Mn ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.05	0.01	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	2.94	4.70	5.77	11.44	9.69	12.44
Na ₂ O	9.84	9.01	8.35	4.72	6.13	4.41
K ₂ O	0.13	0.18	0.19	0.02	0.20	0.06
BaO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Total	98.02	99.51	99.16	99.55	100.94	99.80
Si	2.89	2.80	2.72	2.44	2.58	2.43
Al	1.10	1.18	1.27	1.57	1.41	1.55
Sitio T	3.99	3.99	3.99	4.01	3.98	3.98
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.14	0.22	0.28	0.56	0.46	0.60
Na	0.86	0.78	0.73	0.41	0.53	0.39
K	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Sitio M	1.01	1.01	1.02	0.97	1.00	1.00
An	0.14	0.22	0.27	0.57	0.46	0.61
Ab	0.85	0.77	0.72	0.43	0.53	0.39
Or	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00

8. Termobarometría

Una de las líneas de investigación de la petrología metamórfica se ha orientado en determinar las condiciones de presión y temperatura a las cuales los terrenos metamórficos han evolucionado, donde se pone en contexto, las historias complejas geodinámicas a las cuales han sido sometidas las rocas metamórficas a lo largo del tiempo. Así, la termobarometría tiene como objetivo principal, cuantificar las condiciones de presión y temperatura en que una roca alcanza su equilibrio, teniendo como base principal la termodinámica (Powell y Holland, 2008). El cálculo e investigación de las condiciones de presión y temperatura ha progresado en los últimos años, a través de dos técnicas diferentes: la termobarometría convencional y la termobarometría de multi-equilibrio (Powell y Holland, 2008).

8.1 Termobarometría convencional

La termobarometría convencional se fundamenta en los métodos termobarométricos que se asientan en el balance de reacciones escritas en términos de los miembros ideales de fases de un volumen en equilibrio (Powell y Holland, 2008). La idea básica de la termobarometría convencional es simple: a) encontrar una fase que esté en equilibrio en una roca para formular dos reacciones a través de sus componentes de fase y b) resolver las condiciones de equilibrio de presión y temperatura de las dos reacciones (Bucher y Grapes, 2011). Las condiciones de equilibrio de las reacciones involucradas son dos líneas expresadas en un diagrama P-T, donde la intersección entre estas dos líneas indican las condiciones de equilibrios simultáneos de las dos reacciones en una una roca y, por lo tanto, los valores de P-T en que la paragénesis alcanzó su equilibrio (Bucher y Grapes, 2011).

8.2 Mecanismos de re-equilibrio

Durante eventos prógrados y retrógrados, las composiciones de los minerales en las rocas se modifican, como consecuencia de las reacciones continuas que derivan de las variaciones de las rutas de presión y temperatura (Spear, 1989). Existen dos tipos de reacciones continuas y por lo tanto dos vías en que una roca puede re-equilibrarse, los cuales son tratados a continuación.

8.3 Reacciones de intercambio

Las reacciones de intercambio involucran el intercambio de átomos similares entre diferentes sitios catiónicos en un mineral. Los átomos de los elementos pueden ser de carga igual y de radio iónico similar. Los cambios de volumen involucrados en las reacciones son pequeños; caso contrario de los cambios en la entropía ya que, suelen ser relativamente más amplios. Por tal razón, las reacciones de intercambio son en gran medida independientes de la presión y por ello tienen un gran potencial como termómetros (Bucher y Grapes, 2011).

8.4 Reacciones de transferencia neta

El principio del funcionamiento de las reacciones de transferencia neta involucran el consumo ó producción de fases en una roca (Spear, 1989). Las reacciones de transferencia neta son principalmente utilizadas como indicadores de presión (Bucher y Grapes, 2011). La aplicación de estas reacciones requiere que: 1) la univariante apropiada de equilibrio del miembro ideal este bien calibrada, 2) la composición química de las fases sea conocida y 3) las relaciones de las actividad-composición estén disponibles para estos minerales con su pertinente solución sólida (Bucher y Grapes, 2011).

8.5 Termobarometría de multi-equilibrio

Muchas rocas contienen una paragénesis mineral que permite hacer el cálculo de la formulación de más de dos reacciones entre los componentes de fase de la paragénesis mineral. A menudo, una amplia gama de reacciones pueden describirse para la paragénesis de una roca metamórfica. Si una roca alcanza un estado de equilibrio en un punto en un espacio P-T, todas las reacciones deben estar simultáneamente en equilibrio en este punto (Bucher y Grapes, 2011).

Para poder resolver las condiciones de equilibrio por el método de multi-equilibrio debe utilizarse: 1) un conjunto de datos termodinámicos consistentes para todos los componentes de fases involucrados en las reacciones, 2) ecuaciones de estado apropiadas que describan las propiedades termodinámicas de todas las componentes de fases de P y T 3) modelos de

solución que describan las soluciones termodinámicas de sólidos y fluidos para todos los minerales y fluidos involucrados (Bucher y Grapes, 2011).

Las condiciones de equilibrio de todas las reacciones se presentarán como líneas en un diagrama P-T que se interceptarán en un punto. Esta técnica es ampliamente utilizada hoy en día y el conjunto de datos termodinámicos que son particularmente útiles para rocas metamórficas han sido publicados por Berman (1998) y Holland y Powell (1990).

Para la obtención de soluciones termobarométricas, y que puedan tener un significado geológico que se adapte a las necesidades de las hipótesis u objetivos planteados en una investigación, deben considerarse los criterios siguientes, que son fundamentales para la obtención de resultados confiables:

- Asociación de fases presumiblemente en equilibrio, tomando en cuenta criterios texturales, composicionales y teóricos (p. e. texturas de recristalización, ausencia de texturas reaccionales, no violación de la regla de las fases).
- Errores analíticos en la determinación de la química mineral.
- Incertidumbre en las calibraciones de los termobarómetros utilizados.

8.6 Caso de estudio

La termobarometría de multi-equilibrio es la técnica que se llevo a cabo en este trabajo ya que existe una gran gama de termobarómetros que se pueden asociar y por lo tanto adaptar a las litologías existentes en el área de estudio correspondiente, utilizando el software TWQ versión 2.34 (Berman, 1991), las bases de datos JUN92.dat y DEC06.dat (Berman, 1991), y en el sistema químico $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-MnO-CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$.

Las rocas analizadas constan de una anfibolita con granate con clave XO-8-D, la cual esta compuesta por anfíbol + granate + plagioclasa + cuarzo + biotita.

El esquisto pelítico con granate con clave XO-14-B, que presenta una paragénesis de granate + biotita + sillimanita + plagioclasa + cuarzo.

La química mineral de las muestras utilizadas para llevar a cabo los cálculos termobarométricos se muestran en la tabla 5.

Con base en las asociaciones minerales presentes en las muestras analizadas, se utilizaron reacciones que son utilizadas en termobarometría convencional. Para el caso del esquisto pelítico de granate se utilizó el termómetro granate-biotita y el barómetro granate-sillimanita-

plagioclasa-cuarzo. Para el caso de la anfibolita con granate, se utilizó el termómetro granate-hornblenda y el barómetro granate-hornblenda-plagioclasa-cuarzo.

Tabla 5. Química de las fases minerales empleadas para realizar los cálculos termobarométricos.

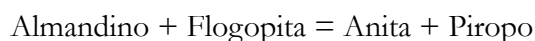
Anfibol			Granate			Plagioclasa		
XO-8-D			XO-8-D			XO-8-D		
Pargasita (Matrgasita (Borde)			Núcleo	Borde		Matriz	Borde	
SiO ₂	41.78	41.78	SiO ₂	36.91	36.35	SiO ₂	57.95	53.60
TiO ₂	1.64	1.78	TiO ₂	0.13	0.02	TiO ₂	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	12.41	12.55	Al ₂ O ₃	20.63	20.48	Al ₂ O ₃	26.88	29.10
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	Fe ₂ O ₃	1.97	2.34	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00
FeO	22.22	22.36	FeO	27.64	27.96	Fe ₂ O ₃	0.06	0.19
MnO	0.26	0.25	MnO	3.51	2.54	Mn ₂ O ₃	0.01	0.00
MgO	6.68	6.63	MgO	2.09	2.52	MgO	0.00	0.00
CaO	11.64	11.64	CaO	8.88	8.92	CaO	9.69	12.44
Na ₂ O	1.43	1.37	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	Na ₂ O	6.13	4.41
K ₂ O	0.10	1.15	Total	101.75	101.12	K ₂ O	0.20	0.06
H ₂ O	0.00	0.00				BaO	0.00	0.01
Total	98.16	99.56				Total	100.94	99.80

Tabla 5. Química de las fases minerales empleadas para realizar los cálculos termobarométricos (Continuación).

Biotita			Granate			Plagioclasa		
XO-14-B			XO-14-B			XO-14-B		
	Matriz	Borde		Núcleo	Borde		Matriz	Borde
SiO ₂	35.17	33.49	SiO ₂	36.83	36.13	SiO ₂	63.02	60.72
TiO ₂	3.89	7.83	TiO ₂	0.00	0.00	TiO ₂	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.53	18.54	Al ₂ O ₃	20.78	20.26	Al ₂ O ₃	22.57	24.07
FeO	21.23	21.84	Fe ₂ O ₃	0.80	1.25	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00
MnO	0.40	0.37	FeO	34.08	30.75	Fe ₂ O ₃	0.02	0.06
MgO	6.51	6.24	MnO	3.52	8.47	Mn ₂ O ₃	0.01	0.00
CaO	0.03	3.39	MgO	3.15	1.97	MgO	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	CaO	1.37	1.30	CaO	4.70	5.77
K ₂ O	10.44	6.74	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	Na ₂ O	9.01	8.35
Cr ₂ O ₃	0.03	0.13	Total	100.92	102.03	K ₂ O	0.18	0.19
Total	98.25	98.56				Total	99.51	99.16

8.7 Termómetros grt-bt y grt hbl

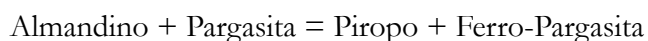
El termómetro granate-biotita se basa en la reacción de intercambio Fe⁺²-Mg (Ferry-Spear, 1978). Dicha reacción de intercambio es representada por:



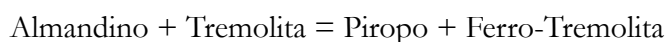
Esta reacción se utilizó para el cálculo de temperatura en el esquisto pelítico con granate. De acuerdo con los análisis de química mineral el granate presenta un ligero patrón químico de

intercambio retrógrado, se utilizaron los análisis de química mineral del núcleo del granate y de la biotita en matriz para realizar el cálculo de la temperatura del pico metamórfico. Adicionalmente, se analizaron los análisis del borde del granate y de biotita en contacto con el granate, con el fin de obtener el cálculo de la temperatura de re-equilibrio alcanzada en el para-esquisto.

A su vez, el termómetro granate-hornblenda tiene como base el intercambio Fe^{+2} -Mg que fue determinado por Graham y Powell (1984). Dicha reacción de intercambio se muestra a continuación:



Además, se decidió utilizar la reacción siguiente:

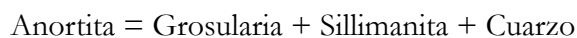


Esto a manera complementaria, ya que esta reacción se caracteriza por tener un intercambio Fe^{+2} -Mg análogo a la reacción anterior.

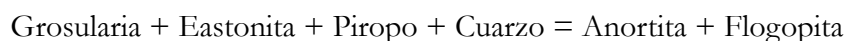
De forma equivalente al esquisto pelítico con granate, estas dos reacciones se emplearon en el cálculo de la temperatura en la anfibolita con granate, en donde se analizan tanto el núcleo y borde del granate para analizar su comportamiento en un diagrama P-T.

8.8 Barómetros grt-sil-plg-qz y grt-hbl-plg-qz

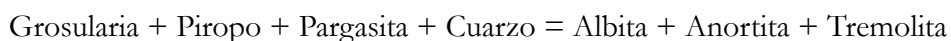
Los barómetros aplicados al para-esquisto con granate se enuncian a continuación. El barómetro granate-sillimanita-plagioclasa-cuarzo envuelve el intercambio de Ca entre plagioclasa y granate (Ghent, 1976; Goldsmith, 1980). La reacción que representa a este barómetro es la siguiente:



Adicionalmente, se empleó el barómetro granate-biotita-plagioclasa-cuarzo, calibrado originalmente por Hoisch (1990). La reacción de intercambio es representada a continuación:



Por otra parte, los barómetros aplicados a la anfibolita con granate son los siguientes. El barómetro granate-hornblenda-plagioclasa-cuarzo se basa en el intercambio de $NaAl^{IV}Al^{VI}_2Mg_{-1}Si_2$ entre las fases involucradas (Kohn y Spear, 1989). Las reacciones involucradas en el cálculo de presión en la anfibolita con granate son las siguientes:



8.9 Intersecciones P-T

Las temperaturas y presiones obtenidas en el núcleo del granate, en el caso del para-esquistos, se obtiene un intersección en un intervalo de temperaturas que van de ~ 703 a 709 ($^{\circ}\text{C}$) y un rango de presiones de ~ 7.4 a 9.1 (kbar) (Fig. 30a). Por su parte, la región P-T obtenida en el borde del granate, registra un intervalo de temperaturas que van de ~ 720 a 724 ($^{\circ}\text{C}$) y un rango de presiones de ~ 2.5 a 4.2 (kbar) (Fig. 30b).

