



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Análisis geoquímico y petrogenético de los
esquistos azules del Complejo Acatlán,
México: Los efectos del proceso de
interacción fluido-roca en el metamorfismo
de alta presión-baja temperatura.**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Sofía Jiménez Barranco

DIRECTOR(A) DE TESIS

Ing. Alfredo Victoria Morales



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2023

Agradecimientos institucionales y académicos.

El presente trabajo de titulación fue financiado y realizado gracias al Proyecto PAPIIT IA102121 “Los esquistos azules del Complejo Acatlán como trazadores de la interacción fluido-roca en una zona de subducción”.

Al Ing. Alfredo Victoria Morales de la Facultad de Ingeniería por su colaboración como director de tesis. Gracias por haberme brindado un espacio de trabajo en su cubículo y en el uso de su microscopio, el cual fue de gran ayuda para los análisis petrográficos. Aún más importante, gracias por sus comentarios y sugerencias que fueron fundamentales para mejorar la calidad de mi trabajo. Agradezco su paciencia y dedicación con la formación académica de sus estudiantes.

A mis sinodales el Ing. Teodoro Hernández Treviño, Dr. Peter Schaaf, M.C. Bernardo Ignacio García Amador y Dra. Laura Mori por su valiosa contribución a mi trabajo de titulación. Sus comentarios, sugerencias y críticas constructivas fueron fundamentales para mejorar la calidad de mi trabajo.

Al M.C. Fabián Gutiérrez Aguilar por su apoyo y disposición para la realización de este proyecto. Sus comentarios y discusiones críticas enriquecieron la culminación de mi tesis.

Al Ing. Teodoro Hernández Treviño y al Laboratorio de Molienda de Rocas y Separación Mineral del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Área Isótopos Pesados perteneciente al Instituto de Geofísica, UNAM., por brindar el espacio y el equipo necesario para separar minerales pertenecientes a los esquistos azules.

Al Dr. Carlos Ortega Obregón y al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del centro de Geociencias, perteneciente a la ENES Juriquilla, UNAM., por la obtención de datos de elementos traza en titanitas y apatitos.

A la M.C. Samantha Yahel García Hernández y al M.C. Hermes Martín García Rodríguez por la ayuda en las campañas de campo, recolección de muestras y datos estructurales; así como por sus valiosos comentarios y aportaciones que enriquecieron la interpretación de este trabajo de titulación.

A la M.C. María del Consuelo Macías Romo y al Laboratorio de Separación Mineral del Instituto de Geología por su ayuda para el montaje de minerales en resina.

A la M.C. Edith Fuentes Guzmán y al Laboratorio de catodoluminiscencia e inclusiones fluidas, perteneciente al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía del Instituto de Geología, UNAM., por obtener las imágenes de catodoluminiscencia presentadas en este trabajo.

Al Ing. Carlos Jair Córdoba Zárate por la asesoría que me brindó en diversos aspectos de la geología estructural de este trabajo.

Al Dr. Bernardo García Amador por su ayuda para la obtención de núcleos de barreno en campo, así como por sus valiosos comentarios para la realización de este trabajo. De igual forma, gracias al M.C. Luis Abel Jiménez Galindo por su ayuda para la recolección de muestras, datos estructurales y ayuda durante las campañas de campo.

Agradecimientos personales

A mis queridos padres Selene e Hiram, por brindarme todo lo necesario para obtener una educación de calidad. Por su apoyo, su presencia, sus consejos y su amor incondicional, gracias.

A Fabián, por sus valiosas recomendaciones durante mi trabajo de tesis, por su invaluable apoyo y compañía. Fuiste parte de la inspiración para la realización de este trabajo.

A mi abuelito Fili, por siempre creer en mí y en la carrera que escogí, por escucharme, por sus palabras de apoyo y por su interés en la geología. A mi abuelita Guille, por siempre procurarme, por escucharme y por todo su cariño. A mi abuelita Bety, por todo su cariño, cuidado y paz que siempre inspira. A mi abuelito Miguel, porque en vida me dio un cariño inigualable e incondicional que llevo en mi corazón todos los días. Los quiero a todos.

A Diana, por su amistad invaluable, por escucharme y porque siempre le pude confiar cualquier cosa. Gracias por todas las risas, llantos y compañía, porque siempre me recordaste que sí se podía. A Tania, por todas sus pláticas, consejos, por todas las risas, los chismes, por su apoyo, por su lealtad y su amistad tan bonita. A Lupita, por su amistad, por su apoyo, sus consejos y todos los buenos momentos. Las adoro. A mi amigo Jair, porque desde siempre fue un amigo en quien pude confiar, por todo su apoyo, cariño y por ser ese amigo a quien pude preguntarle sin pena cualquier duda sobre geología estructural. Te quiero amigo.

A Keny, por acompañarme en todas esas noches de desvelo durante la carrera y realización de esta tesis. Por esperarme ansiosa todos los días que estaba en campo. No eres mi mascota, eres el mejor regalo que me ha dado la vida, mi corazón.

A mis primos Sebitas, Valeria, Andreita, Valentina, Regis y Carlitos. Por todas las risas, las ocurrencias, chismecitos y alegría que inspiran cuando nos reunimos. Los quiero.

A mis tíos Lalo, Andrea y Eny, por su cariño y compañía.

A mi hermano Miguel Ángel, la persona más importante en mi vida. Este trabajo es para ti.