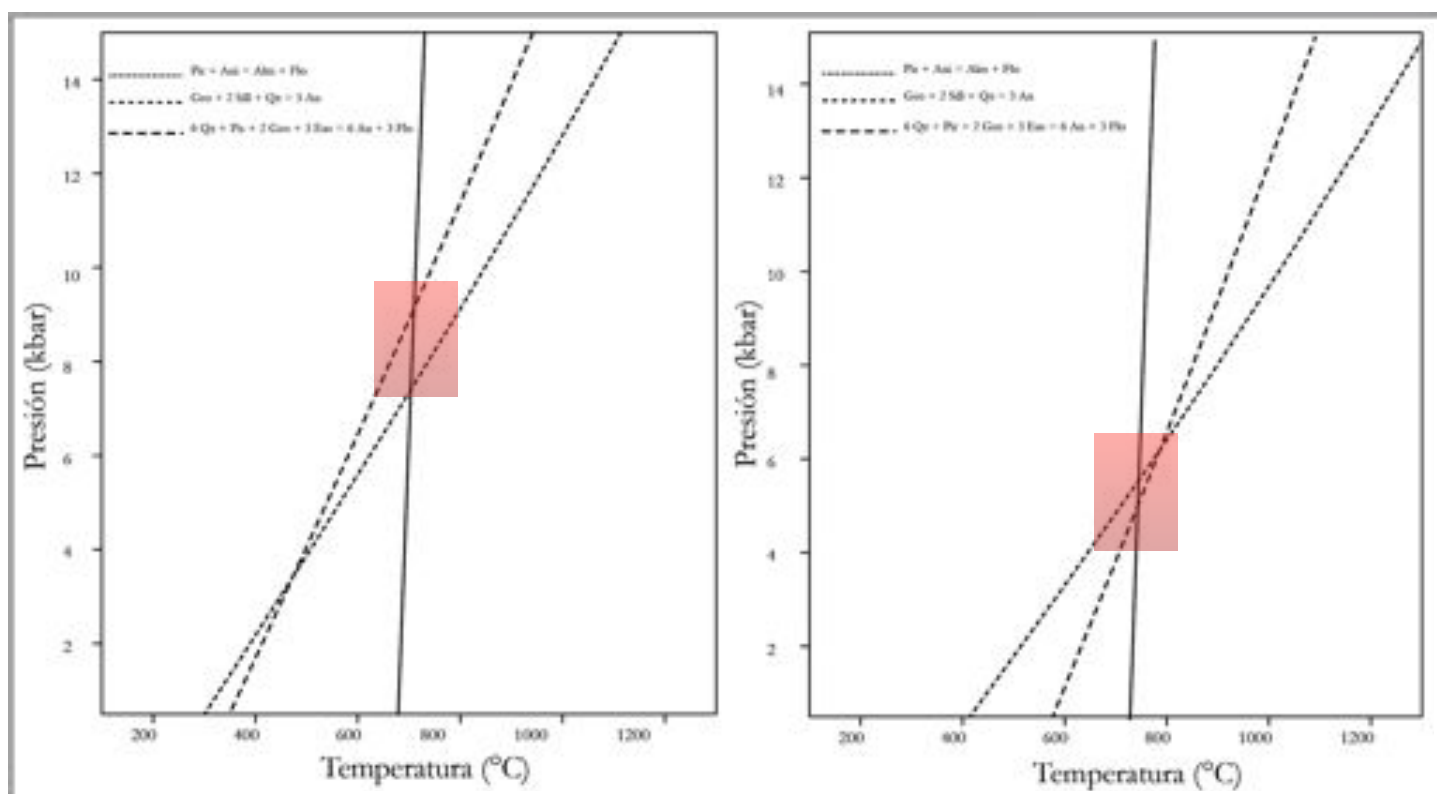


Figura 30. Resultados obtenidos de las intersecciones P-T. a) Núcleo del granate del esquistos pelítico con granate. b) borde del granate del esquistos pelítico con granate.

En la anfibolita con granate se obtuvo una región P-T en el núcleo del granate, limitada por un intervalo de temperaturas que van de ~ 642 a 645 ($^{\circ}\text{C}$) y un rango de presiones que van de ~ 6.2 a 6.4 (kbar) (Fig. 31a). En el borde del granate se registra un intervalo de temperaturas que oscilan entre ~ 733 a 735 ($^{\circ}\text{C}$) y un intervalo de presiones que van de ~ 7.1 a 7.2 (kbar) (Fig. 31b).

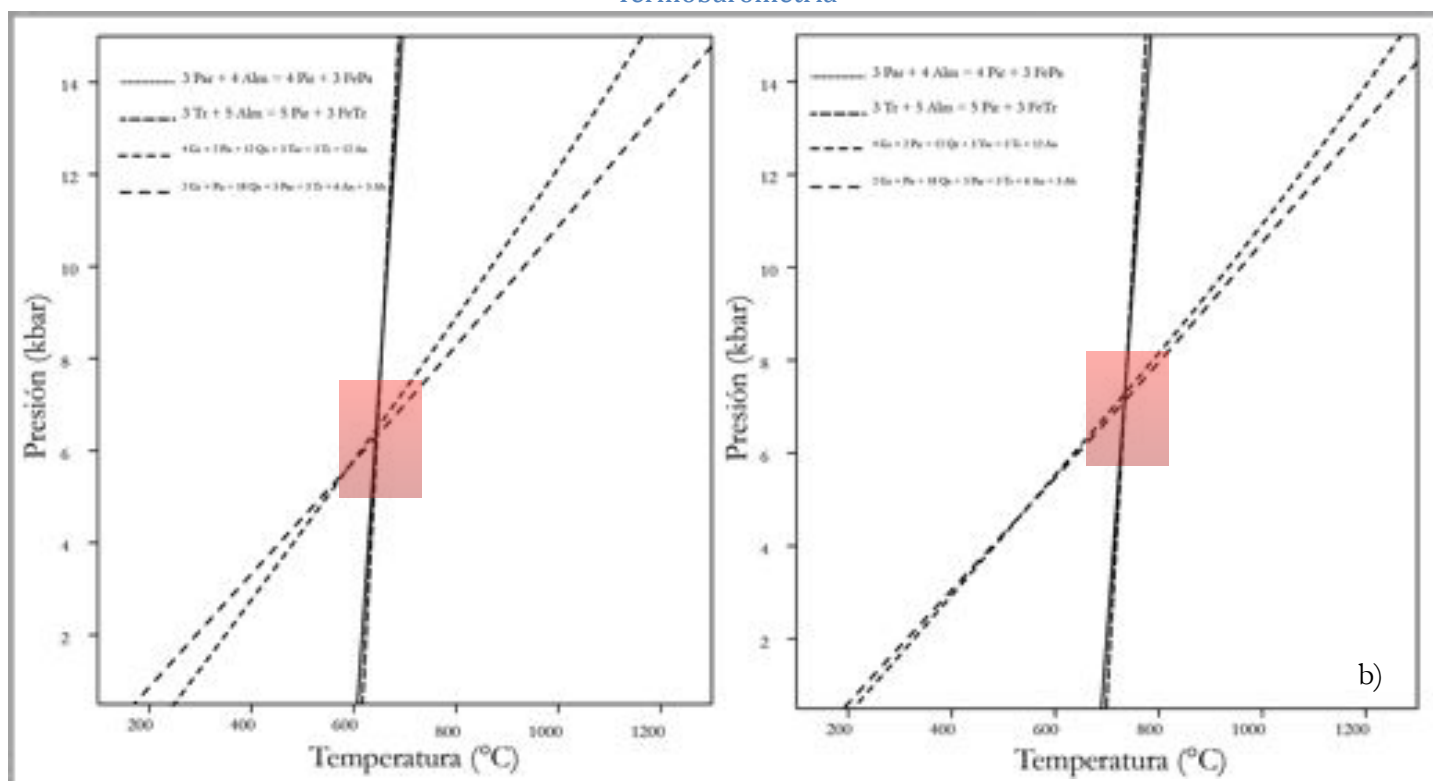


Figura 31. Resultados obtenidos de las intersecciones P-T. a) Núcleo del granate de anfíbolita con granate. b) borde el granate de anfíbolita con granate.

8.10 Termobarometría de multi-equilibrio (caso de estudio)

Para determinar el grado equilibrio de las muestras analizadas, se realizó el cálculo de las condiciones de P-T por medio de la técnica termobarométrica de multi-equilibrio. La asociación mineral presente en el esquisto pelítico con granate es la siguiente: biotita + sillimanita + plagioclasa + cuarzo + granate. La asociación mineral en la anfíbolita con granate se muestra a continuación: anfíbol + plagioclasa + biotita + cuarzo + granate. Para el caso del para-esquisto con granate, se obtienen 28 reacciones entre las fases minerales involucradas. El número de reacciones independientes entre sí son 4. Las intersecciones de las curvas de reacción involucradas en el análisis del núcleo del granate (Fig. 32a), es una región de P-T de ~ 700 (°C) y ~ 7 (kbar). En el caso del borde del granate del esquisto pelítico (Fig. 32b), se obtiene un resultado en las intersecciones de las reacciones en un intervalo de temperatura de ~ 650 (°C) y una presión de ~ 5 (kbar). El total de reacciones obtenidas a partir de las fases minerales en la anfíbolita con granate en TWQ fue de un total de 82 reacciones, de las cuales sólo 5 reacciones son independientes entre sí. Las curvas de reacción que se interceptan en el

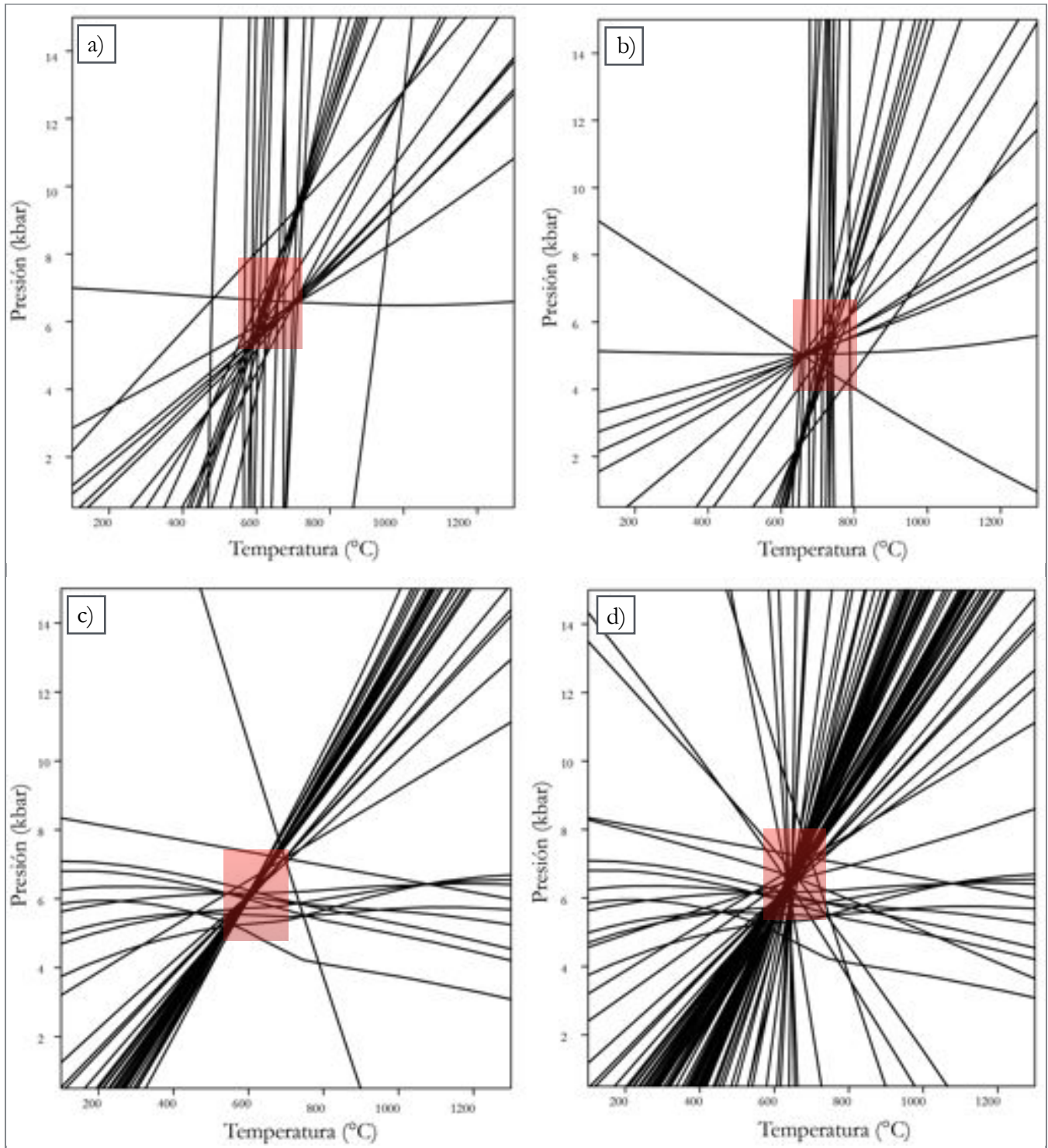


Figura 32. a) Intersecciones de P-T de las reacciones involucradas. a) Núcleo del granate en el esquistó pelítico. b) Borde del granate en el esquistó pelítico. c) núcleo del granate en la anfíbolita. d) borde del granate en la anfíbolita.

análisis del núcleo del granate de la anfibolita (Fig. 32c), arrojan un intervalo de temperatura de ~ 600 ($^{\circ}\text{C}$) y una presión de ~ 6 (kbar). Por su parte, las intersecciones en el análisis del borde del granate de la anfibolita (Fig. 32d), dan como resultado una temperatura de ~ 690 ($^{\circ}\text{C}$) y una presión ~ 7 (kbar). Estos resultados son similares a los obtenidos en la termobarometría convencional, interpretando así que la paragénesis mineral tanto del para-esquisto con granate como de la anfibolita con granate alcanzan su equilibrio en estas condiciones de P-T.

9. Geocronología

Los terrenos anatócticos generalmente evolucionan a lo largo de diferentes procesos tectónicos, por lo que datar los procesos mágnmáticos y metamórficos que los generan es esencial para entender los mecanismos de la evolución de la litosfera y engrosamiento de la corteza (Orejana et al., 2011).

El zircón es un geocronómetro muy versátil, ya que durante su formación incorpora a su estructura cristalina cantidades de Uranio (U) y Torio (Th), que con el tiempo, sus decaimientos isotópicos provocan una acumulación de Plomo radiogénico, dando las bases para la determinación de las edades isotópicas del zircón (Scherer et al., 2007). Además, su comportamiento altamente refractario, evita su disolución total durante eventos de fusión o metamorfismo de alto grado, provocando crecimiento o recristalización de diferentes zonas dentro del cristal, interpretando a éstas características como diferentes condiciones petrogénicas de formación. Este registro en la historia de cristalización puede ser utilizada para inferir eventos de creación, destrucción y reciclaje en la litosfera de la Tierra (Orejana et al., 2011). Por lo tanto, la geocronología en zircón es esencial para la reconstrucción e interpretación de la evolución de la corteza, aportando edades de protolitos, eventos magmáticos y procesos metamórficos, que quedan registrados en la estructura física y química del zircón (Scherer et al., 2007).

Para determinar los eventos tectono-térmicos de la zona de estudio del presente trabajo, se realizaron fechamientos por el método U-Pb con LA-ICPMS en zircones de dos muestras, las cuales consisten en una anfibolita con granate con clave XO-8-D de la región de Santa María Ipalapa y un leucosoma con granate con clave XO-C de la región de San Pedro Amuzgos. El objetivo de realizar el fechamiento de zircones entre estas dos regiones, es el de esclarecer y correlacionar los eventos tectono-térmicos registrados en dichas regiones.

9.1 Anfibolita con granate

Para el análisis de la anfibolita con granate (XO-8-D), se separaron un total de 72 zircones, se clasifican en dos grupos, en donde el primer grupo presenta zircones subdrales con caras alargadas y tamaños que van de 30-50 μm . El segundo grupo es conformado por zircones

subedrales con caras redondeadas y tamaños que van de 40-70 μm . En la imagen de catodoluminiscencia (Fig. 33) se puede apreciar que los zircones con formas redondeadas presentan zonamiento, mientras que los zircones con caras alargadas el zonamiento no es muy claro. La luminiscencia que presenta el grupo total de zircones es muy evidente.

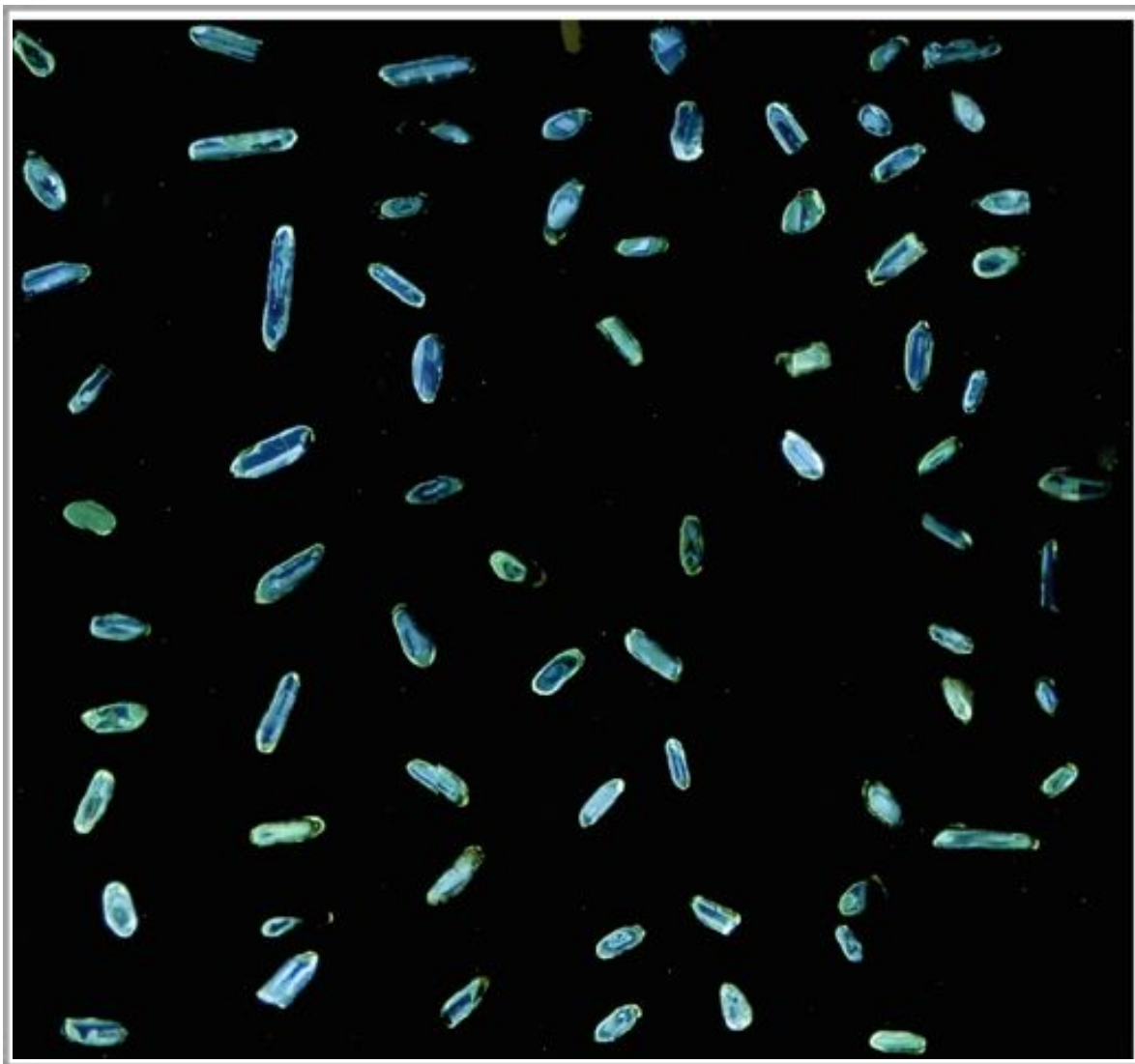


Figura 33. Imagen de cátodoluminiscencia de zircones de la anfibolita con granate, en donde se pueden apreciar ligeros zonamientos en zircones con formas redondeadas y ausencia ó ligero zonamiento en zircones con caras alargadas.

De acuerdo a los resultados presentados en la tabla 6a, las concentraciones de U en los cristales de zircón pueden clasificarse en dos grupos, un grupo mayoritario, el cual presenta concentraciones bajas que van de 60-393 ppm (partes por millón) y concentraciones altas que varían 527-2456 ppm. Así mismo, las concentraciones de Pb pueden dividirse en dos grupos,

un grupo mayoritario con concentraciones bajas con rangos que van de 0.69-3.95 ppm y el grupo con concentraciones altas que varían entre 6.08-38.15 ppm. Los valores de Th presentes en los zircones es de 24.3-302 ppm. El rango de los valores de Ti es de 8.5-21.4 ppm (Tabla 6a). Los patrones de REE normalizados a condrita (McDonough y Sun, 1995) (Fig. 34) muestran una clara anomalía positiva en Ce y una ligera anomalía negativa en Eu, además de

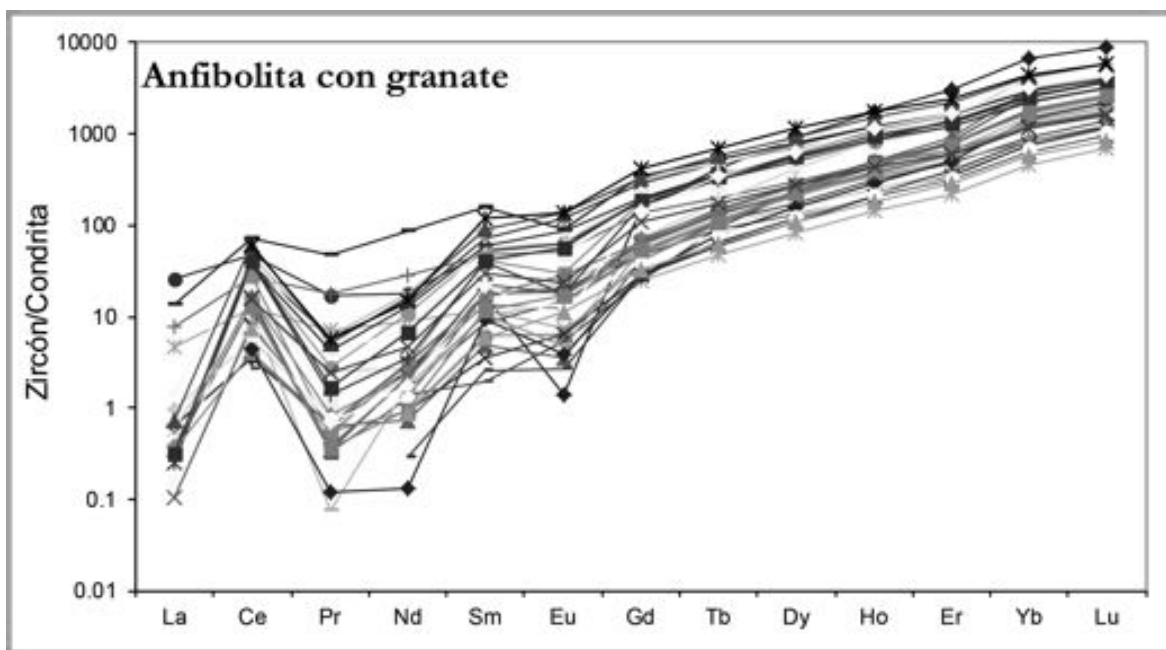


Figura 34. Diagrama de patrones de REE para los zircones de la anfibolita con granate (XO-8-D), se presenta una mayor cantidad en la anomalía de Ce y Eu con mayor enriquecimiento en MREE Y HREE.

presentarse un enriquecimiento en tierras raras intermedias (MREE) y tierras raras pesadas (HREE). A partir de 40 spots analizados (tabla 7a), se obtienen tres diferentes grupos de edades concordantes (Fig. 35a). El primero con una edad de ~ 30 Ma, el segundo con una edad de $\sim 50-80$ Ma y un tercer grupo con una edad de ~ 150 Ma. Realizando un promedio de la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ los zircones que presentan más concordancia obtienen una edad de 33.54 ± 0.8 Ma con 95% de confiabilidad. Haciendo una ampliación hacia las edades más jóvenes (Fig. 35b), se puede apreciar una edad de $\sim 31.3 \pm 1.4$; sin embargo, hay que notar que estos zircones son discordantes.

Según Möller et al. (2003) las relaciones de Th/U, para poder discriminar si el zircón tiene un origen ígneo o metamórfico (Fig. 36), se puede apreciar que en el grupo de edad más joven en su mayoría presenta valores en la relación Th/U > 0.2 . Así mismo, dentro de este mismo grupo de zircones con edades jóvenes existen algunos zircones con relaciones de Th/U < 0.2 , lo cual

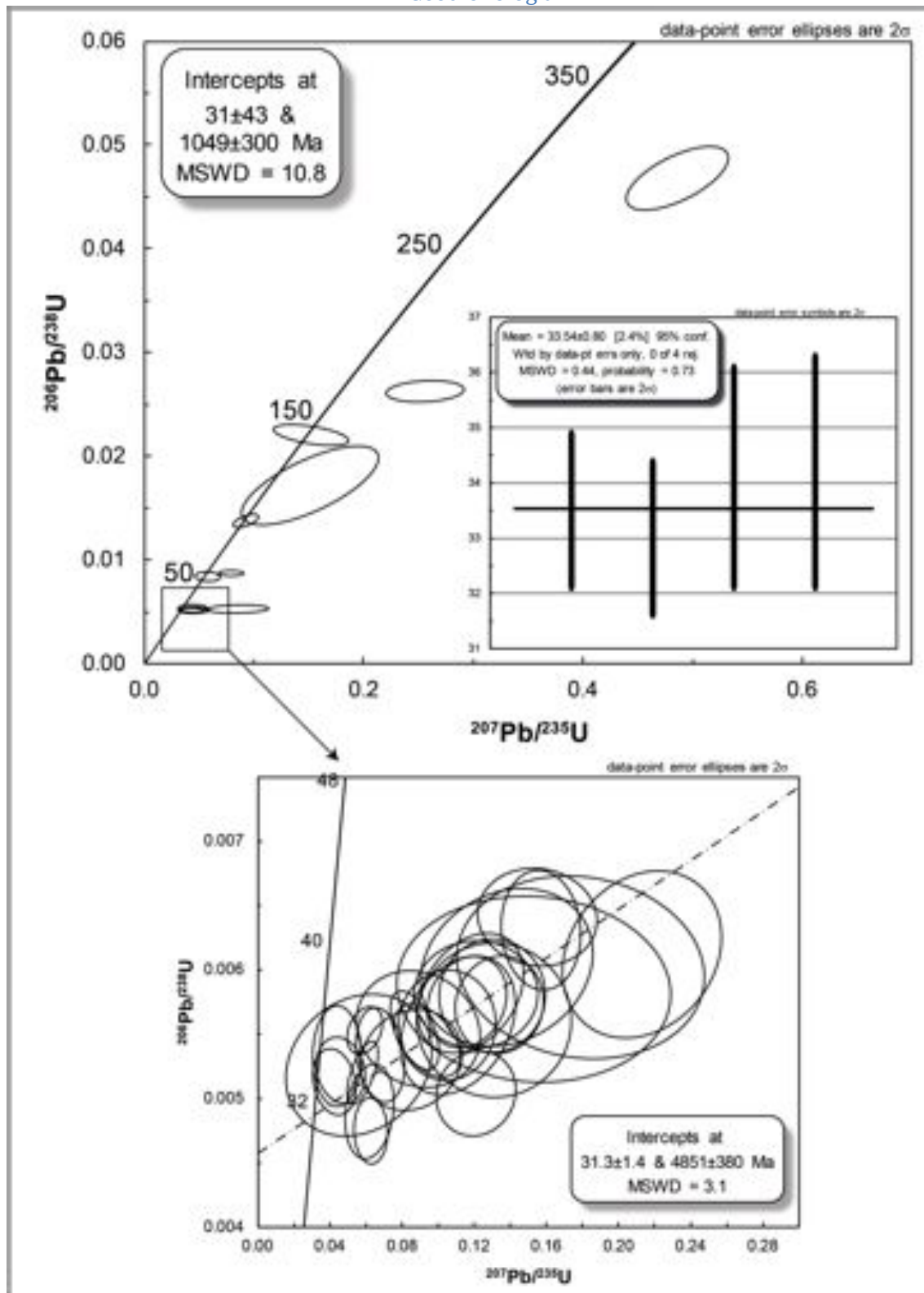


Figura 35. a) Diagrama de Wetherill para relaciones isotópicas U-Pb en zircones de la muestra XO-8-D, en el cual se grafican los zircones con mayor concordancia y promedio de la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. b) Grupo de zircones jóvenes los cuales se aprecian con una gran discordancia.

podría significar un evento tectono-térmico que condujo a una pérdida de Pb en los zircones analizados.

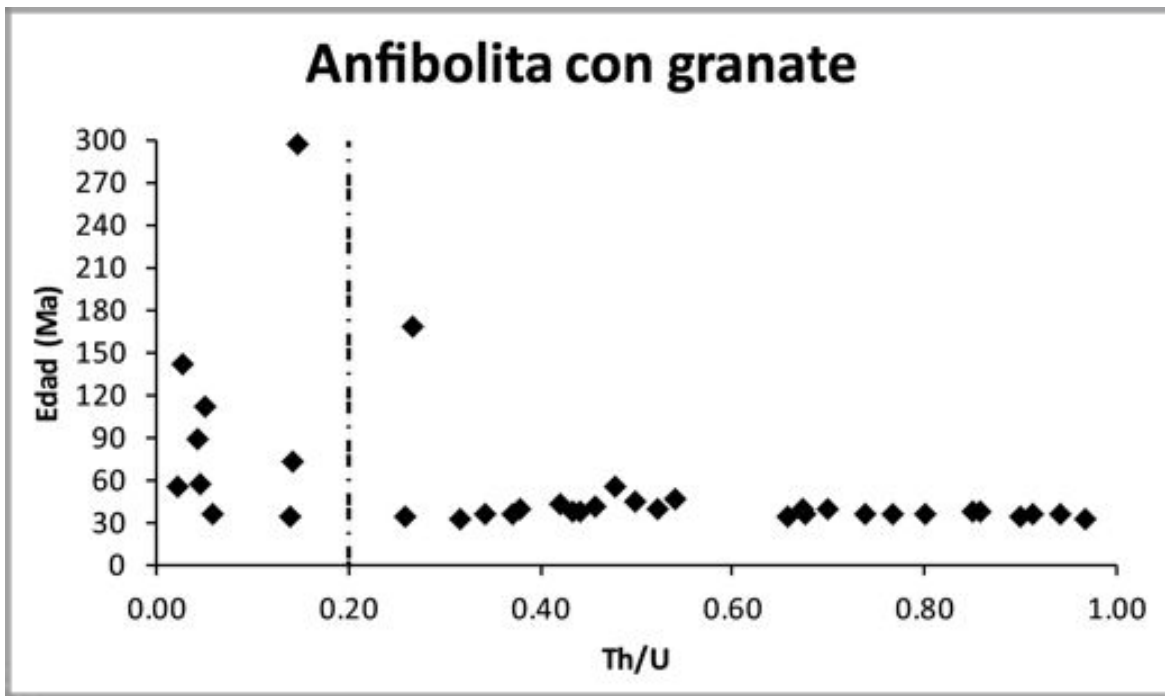


Figura 36. Relación de Edad Th/U para la discriminación entre zircones magmáticos y metamórficos. Se aprecia que un gran grupo de zircones con edades ~30 presenta relaciones mayores a 0.2 infiriendo un evento tectono-térmico.

9.2 Leucosoma con granate

Para el caso del leucosoma con granate (XO-C), un total de 78 zircones que fueron obtenidos, estos presentan formas euedrales, con caras redondeas y tamaños de 40-100 μm . En la imagen de catodoluminiscencia (Fig. 37), los zircones en su mayoría presentan un zonamiento marcado y en algunos zircones puede apreciarse un núcleo probablemente heredado; la población en general presenta una luminiscencia alta.

Las concentraciones de U en esta población de zircones son de 108-1387 ppm, por otra parte las cantidades de Th varían en un rango de 8.07-115 ppm. Las cantidades de Pb presentes son de 2.05-38 ppm y la cantidad de Ti en el zircón es de 8.4-13.8 ppm (Tabla 6). Para los patrones de REE normalizados a condrita (McDonough y Sun, 1995) (Fig. 38) se presenta una anomalía positiva en Ce y una anomalía negativa para Eu con un incremento de MREE Y HREE.

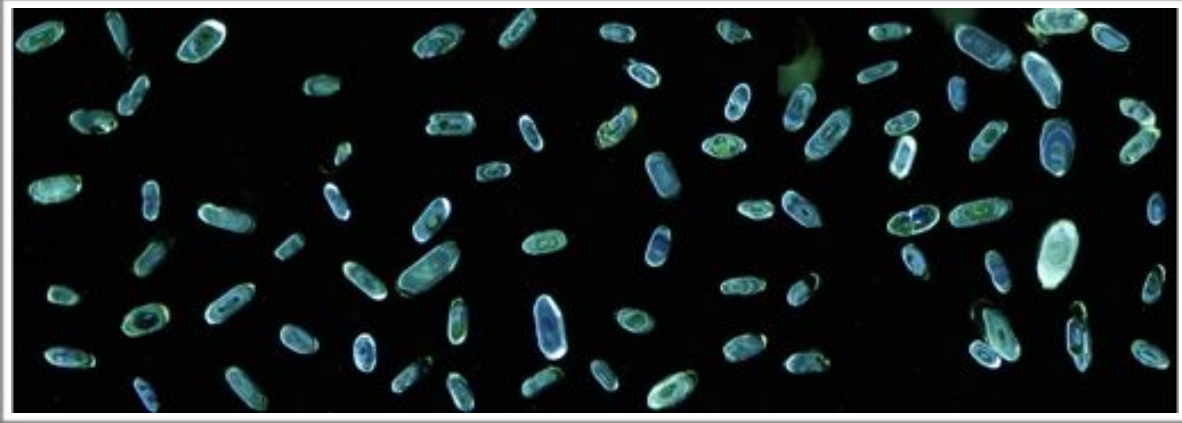


Figura 37. Imagen de catodoluminiscencia de zircones del leucosoma con granate, en la cual se aprecian las formas euedrales y caras redondeadas además de los zonamientos presentes en los zircones. Figura 38. Diagrama de patrones de REE.. En los zircones del leucosoma, se presenta una menor cantidad en la anomalía de Ce y Eu con un menor enriquecimiento en MREE Y HREE.

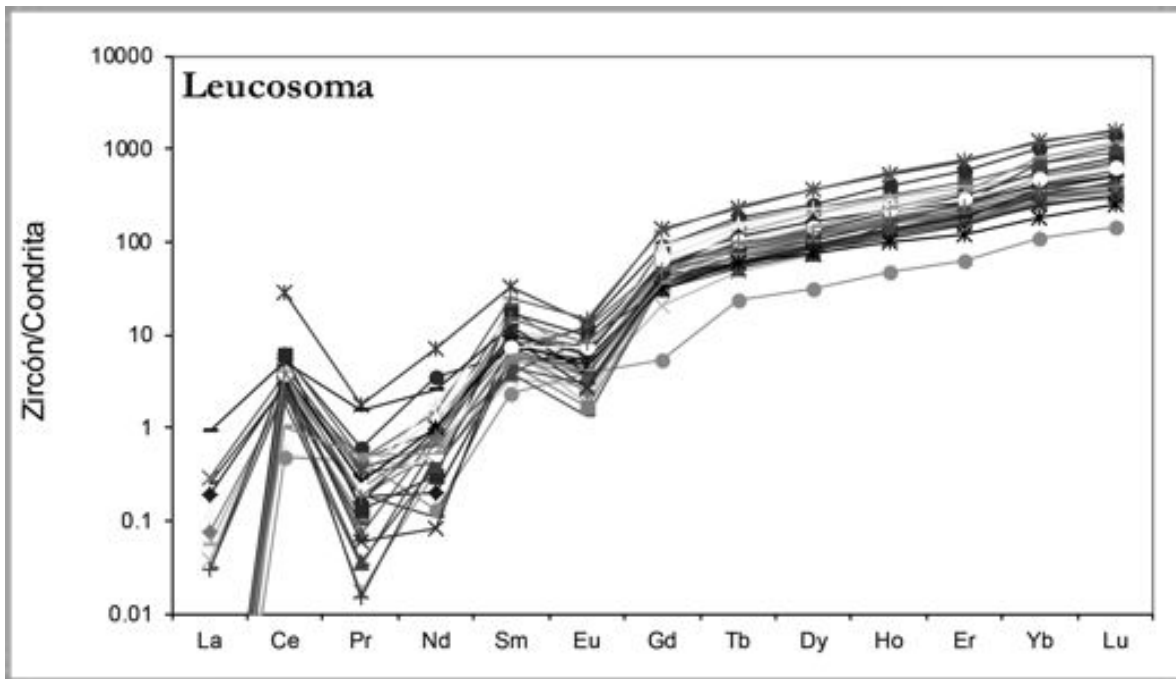


Figura 38. Diagrama de patrones de REE para los zircones del leucosoma (XO-C). Se presenta una mayor cantidad en la anomalía de Ce y Eu con un menor enriquecimiento en MREE Y HREE.

De los 35 spots analizados en esta muestra, se obtienen dos grupos de edades, un grupo de $\sim 50-60$ Ma y el segundo grupo con una edad ~ 440 Ma. (Fig. 39a).

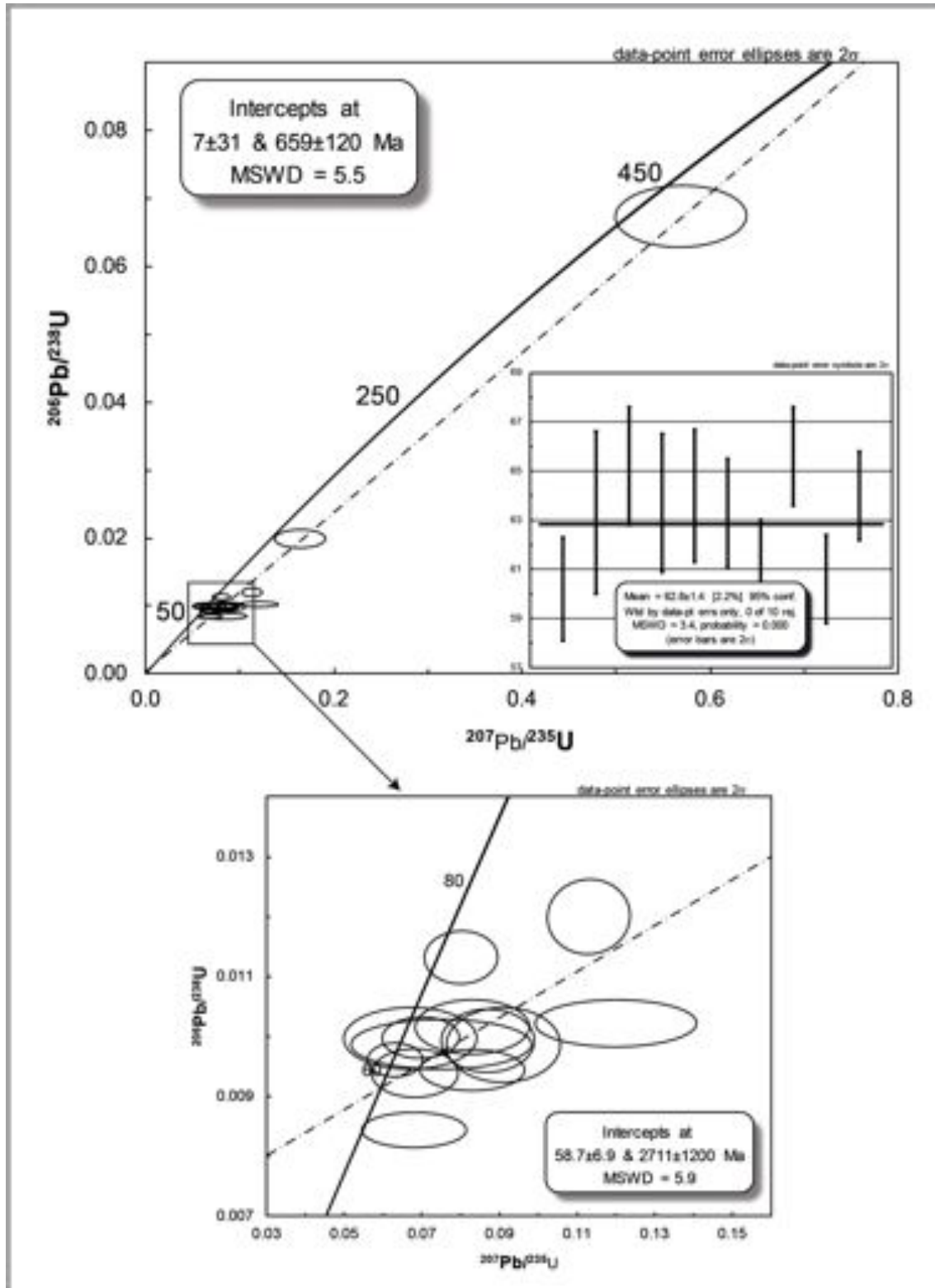


Figura 39. a) Diagramas de Wetherill para relaciones isotópicas U-Pb en zircones (XO-C) en el cual se grafican los zircones con mayor concordancia y se aprecian dos grupos de edades. Además, se presenta un promedio de la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. b) Grupo de zircones jóvenes los cuales se puede apreciar un grupo de zircones discordantes.

Tomando como caso de estudio el grupo con la edad más joven, se puede observar (Fig. 39b) que los zircones más concordantes presentan una edad de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \sim 58.7 \pm 6.9$ Ma. Realizando un promedio de las edades más jóvenes se puede obtener una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 62.8 ± 1.4 Ma con un 95% de confiabilidad (Fig. 39b).

Por otra parte, el análisis de las relaciones Th/U arroja que una gran cantidad de zircones del grupo con edades de 62 Ma presentan relaciones Th/U menores a 0.2, mientras que los zircones con edades superiores presentan también valores en esta relación menores a 0.2. Sólo un pequeño grupo de zircones se coloca en un rango mayor a 0.2 (Fig. 40). Estos valores indican que el zircón tiene una clara correlación con un evento tectono-térmico, para el caso de esta roca y de acuerdo con las relaciones de campo además de la presencia de granate en el leucosoma, las edades obtenidas puedan ser interpretadas como la edad de migmatización.

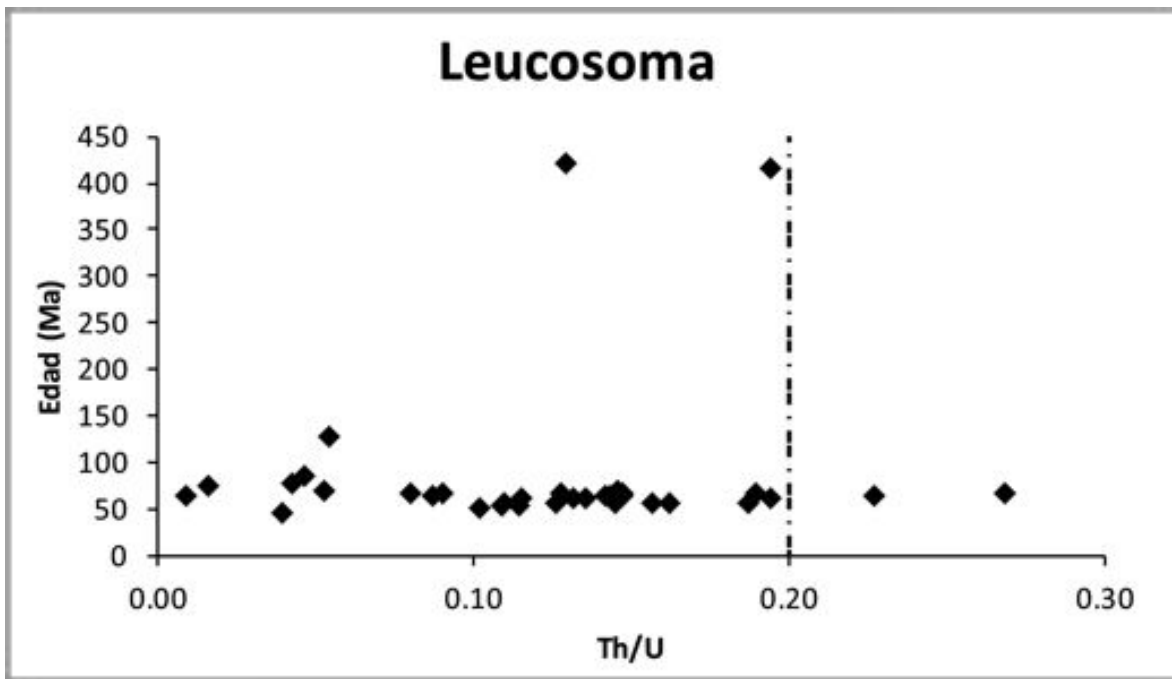


Figura 40. Relación de Edad Th/U para la discriminación entre zircones mágnaticos y metamórficos. Se aprecia que un gran grupo de zircones con edades ~ 60 presenta relaciones menores a 0.2 infiriendo muy probablemente un origen metamórfico.

9.3 Geocronología Sm-Nd

Los análisis de isótopos de Sm-Nd fueron realizados en granate de un para-esquistos (Metatexita), en donde también se analizaron dos concentraciones para roca total para así poder establecer una isocrona.

Los resultados isotópicos son presentados en la Tabla 8. La muestra de roca total se analizó por duplicados, las concentraciones de Sm en el granate es de 1.37 ppm y la concentración de Nd es de 1.76 ppm; mientras que las concentraciones para la roca total en Sm varían entre 15.40-16.54 ppm y en Nd la variación es de 86.32 -92.87 ppm. Se registran relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ con un valor de 0.512126, mientras que el valor presente de la relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ es de 0.471 para el granate

La relaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para la roca total arroja un valor de 0.512068 mientras que para la relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ el valor es de 0.108. Mientras que el valor de ϵNd en el granate registra un valor negativo de -10.01, en la roca total el ϵNd el valor varía entre -11.12 a -11.08. La edad modelo en la roca total es de 1483 Ma. Por lo cual la edad calculada para la edad de cristalización de granate es de 24 ± 18 Ma (Fig. 41). Esta edad no representa un evento de cristalización confiable, debido a que se presentan relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre la roca y el mineral muy parecidas entre sí, lo cual genera una isocrona con una pendiente muy ligera.

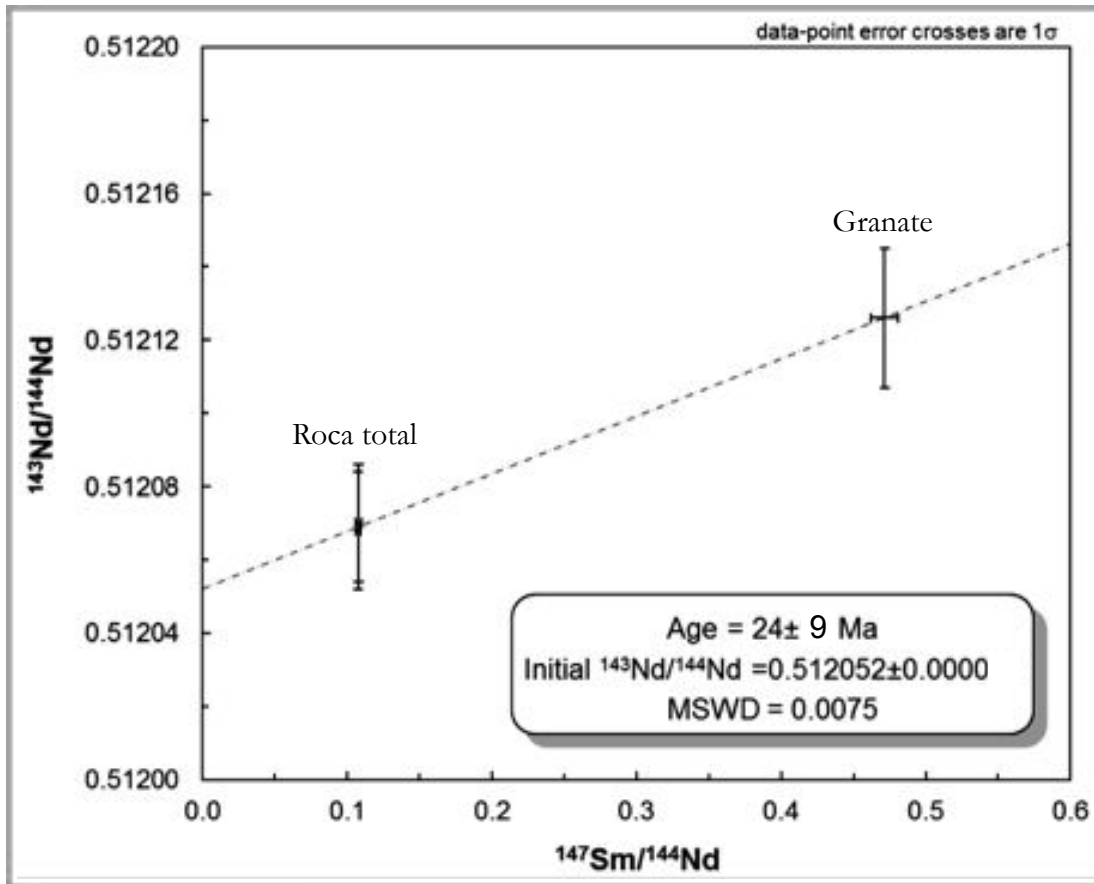


Figura 41. Isocrona mostrando las relaciones isotópicas de granate y de roca total de la quesera XO-14-B.

Tabla 3. Datos de U-Th y los errores 2 σ (4)

Zona-Ed. Adj.	U-Th				CORRECTIVAMENTE										CORRECTIVAMENTE										Dato		
	T (años)	^{238}U	^{234}Th	^{230}Th	^{238}U	^{234}Th	^{230}Th	^{234}Th	^{230}Th	^{234}Th	^{230}Th	^{234}Th	^{230}Th	^{234}Th	^{230}Th	^{234}Th	^{230}Th	^{234}Th	^{230}Th	^{234}Th	^{230}Th	^{234}Th	^{230}Th	^{234}Th		^{230}Th	^{234}Th
Zona-01	354	86.5	1902302	0.879	0.028	0.025	0.085	1.029	1.029	0.002	0.032	1.001	1.004	8.1	2.3	8.7	17	7.2	8.3	8.3	23	2.073002	23	2.073002			
Zona-02	132	31	1453382	0.75	0.02	0.015	0.038	1.002	1.002	0.008	0.038	0.009	4.0524	4.6	2.4	2.7	3.0	8	4.6	4.6	24	2.005238	24	2.005238			
Zona-03	39	25	130732	0.08	0.01	0.008	0.024	1.002	1.002	0.002	0.028	0.002	4.991	3.1	2	6	3	3	3.3	3.3	2	4.029115	2	4.029115			
Zona-04	26	41.5	1140320	0.48	0.03	0.028	0.048	1.007	1.007	0.007	0.023	0.004	1.040	2.4	1.7	2.6	3	3	3.0	3.0	17	2.005622	17	2.005622			
Zona-05	49	34	1000008	0.64	0.02	0.04	0.052	1.001	1.001	0.001	0.015	0.002	4.001	3.5	1.4	4	3	3	3.0	3.0	13	2.005204	13	2.005204			
Zona-06	133	21.4	1303288	0.52	0.02	0.023	0.028	1.002	1.002	0.002	0.024	1.001	1.252	2.1	2.4	2.9	3	3	3.0	3.0	23	2.005202	23	2.005202			
Zona-07	38	14.1	1310366	0.89	0.05	0.05	0.08	1.005	1.005	0.005	0.029	1.001	4.003	3.4	1.4	6.4	12	10	10	10	14	2.005202	14	2.005202			
Zona-08	38	31	1453327	0.88	0.02	0.012	0.038	1.007	1.007	0.007	0.002	0.001	1.007	7.3	4.5	2.9	3	3	3.0	3.0	23	2.005202	23	2.005202			
Zona-09	28	24	1432384	0.54	0.02	0.016	0.025	1.005	1.005	0.005	0.028	0.002	1.004	2	1.9	2.0	3	3	3.0	3.0	5	4.005402	5	4.005402			
Zona-10	157	0.9	1494004	0.74	0.00	0.004	0.008	1.000	1.000	0.000	0.000	0.000	1.000	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	19	4.000000	19	4.000000			
Zona-11	159	8	1700002	0.11	0.02	0.011	0.028	1.007	1.007	0.007	0.008	0.000	1.000	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	19	3.995000	19	3.995000			
Zona-12	01.6	3.8	1461600	0.26	0.04	0.026	0.048	1.006	1.006	0.006	0.005	0.005	4.1718	6.1	1.9	2.5	3	3	3.0	3.0	18	6.1718	18	6.1718			
Zona-13	15.6	0.8	1430394	0.68	0.02	0.018	0.026	1.006	1.006	0.006	0.007	1.002	4.000	3.1	1.1	2.5	3	3	3.0	3.0	11	4.000000	11	4.000000			
Zona-14	4.7	31	1470347	0.28	0.02	0.024	0.028	1.004	1.004	0.004	0.015	0.003	1.540	2.7	4	2.0	3	3	3.0	3.0	18	2.005200	18	2.005200			
Zona-15	28	21	1402348	0.82	0.01	0.002	0.028	1.001	1.001	0.001	0.018	0.003	1.002	2.5	1.9	2	3	3	3.0	3.0	13	4.005402	13	4.005402			
Zona-16	30.6	30.3	1300000	0.24	0.04	0.024	0.028	1.005	1.005	0.005	0.028	0.001	4.000	2.1	1.4	1.1	3	3	3.0	3.0	14	4.005402	14	4.005402			
Zona-17	24.4	11.4	1370380	0.57	0.02	0.028	0.028	1.006	1.006	0.006	0.002	0.005	1.724	6.7	1.3	2.1	3	3	3.0	3.0	17	2.005402	17	2.005402			
Zona-18	19.4	3.2	1370320	0.27	0.02	0.018	0.028	1.002	1.002	0.002	0.006	0.001	1.000	2.8	2.2	2.5	3	3	3.0	3.0	18	2.005402	18	2.005402			
Zona-19	17.5	34.4	1400305	0.31	0.04	0.028	0.028	1.006	1.006	0.006	0.028	0.003	1.002	6.8	2.8	1.5	3	3	3.0	3.0	18	2.005402	18	2.005402			
Zona-20	30	34.2	1457006	0.11	0.02	0.009	0.028	1.004	1.004	0.004	0.028	0.006	4.1718	2.8	2.3	2	3	3	3.0	3.0	28	2.005402	28	2.005402			
Zona-21	13.0	2.8	1420310	0.68	0.02	0.028	0.028	1.002	1.002	0.002	0.018	0.002	1.724	6.7	1.3	2.1	3	3	3.0	3.0	17	2.005402	17	2.005402			
Zona-22	1.7	4.3	1474007	0.25	0.04	0.028	0.028	1.006	1.006	0.006	0.006	0.001	1.000	2.8	2.2	2.5	3	3	3.0	3.0	18	2.005402	18	2.005402			
Zona-23	38	31.4	1420309	0.16	0.02	0.012	0.028	1.004	1.004	0.004	0.028	0.006	1.002	6.8	2.8	1.5	3	3	3.0	3.0	18	2.005402	18	2.005402			
Zona-24	62	2.0	1446370	0.44	0.02	0.028	0.028	1.006	1.006	0.006	0.028	0.006	1.002	2.1	1.3	2.1	3	3	3.0	3.0	17	2.005402	17	2.005402			
Zona-25	39	30	1465378	0.69	0.04	0.045	0.028	1.002	1.002	0.002	0.028	0.005	4.1718	3	1.4	4.2	3	3	3.0	3.0	14	2.005402	14	2.005402			
Zona-26	38	14	1420309	0.16	0.02	0.012	0.028	1.002	1.002	0.002	0.028	1.002	4.1718	6.7	1.3	2.1	3	3	3.0	3.0	17	2.005402	17	2.005402			
Zona-27	36	38	1430308	0.23	0.03	0.028	0.028	1.006	1.006	0.006	0.028	0.006	1.002	2.1	1.3	2.1	3	3	3.0	3.0	17	2.005402	17	2.005402			
Zona-28	37	3	1431300	0.66	0.06	0.06	0.028	1.001	1.001	0.001	0.018	1.004	1.000	1.8	1.8	1.8	3	3	3.0	3.0	19	2.005202	19	2.005202			
Zona-29	26	26.2	1402307	0.19	0.02	0.012	0.028	1.004	1.004	0.004	0.028	0.004	1.002	2.4	2.2	2.5	3	3	3.0	3.0	22	4.005402	22	4.005402			
Zona-30	28	28.8	1403702	0.28	0.01	0.002	0.028	1.005	1.005	0.005	0.028	0.004	4.1718	2.5	1.8	2.5	3	3	3.0	3.0	14	2.005402	14	2.005402			
Zona-31	15.9	4.5	1402307	0.25	0.02	0.018	0.028	1.006	1.006	0.006	0.007	1.002	1.002	2.1	2.2	2.5	3	3	3.0	3.0	17	2.005402	17	2.005402			
Zona-32	30	34	1400378	0.18	0.02	0.028	0.028	1.006	1.006	0.006	0.028	1.002	1.004	2.8	2.8	2.8	3	3	3.0	3.0	28	2.005402	28	2.005402			
Zona-33	14.1	34.4	1454407	0.19	0.02	0.018	0.028	1.004	1.004	0.004	0.009	1.005	4.1718	6.7	1.3	2.1	3	3	3.0	3.0	17	2.005402	17	2.005402			
Zona-34	18.0	0.0	1420307	0.25	0.02	0.028	0.028	1.006	1.006	0.006	0.028	1.006	4.1718	6.7	1.3	2.1	3	3	3.0	3.0	17	2.005402	17	2.005402			
Zona-35	31.1	4.2	1400304	0.18	0.02	0.028	0.028	1.006	1.006	0.006	0.028	1.002	1.004	2.8	2.8	2.8	3	3	3.0	3.0	28	2.005402	28	2.005402			
Zona-36	34	38	1450378	0.12	0.02	0.018	0.028	1.002	1.002	0.002	0.028	1.006	4.1718	6.7	1.3	2.1	3	3	3.0	3.0	17	2.005402	17	2.005402			
Zona-37	45	22.8	1400308	0.18	0.02	0.018	0.028	1.002	1.002	0.002	0.028	1.006	4.1718	6.7	1.3	2.1	3	3	3.0	3.0	17	2.005402	17	2.005402			
Zona-38	16.0	3.1	1400348	0.69	0.04	0.04	0.028	1.001	1.001	0.001	0.028	1.006	4.1718	6.7	1.3	2.1	3	3	3.0	3.0	17	2.005402	17	2.005402			
Zona-39	40.2	3.1	1400348	0.26	0.02	0.028	0.028	1.006	1.006	0.006	0.028	1.006	4.1718	6.7	1.3	2.1	3	3	3.0	3.0	17	2.005402	17	2.005402			
Zona-40	46	14	1420302	0.27	0.02	0.028	0.028	1.006	1.006	0.006	0.028	1.006	4.1718	6.7	1.3	2.1	3	3	3.0	3.0	17	2.005402	17	2.005402			

Tema 3. Andar de la Luna y la Luna en la Tierra

Zona	CORRECTIVO LINEAL										CORRECTIVO AREA										
	V_{med}^1	V_{med}^2	V_{med}^3	V_{med}^4	V_{med}^5	V_{med}^6	V_{med}^7	V_{med}^8	V_{med}^9	V_{med}^{10}	V_{med}^{11}	V_{med}^{12}	V_{med}^{13}	V_{med}^{14}	V_{med}^{15}	V_{med}^{16}	V_{med}^{17}	V_{med}^{18}	V_{med}^{19}	V_{med}^{20}	
Zona-01	62	57	6067321	1224	0204	1067	188	0098	0003	183	0002	1448	4	18	61	73	57	4	4	18	130248
Zona-02	40	24	6032301	1225	0079	031	183	0015	0002	185	003	4387	64	79	19	12	138	18	64	79	433807
Zona-03	52	183	6296206	1226	0206	25	11	0066	0003	182	009	1757	654	79	59	6	368	5	654	79	520228
Zona-04	44	37	6070209	1228	0086	648	181	0084	0004	183	002	1583	92	15	6	18	648	38	92	15	334730
Zona-05	46	115	6115403	1247	0028	1621	182	0091	0005	182	006	48345	64	16	61	53	21	7	64	16	1885533
Zona-06	29	305	6070203	124	0072	609	183	007	0003	184	009	1374	63	23	4	14	549	38	63	23	405
Zona-07	341	526	6089078	126	0072	609	187	0023	0003	182	002	4782	512	2	6	13	108	18	512	2	4
Zona-08	30	64	6102629	128	0029	037	186	0082	0003	188	006	4355	513	37	30	4	138	38	513	37	420070
Zona-09	37	67	6147194	132	0031	675	183	0087	0004	185	002	1338	611	22	7	17	67	38	611	22	1334723
Zona-10	215	61	6122181	119	0026	032	183	0025	0003	187	009	1342	299	19	4	12	138	18	299	19	3175802
Zona-11	253	6	6175402	133	0055	087	188	0095	0005	188	001	1358	617	28	34	3	10	4	617	28	3652342
Zona-12	212	324	6143002	122	0028	667	184	0097	0002	186	008	4873	4	17	6	13	58	18	4	17	1124638
Zona-13	123	146	6100005	1287	0004	628	187	0074	0003	128	003	4894	49	2	65	3	61	6	49	2	1380027
Zona-14	107	94	6127425	131	0034	043	182	0088	0003	186	006	1673	244	24	8	11	100	38	244	24	2187807
Zona-15	671	5	6087221	1284	0075	043	182	0036	0007	185	002	4773	612	24	8	11	60	38	612	24	2380734
Zona-16	26	28	6080234	119	0037	037	187	0034	0003	187	002	4732	607	25	38	3	126	28	607	25	274907
Zona-17	17	33	6115251	11	003	026	182	0085	0003	181	002	1482	217	2	2	11	148	18	217	2	400003
Zona-18	30	123	6094044	117	0072	087	184	0064	0004	185	006	1528	604	15	6	12	178	38	604	15	628424
Zona-19	214	65	6136771	126	0031	048	186	0026	0004	180	002	4883	247	22	9	13	100	38	247	22	4002567
Zona-20	187	67	6143002	1288	0004	033	1887	007	0003	183	009	4384	249	12	38	14	10	38	249	12	3288802
Zona-21	379	4	6136227	124	0035	037	182	0087	0003	180	008	1333	3	22	4	17	128	38	3	22	400003
Zona-22	37	202	6074724	1287	0071	091	182	0086	0003	188	003	1370	613	19	8	11	96	38	613	19	2720701
Zona-23	215	31	6156182	123	007	037	183	0081	0002	185	009	4278	513	27	34	19	100	28	513	27	400004
Zona-24	292	237	6174003	128	0072	035	187	0037	0004	189	008	4784	614	25	18	13	128	38	614	25	42875
Zona-25	193	67	622009	125	0034	028	189	0093	0007	180	009	4302	617	3	18	17	100	38	617	3	5200271
Zona-26	65	25	61468	1283	0051	031	186	0023	0004	184	009	4704	6	3	13	6	105	6	6	3	500000
Zona-27	28	34	6030946	129	0028	034	184	0034	0003	188	002	4307	644	17	18	3	100	38	644	17	3002348
Zona-28	187	28	6093256	1216	0024	1081	1887	0012	0006	181	005	16887	723	25	31	11	407	62	723	25	2720984
Zona-29	284	21	6184794	119	0035	039	185	0037	0002	180	008	48827	612	17	38	2	128	38	612	17	2720701
Zona-30	187	288	6148802	1257	0029	028	184	0034	0005	182	006	4338	611	12	38	3	128	38	611	12	400002
Zona-31	26	35	6168203	1285	0071	097	181	0035	0003	180	001	1382	6	18	4	11	100	38	6	18	400002
Zona-32	295	94	6143003	128	0087	082	188	0029	0003	185	009	4334	612	21	64	11	58	4	612	21	1888802
Zona-33	84	59	6040051	1283	0005	034	182	0029	0003	187	002	1383	124	67	18	18	10	124	67	18	100002

Tabla 3. Análisis de Sr-Nd en granito y muscovita.

Muestra	Codigo (µgr)	Edad	granos 670000	1σ ²	n	sitios 670000	1σ ²	n	ε ₈₇	t _{DM}	Concentración (Dilución isotópica)			Error/Módulo Ma					
											Pb	Sr	Nd						
XD-14 WS	529 FGD	Muscovita	3185	0.11718	32	4	58	0.08	0.50268	16	2	86	-11.0	0.31	270.36	24.10	16.54	50.87	140
XD-14 G	538 FGD	granito						0.67	0.50705	19	3	54	-0.81	0.30			1.97	1.78	
XD-14 WS1	538 FGD	Muscovita	54	0.11750	30	5	36	0.08	0.50297	16	2	67	-11.88	0.31	244.94	24.94	16.40	46.70	140

Análisis realizados en un Espectrómetro de masas TRITON PLUS

Valor del laboratorio del estándar NBS987

Valor del laboratorio del estándar Nd la Jula: 0.112094 ± 0.0001

1σ² = 1 desviación estándar

1 SEM) = balanza

n = número de replicaciones medidas por corrida

1σ² = 1 desviación estándar

1 SEM) = balanza

10. Discusión y conclusiones

10.1 Complejo Xolapa en la parte sureste de México

El Complejo Xolapa en la región de Santa María Ipalapa es constituido por una secuencia de rocas metamórficas que pueden ser divididas en tres grupos:

- 1) Unidad meta-sedimentaria. Es conformada por esquistos de biotita y esquistos pelíticos (metatexita). Los esquistos de biotita presentan la siguiente paragénesis mineral: cuarzo + plagioclasa + biotita + feldespato-k \pm granate \pm anfíbol \pm zircón \pm clorita, que de acuerdo con la composición química de las fases minerales que se identificaron en el análisis petrográfico se puede sugerir como posible protolito a una grauvaca, la cual pudo depositarse en corrientes de turbidez. En tanto que la mineralogía identificada en el esquisto pelítico es la siguiente: biotita + sillimanita + plagioclasa + feldespato-k + cuarzo + granate. Sugiriendo así como posible protolito de esta roca a una lutita depositada en una cuenca oceánica. Así estas litologías representan el mayor volumen de rocas metamórficas expuestas en esta región
- 2) Unidad meta-ígne. Compuesta fundamentalmente por bloques de anfibolitas emplazados en las unidades meta-sedimentarias y que presentan la siguiente paragénesis mineral: anfíbol + plagioclasa + biotita \pm granate \pm cuarzo \pm ilmenita. De acuerdo con esta mineralogía se propone a una psamita de origen básico.
- 3) Cuerpos intrusivos aplíticos-pegmatíticos cuarzo-feldespáticos. Esta unidad presenta la siguiente paragénesis mineral: cuarzo + plagioclasa + feldespato k + biotita + clorita + zircón. Estos cuerpos graníticos por lo general cortan a toda la secuencia metamórfica.

En otros sectores del Complejo Xolapa, como por ejemplo en la región de Puerto Escondido (Corona-Chavez et al., 2006) y en la región de Cacahuatpec-Amuzgos (Maldonado-Villanueva, 2011) se reportan secuencias metamórficas similares a la región en estudio. Las relaciones de campo así como observaciones analíticas sugieren que la secuencia metamórfica en todo su conjunto, presenta tanto rasgos mineralógicos y estructurales que son atribuidos a un alto grado metamórfico y migmatítico que son relacionados a un evento tecto-térmico que dio origen a un proceso de fusión parcial.

El hecho de que las rocas meta-sedimentarias representen el mayor volumen expuesto en esta zona y las fases hidratadas presentes en estas rocas puede ser causa de haber generado la mayor producción de fundido durante el proceso de fusión parcial. Siendo así que en esta zona se

encuentren mayormente migmatitas con una mineralogía que indica un origen meta-sedimentario. Por otra parte las rocas meta-ígneas en esta zona debido a su composición mineralógica mucho más refractaria, es causa de que no se generen grandes volúmenes de fundido durante el proceso de fusión parcial. Las observaciones de campo de los cuerpos intrusivos aplíticos-pegmatíticos cuarzo-feldespáticos en general se relacionan a procesos tectónicos posteriores al proceso de fusión parcial, ya que estos se encuentran intrusionando a toda la secuencia metamórfica.

10.2 Condiciones del proceso metamórfico

Las morfologías de estructuras y evidencias texturales dan certeza de un proceso de fusión parcial que se generó dentro del grupo meta-sedimentario. En general se caracterizan por presentar una paragénesis de biotita, plagioclasa, sillimanita, cuarzo, granate y feldespato-k, en donde estas fases son atribuibles a que se desarrollarán a partir de la descomposición de una fase hidratada. Para este caso, la fase hidratada es la biotita, en donde la deshidratación es relacionada con un aumento en la temperatura durante la evolución del Complejo Xolapa. Esta hipótesis puede ser respaldada por la siguiente reacción; $Bt + Pl + Als + Qz = Grt + Fld-K + L$, que es descrita por Le Breton y Thompson, (1987), en la cual, los minerales que se generan durante el proceso fusión parcial, son el granate y feldespato-k.

Por otro lado, los esquistos que se asocian a las rocas anatécicas carecen de evidencia de un proceso de fusión parcial que haya generado cambios significativos en sus fases minerales, infiriendo que estos pertenezcan a niveles refractarios dentro de la secuencia metamórfica impidiendo así que se llevaran a cabo reacciones que dan lugar a un proceso anatético.

En el caso de la unidad meta-ígneas, ésta presenta variaciones texturales y composicionales en donde una de la principal variación es la presencia y/o ausencia de granate. La formación de granate se puede asociar directamente a un retardo en su formación y a la cantidad de Mg y Fe en el contenido en la roca. Estas observaciones pueden sugerir que evolucionarán en una trayectoria progradada hasta alcanzar las facies de anfíbolita alta.

Los estudios a detalle en la mineralogía en las litologías de las anfíbolitas con granate y esquistos pelíticos con granate (metatexita), arrojan resultados de procesos de formación bajo condiciones metamórficas distintas. Los análisis realizados de química mineral en las litologías tanto meta-sedimentaria y meta-ígneas, presentan patrones diferentes de evolución. Los porfidoblastos de granate en el esquistos pelítico (metatexita), se asocian principalmente al

neosoma generado durante el evento de migmatización. En estos se observa un incremento en sus componentes de piropro y almandino en el núcleo y enriquecimiento de esferterina hacia los bordes sugiriendo un re-equilibrio retrógrado. Por otra parte, los porfidoblastos de granate de la anfíbolita presentan un ligero enriquecimiento de esferterina en el núcleo y disminución de éste hacia los bordes indicando así un crecimiento progrado. Las botitas en ambas litologías analizadas arrojan altos rangos de Ti, estos valores son relacionados con las altas temperaturas registradas en los complejos metamórficos (Guidotti, 1984).

Los resultados obtenidos a partir del cálculo termobarométrico para el esquisto con granate (metatexita) registran las condiciones del pico metamórfico y es relacionado con el proceso de formación de neosoma, para lo cual las condiciones de temperatura se pueden acotar en un rango de 720 a 724° C y presiones de 7.4 a 9.1 kbar. En este sentido, las condiciones de re-equilibrio se encuentran en facies de anfíbolita. En el caso de la anfíbolita con granate, las condiciones calculadas resultan en un intervalo de temperatura entre 733 a 735 °C y presiones entre 7.1 a 7.2 kbar; esto implica que esta litología alcanzó su equilibrio en condiciones en facies de anfíbolita alta o la interfaces anfíbolita-granulita.

Diferentes autores han propuesto trayectorias P-T (Fig. 42) para describir la evolución del Complejo Xolapa (Corona-Chavez et al., 2006; Sarmiento, 2009; Maldonado-Villanueva, 2011), coincidiendo en que la evolución del Complejo Xolapa sigue una trayectoria metamórfica en sentido horario (Fig. 40). Este tipo de trayectorias metamórficas son relacionadas con ambientes tectónicos de colisión y/o ambientes de subducción, en donde intervienen procesos de arcos magmáticos y desplazamientos laterales, los cuales pueden generar un metamorfismo de tipo dinamotérmico (Wakabayashi, 2004).

Corona-Chavéz et al. (2006) proponen un proceso de arco magmático que da origen al metamorfismo y migmatización en la zona de Puerto Escondido-Puerto Ángel. Así los procesos tectónicos anteriormente mencionados pueden ser correlacionables con la evolución del Complejo Xolapa.

Los valores de P-T para el pico metamórfico obtenidos en esta tesis, pueden ubicarse en un transecto de la ruta metamórfica propuesta por Sarmiento, (2009) aunque los datos aquí presentados tienen más semejanza con los datos obtenidos por Maldonado-Villanueva (2011), los cuales difieren por ~50 °C y coinciden en presiones ~7-8 kbar.

Estas diferencias pueden ser atribuidas a las diferentes técnicas del cálculo de P-T, por lo cual es debidamente importante generar modelados computacionales para así generar una mejor ruta evolutiva del Complejo Xolapa.

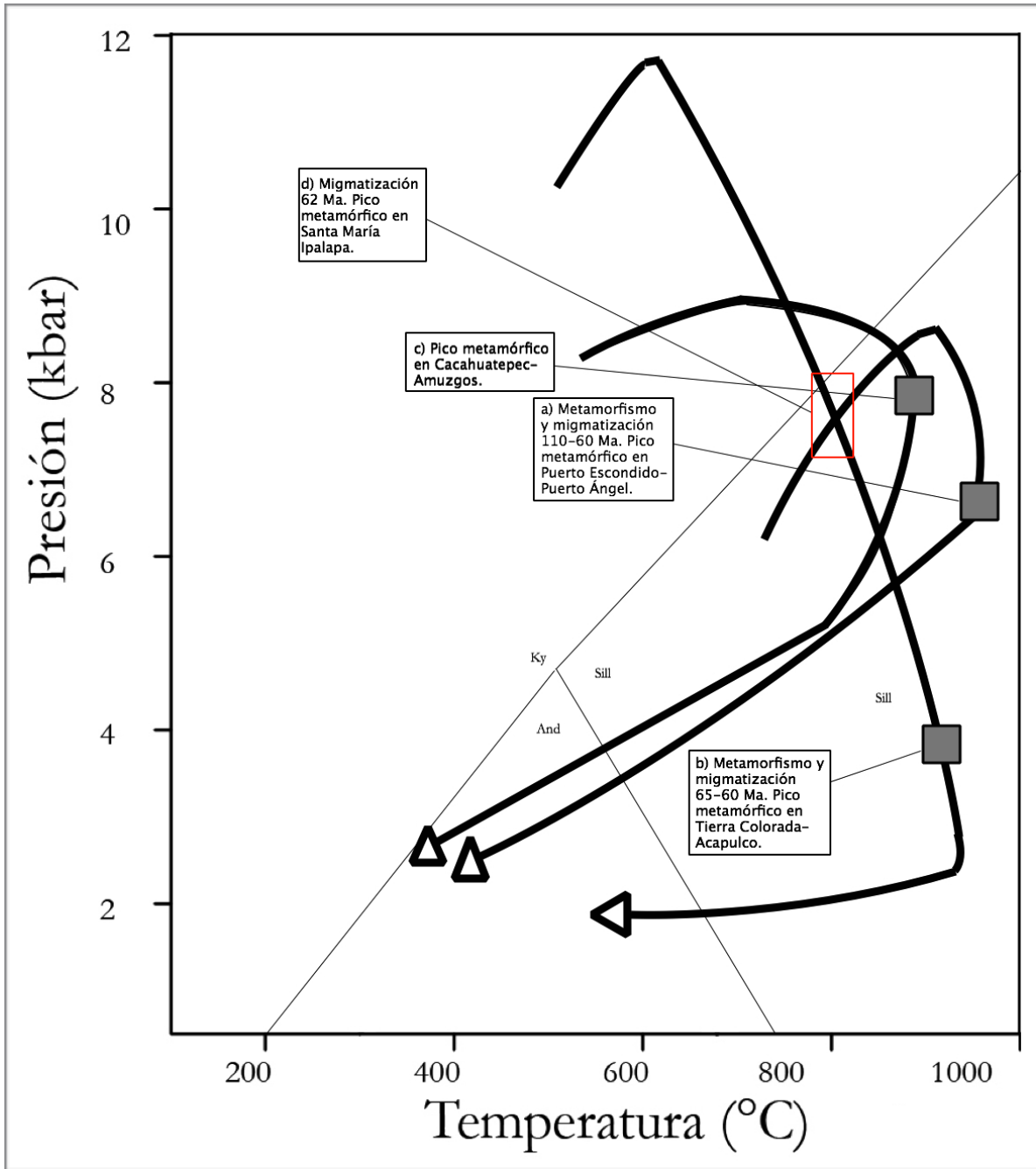


Figura 42. Evolución metamórfica del Complejo Xolapa. a) Datos termobarométricos y geocronológicos obtenidos en Corona-Chávez et al., (2006). b) Datos termobarométricos y geocronológicos obtenidos en Sarmiento, (2009). c) Datos termobarométricos obtenidos en Maldonado-Villanueva, (2011). d) Datos termobarométricos y geocronológicos obtenidos en esta tesis.

10.3 Evolución metamórfica y migmatización

La edad de la evolución metamórfica del Complejo Xolapa es un tema aún no esclarecido. Esto ha generado diferentes aportes de edades de metamorfismo y migmatización; sin embargo, estas edades aún no han podido dejar en claro las edades de los eventos tectono-térmicos que dan origen al Complejo Xolapa. Las rocas metamórficas del Complejo Xolapa para la zona de estudio registran dos eventos tectono-térmicos (ca. 62.8 y 33.5 Ma.).

Para la edad de 62.8 Ma que se obtiene en el leucosoma con granate (XO-C) ubicado en las zonas aledañas a la zona de estudio, es considerada como el evento de migmatización. Esta edad concuerda con las obtenidas en otras zonas del Complejo Xolapa (p.e. Hermann et al., 2004; Corona et al., 2006; Sarmiento, 2009; Talavera et al., 2013).

Hermann et al, (2004) especulan un cambio en los esfuerzos en los límites de la placa Farallón y la placa Norteamericana induciendo un cambio en las tasas de convergencia y dirección, estos cambios pudieron generar un proceso de extensión cortical, incrementando las temperaturas causando metamorfismo y migmatización entre 66 a 46 Ma. Sin embargo, Talavera et al. (2013) proponen un acortamiento y engrosamiento cortical relacionando con la colisión del Bloque Chortis hacia el sur de México el cual genera la acreción de un arco magmático y por tanto produciendo un evento tectonotérmico que da origen al evento de migmatización en 64-59 Ma.

Teniendo como base las altas concentraciones de U en los zircones analizados ~108-1387 ppm y las concentraciones bajas (<0.2) en la relación Th/U, además los patrones de REE en los zircones analizados en el leucosoma presentan bajos valores en HREE en comparación con los valores de HREE registrados en los zircones de la anfíbolita con granate. Estos datos pueden respaldar el origen metamórfico de los zircones (Hoskin et al., 2003). Sin embargo, es conveniente realizar análisis en el granate y obtener patrones de REE y así confirmar que los zircones de esta litología tienen un origen metamórfico generado en el Paleoceno.

Por otro lado, la edad de 33.5 Ma. registrada en la anfíbolita con granate es atribuible a un evento tectono-térmico posterior a los procesos de metamorfismo y migmatización. Los bajos valores de U ~60-393 ppm, las bajas concentraciones de Pb 0.69-3.95 ppm, las relaciones Th/U > 0.2 y los patrones de REE en zircones en donde existe un enriquecimiento en los valores de HREE, indican probablemente un evento magmático (Hoskin et al., 2003). Esta edad concuerda con la edad de ~34 Ma registrada por Talavera et al, (2013) en un para-esquistos en la región de San Pedro Amuzgos, Oaxaca. Con edades K-Ar de ~35 a ~25 Ma en rocas

plutónicas del occidente de Oaxaca (Martiny et al., 2000) y con granitos sin deformación con una edad de ~34 Ma en el área de Tierra Colorada fechados por Solari et al, (2007).

La pérdida de Pb en zircones es principalmente atribuible a sistemas magmáticos abiertos, durante episodios de perturbación térmica continua, generando recristalización, alteración química y/o lixiviación (Hoskin et al., 2003). Este tipo de recristalización en los zircones, puede causar que no se hayan generado sobrecimientos lo suficientemente grandes para poder ser detectados con la técnica de catodoluminiscencia y por lo tanto ser analizados con LA-ICPMS. Junto con los fechamientos de U-Pb en zircón, se realizó un fechamiento por el método de Sm-Nd en granate, en un esquistos pelítico con granate (metatexita); sin embargo, la edad obtenida de 24 ± 9 Ma. resulta poco confiable para la edad de cristalización del granate; esto puede ser causado por las bajas concentraciones de Sm y Nd en el granate. Esto tiene como consecuencia, que la construcción de una isocrona sea poco confiable, ya que los valores en las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ tanto en granate como en roca total son muy parecidas.

Una de las causas que pudo ocasionar la pérdida de Sm y Nd en el granate y del Pb en el zircón en la muestra XO-8D es asociado con un recalentamiento posterior al evento metamórfico y migmatítico, el cual puede ser causante de la removilización de estos elementos, Morán et al, (2000) indican que la subducción de la Placa Farallón con respecto a la placa Norteamericana generan el agmatismo de arco del Paleoceno y Eoceno que predominó hacia el occidente de Guerrero y posteriormente migró hacia el oriente de Guerrero y occidente de Oaxaca, generando un arco magmático para el Oligoceno. En este intervalo de tiempo el eje del magmatismo se desplazó hacia el oriente de Oaxaca. La extinción del magmatismo puede ser explicada como consecuencia del paso hacia el sureste del punto triple trinchera-trinchera-transformante que acompañó al desplazamiento del Bloque Chortis originando el truncamiento de la margen continental del sur de México. El desarrollo de la tectónica extensional en el Oligoceno en el NW de Oaxaca probablemente acentuó esta orientación, al facilitar la generación y ascenso de magma en estas regiones y que probablemente causaran la pérdida de Pb en los zircones de la muestra XO-8-D y el Sm-Nd en el granate de la muestra XO-14-B.

10.4 Conclusiones

La cartografía obtenida a escala 1:18,000 permitió establecer las características y distribución de las unidades litológicas identificadas en campo, además de poder geo-referenciar las muestras

colectadas que formarán parte de la colección del proyecto PAPIME PE-103912 y que servirán de apoyo para la materia de Petrología Metamórfica en la Facultad de Ingeniería.

Las rocas analizadas mediante el estudio petrográfico en la zona de Santa María Ipalapa permitió identificar tres unidades litológicas:

1) Unidad meta-sedimentaria compuesta por: Esquistos de biotita que presentan la siguiente paragénesis mineral: cuarzo + plagioclasa + biotita + feldespato-k \pm granate \pm anfíbol \pm zircón \pm clorita, teniendo como protolito a una grauvaca depositada en un ambiente de corrientes de turbidez. Los esquistos pelíticos presentan la siguiente mineralogía: biotita + sillimanita + plagioclasa + feldespato-k + cuarzo + granate, el cual el protolito propuesto es una lutita depositada en una cuenca oceánica.

2) Unidad meta-ígneas compuesta por: Anfibolitas que presentan la siguiente paragénesis mineral: anfíbol + plagioclasa + biotita \pm granate \pm cuarzo \pm ilmenita. Teniendo como protolito a una psamita de origen básico.

3) Cuerpos graníticos que presentan la siguiente paragénesis mineral: cuarzo + plagioclasa + feldespato k + biotita + clorita + zircón.

Las observaciones petrográficas, datos de química mineral y resultados obtenidos por medio de termobarometría multi-equilibrio, permiten calcular las condiciones de equilibrio del pico metamórfico registrado en la zona de Santa María Ipalapa, desarrollándose en condiciones de facies de anfibolitas a una temperatura de ~ 733 a 735 ($^{\circ}\text{C}$) y ~ 7.1 a 7.2 (kbar) para la secuencia meta-ígneas y para la secuencia meta-sedimentaria el pico metamórfico alcanza un rango de temperaturas ~ 720 a 724 ($^{\circ}\text{C}$) y presiones ~ 7.4 a 9.1 (kbar).

La edad obtenida en zircones por U-Pb en un leucosoma con granate arroja la edad de migmatización registrándose en 62.8 Ma. Mientras que la edad obtenida en zircones por U-Pb de la anfibolita con granate es de 33.5 Ma. Esta última edad se relaciona con un evento tectono-térmico posterior a los eventos de metamorfismo y migmatización. El fechamiento isotópico de granate por Sm-Nd, da como resultado una edad de 24 ± 9 Ma. el cual presenta poca confiabilidad para la edad de cristalización del granate.

Las rutas metamórficas que se han obtenido para el Complejo Xolapa, los datos del pico metamórfico obtenidos en la región de Santa María Ipalapa y las edades isotópicas U-Pb obtenidas a partir de zircones, relacionan el desplazamiento del Bloque Chortis junto con la convergencia de la placa Farallón hacia el sur de México, generando así el desarrollo de un ambiente tectónico de colisión que da lugar al metamorfismo y migmatización del Complejo Xolapa.

Referencias

- Alaniz-Álvarez, S., A., y Ortega-Gutiérrez, F., 1997. Geología y petrología del Complejo Xolapa en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero. *Boletín de Mineralogía*, 13 (1), 3-32.
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H., Lee, B., 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414 (6865), 738–742.
- Berman, R., G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, 29, 833-856.
- Berman, R., G., 1998. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-H₂O-CO₂. *Journal Petrology*, 29, 445-522.
- Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, 36, 83-130.
- Brown, M., 2002. Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 25–40.
- Brown, M., y Solar, G., S., 1998. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*. 20 (9–10), 1365–1393.
- Brown, M., Averkin, Y., A., McLellan, E., L., Sawyer, E., W., 1995. Melt segregation in migmatites. *Journal of Geophysical Research*, 100 (15), 655-679.
- Bucher, K., y Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. New York, Springer, 524 p.

- Burnham, C., W., 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd Edition, H L Barnes, New York: Wiley-Interscience, 71-136.
- Campa-Uranga, M., y Coney, P., 1983. Tectonostigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040–1051.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., y Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21, 419-422.
- Cerca, M., Ferrari, L., Tolson, G., Corti, G., Bonini, M y Manetti, P., 2009. Analogue models of an Early Cenozoic transpressive regime in southern Mexico: implications on the evolution of the Xolapa complex and the North American-Caribbean Plate boundary. *Geological Society London Special Publications*, 328, 181-195.
- Clemens, J., D., y Vielzeuf, D., 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 86, 287-306.
- Connolly J., A., D., 1990. Multivariable phase-diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290, 666–718.
- Corona-Chávez, P., Poli, S. y Bigioggero, B., 2006. Syn-deformational migmatites and magmaticarc metamorphism in the Xolapa Complex, southern Mexico. *Journal of Metamorphic Geology*, 24 (3), 169-191.
- De Capitani, C., Brown, T., H., 1987. The computation of chemical-equilibrium in complex-systems containing non-ideal solutions. *Geochemical Cosmochemical Acta*, 51, 2639–2652.
- De Capitani, C., Petrakakis, K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogical*, 95, 1006–1016.

- De Cserna, Z., 1965. Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México. *Revista del Instituto de Geología*, 62, 77.
- Dewey, J., F., Bird, J., M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75, 2625– 2647.
- Dickin, A., P., 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, United Kingdom, 477.
- Ferry, J., M., y Spear, F., S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 113-117.
- Ghent, E., D., 1976. Plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz: a potential geothermometer and geobarometer. *American Mineralogist*, 61, 710-714.
- Goldsmith, J., R., 1980. Melting and breakdown reactions of anorthite at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*, 65, 27-284.
- Graham, C., M., y Powell, R., 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of Metamorphic Geology*, 2, 11-21.
- Guidotti, C., V., 1984. Micas in metamorphic rocks. In S.W. Bailey, Ed., *Micas*, vol. 13, p.357– 467. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Herrmann, U., R., Nelson, B., K., y Ratschbacher, L., 1994. The origin of a terrane: U-Pb zircon systematics, geochemistry and tectonics of the Xolapa complex (southern Mexico): *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten A*, 17, 92.
- Hoisch, T., D., 1990. Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase+garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 225-234.

- Holland, T., J., B., Powell, R., 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H₂O. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 129-134.
- Hoskin, P., W., O., Schaltegger, U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 (1), 27-62.
- Kohn, M., J., y Spear, F., S., 1989. Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet+hornblende+plagioclase+quartz. *American Mineralogist*, 74, 77-84.
- Kriegsman, L.M., 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithospheric*, 56, 75–96.
- Leake, B., E., Woolley, A., R., Arps, C., E., S., Birch, W., D., Gilbert, M., C., Grice, J., D., Hawthorne, F., C., Kato, A., Kisch, H., J., Krivovichev, V., G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., A., Maresch, W., V., Nickel, E., H., Rock, N., M., S., Schumacher, J., C., Smith, D., C., Stephenson, N., C., N., Ungaretti, L., Whittaker, E., J., W., y Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles. E: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.
- Le Breton, N., Thompson, A., B., 1987. Fluid absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 226-237.
- Maldonado-Villanueva, R., 2011. Petrología metamórfica de la porción central del Complejo Xolapa, región de Cacahuatpec-Amuzgos, Oaxaca. Tesis de Maestría, UNAM, 168 p.
- Mann, P., Rodgers, R., D., Gahagan, L., 2006. Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems. *Central America. Geology*, 205–241.

Referencias

- Martiny, B., Martínez-Serrano, R., Morán-Zenteno, D., J., Macías-Romo, C., y Ayuso, R., 2000. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks in western Oaxaca, southern Mexico, *Tectonophysics*, 318, 71-98.
- McDonough, W. F., y Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chemistry Geology*, 120 (3-4), 223-253.
- Möller, A., Ó'Brien, P., Kennedy, A., Kröner, A., 2003. The use and abuse of Th-U ratios in the interpretation of zircon. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, 12113.
- Morán-Zenteno, D. J., 1992. Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Tesis de doctorado, 186 p.
- Morán-Zenteno, D., Corona-Chávez, P. & Tolson, G., 1996. Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 51–65.
- Morán-Zenteno, D., J., Mariny, J., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M., S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R., G., Schaaf, P., 2000. Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 27-58.
- Orejana, D., Villaseca, A., Armstrong, R., A., Jeffries, T., E., 2011. Geochronology and trace element chemistry of zircon and garnet from granulite xenoliths: Constraints on the tectonothermal evolution of the lower crust under central Spain. *Lithospheric*, 124, 103-116.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, 20, 112–131.

- Ortega-Gutiérrez, F., Elias-Herrera, M., Reyes Salas, A. M., Macias-Romo, C., y Lopez, R., 1999. Late Ordovician Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, 27, 719-722.
- Patiño D., A., E., y Johnston, A., D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contribution of Mineral Petrology*, 107, 202-218.
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A. y Martens, U., 2009. Mesozoic geologic evolution of the Xolapa migmatitic complex north of Acapulco, southern Mexico: implications for paleogeographic reconstruction. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (1), 201-221.
- Pindell, J. L. & Barrett, S. F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region; a plate-tectonic perspective. In: *The Caribbean Region. The Geology of North America*, Vol. H (eds Dengo, G. & Case, J. E.), Geological Society of America, Boulder, CO, 405-432.
- Powell, R. y Holland, T. J. B., 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3: application methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173–204.
- Powell, R., y Holland, T., B., 2008. On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 155-179.
- Powell, R., Holland, T., Worley, B., 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 577-588.
- QGIS Development Team, 2014. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. <http://qgis.osgeo.org>
- Rey, P., Vanderhaeghe, O., Teyssier, C., 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, 342 (3–4), 435–449.

- Riller, U., Ratschbacher, L. y Frisch, W., 1992. The Tierra Colorada deformation zone: left lateral transtension along the northern boundary of the Xolapa Complex, southern Mexico. *Journal of South America Earth Sciences*, 5, 237–249.
- Royden, L., H., 1993. The steady-state thermal structure of eroding orogenic belts and accretionary prism; *Journal of Geophysical Research*. 98 (4), 487-507.
- Sarmiento, V., A., 2009. Trayectorias P-T-t del Complejo Xolapa en el sector Tierra Colorada-Acapulco, Guerrero y su relación con la migmatización. Universidad Autónoma de Guerrero, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Tesis profesional, 123 p.
- Sawyer, E.W., 1999. Criteria for the recognition of partial melt. *Physics and Chemistry of Earth*, 24(3), 269-279.
- Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco: München, Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians Universität, Tesis de doctorado 202 p.
- Scherer, E., E., Whitehouse, M., J., Munker, C., 2007. Zircon as a monitor of crystal growth. *Elements*, 3, 19-24.
- Scholz, C., H., 1980. Shear heating and the state of stresses on faults; *Journal of Geophysical Research*. 85 (6), 174-184.
- Solari, L.A., Torres de León, R., Hernández-Pineda, G.A., Solé, J., Hernández-Treviño, T y Solís-Pichardo, G., 2007. Tectonic significance of Cretaceous-Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (9/10), 1265-1279.
- Solís-Pichardo, G., N., Treviño-Hernández, T., 2000. Manual interno de procedimientos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS). UNAM.

- Spear, F. S., 1988. The Gibbs method and Duhem theorem – the quantitative relationships among P, T, chemical-potential, phase-composition and reaction progress in igneous and metamorphic systems. *Contribution of Mineralogy Petrology* 99, 249–256.
- Spear, F. S., 1989. Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. In *Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths*. American Geophysical Union, Washington, DC. Short Course in Geology, 1-55.
- Spear, F. S., 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Washington, DC, Mineral Society of America, 799 p.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Corona-Chavez, P., Gehrels, E., G., Villagrana-Sarmiento, A., García-Díaz, J., Salgado-Souto, S., A., 2013. Origin and provenance of basement metasedimentary rocks from the Xolapa Complex: New constraints on the Chortis-southern Mexico connection. *Earth and Planetary Science Letters*, 369-370, 188-199.
- Thompson, A. B., 2001. P-T paths, H₂O recycling, and depth of crystallisation for crustal melts. *Physical Chemical Earth*. 26 (4-5), 231-237.
- Thompson, A.B., Schulmann, K., Jezek, J., 1997. Extrusion tectonics and elevation of lower crustal metamorphic rocks in convergent orogens. *Geology*, 25 (6), 491–494.
- Thompson, A.B., Schulmann, K., Jezek, J., Tolar, V., 2001. Thermally softened continental extensional zones (arcs and rifts) as precursors to thickened orogenic belts. *Tectonophysics* 332 (1–2), 115–141.
- Tolson, G., 2005. La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (1), 111-122.
- 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.

- Vanderhaeghe, O., Medvedev, S., Fullsack, P., Beaumont, C., Jamieson, R.A., 2003. Evolution of orogenic wedges and continental plateaux: insights from crustal thermal–mechanical models overlying subducting mantle lithosphere. *Geophysical Journal International*, 153 (1), 27–51.
- Vanderhaeghe, O., Teyssier, C., 2001. Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics* 342, 451–472.
- Vernon R., H., y Clarke, G., L., 2008. *Principles of Metamorphic Petrology*. New York, Cambridge University Press, 446 p.
- Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid absent melting reaction in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 98, 257–276.
- Wakabayashi, J., 2004. Tectonic mechanisms associated with P-T paths of regional metamorphism: alternatives to single-cycle thrusting and heating. *Tectonophysics*, 392, 193-218.
- Whitney, D., L., Evan, B., W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Wilson, J., T., 1966. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211, 676.