ÍNDICE

RESUMEN	8
ABSTRACT	10
1. INTRODUCCIÓN	12
2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	15
3. OBJETIVOS	17
4. MARCO TEÓRICO	18
4.1 Clasificación de fluidos en zonas de subducción.....	18
4.3 Facies de esquistos azules	20
4.4 Facies de eclogita	21
4.5 Tipos de subducción y su control en el contenido de agua transportada durante el metamorfismo HP-LT:	23
5. GEOLOGÍA REGIONAL	26
5.2 Geología estructural del Complejo Acatlán.....	30
5.3 Geología estructural de la Formación Xayacatlán.....	33
6. METODOLOGÍA	36
6.1 Trabajo de campo:.....	36
6.2 Trabajo Analítico:	37
6.2.1 Petrografía:	38
6.2.2 Elementos mayores en roca total:.....	38
6.2.3 Elementos traza en roca total:	38
6.2.4 Concentrados Minerales.....	39
6.2.5 Catodoluminiscencia	39
6.2.6 Geoquímica de ET en Titanitas:.....	40
7. RESULTADOS	42
7.1 Geología Local: Litodemas presentes en el área de estudio.	42
7.1.1 Esquistos azules.....	43
7.1.2 Anfibolitas	45
7.1.3 Esquisto de mica con granate	46
7.1.4 Meta-eclogita	47
7.2 Geología estructural	50
7.2.1 Datos estructurales de foliación-bandeamiento de metabasitas y metasedimentos en la zona de estudio	50
7.2.2 Estructuras de cizalla encontradas en porfidoblastos de las metabasitas y metasedimentos	52

7.3 Petrografía	55
7.3.1 Esquistos azules.....	55
7.3.2 Meta-eclogitas	60
7.3.3 Esquisto de mica con granate	63
7.3.4 Anfibolitas	65
7.4 Geoquímica	67
7.4.1 Diagramas multi-elementales de elementos traza	67
<i>Grupo 1: Esquistos azules</i>	68
<i>Grupo 2: Meta-eclogitas, anfibolitas con granate y mica-esquisto con granate</i>	68
<i>Mica-esquisto con granate (AC22-32A) y sus residuos deshidratados (AC-01 y AC-03)</i>	69
<i>Diagrama multi-elemental de titanitas</i>	71
7.4.2 Origen de los protolitos de las rocas máficas (Grupo 1 y 2).....	72
<i>Diagramas de discriminación tectónica:</i>	72
<i>Diagramas elementales: Definición del Grupo 1 y Grupo 2 a partir de su contenido en HREE y HFSE:</i>	73
7.4.3 Interacción fluido-roca	76
8. DISCUSIÓN	82
8.1 Distribución espacial y evolución petrológica de rocas máficas sometidas al metamorfismo HP–LT en las regiones Las Minas–Ahuatlán.....	82
8.2 Origen de los protolitos y su evolución geoquímica a partir de una fuente empobrecida hasta su metamorfismo HP–LT	83
8.3 Geoquímica de los procesos de interacción fluido-roca	84
<i>8.3.1 Interacción 1: Alteración por la interacción con el piso oceánico alterado y generación del AOC</i>	84
<i>8.3.2 Interacción 2: Metasomatismo de HP-LT por interacción con fluidos–fundidos provenientes de los metasedimentos subducidos</i>	85
8.4 Efectos geoquímicos–estructurales de la fusión parcial del mica-esquisto con granate en las meta-eclogitas.....	87
8.5 Balance de masas	88
<i>8.5.1 Metodología para el cálculo de balance de masas:</i>	89
<i>8.5.2 Primera transición (T1): MORB–muestra AC21-17 (Esquisto azul)</i>	91
<i>8.5.3 Segunda transición (T2): Esquisto azul (muestra AC21-17)–Esquisto azul (muestra AC21-29)</i>	92
<i>8.5.4 Tercera transición (T3): Esquisto azul (muestra AC22-29)–meta-eclogita (muestra AC22-44)</i>	93

8.5.5 Cuarta transición (T4): Meta-eclogita (muestra AC22-44)–Meta-eclogita con interacción con el mica-esquisto con granate (muestra AC22-47(B)).....	94
8.6 Modelo de subducción y evolución geoquímica de los esquistos azules y meta-eclogitas en la región de Las Minas – Ahuatlán	95
8.6.1 Anomalías de Pb y Sr asociadas con la evolución metamórfica de epidota.....	97
8.6.2 Anomalías de LILE asociadas con la evolución metamórfica de micas blancas	99
8.6.3 Anomalías de HFSE asociadas con la evolución metamórfica de rutilo, titanita y zircón	100
8.6.4 Variación del contenido de HREE asociado a granates, titanitas y rutilos.....	102
8.7 Migración de fluidos.....	102
8.7.1 Migración de fluidos durante el metamorfismo prógrado (Facies de esquisto azul)	103
8.7.2 Migración de fluidos durante el pico (y post-pico) metamórfico (Facies de eclogitas)..	105
8.8 Implicaciones relacionadas a la liberación de fluidos durante el metamorfismo de HP-LT	106
9. CONCLUSIONES	108
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	111
ANEXO.....	120
Tabla A1. Glosario	120
Tabla A2. Datos de orientación de las muestras de geoquímica y petrografía.....	122
Tabla A3. Datos estructurales de la región de “Las Minas”.	123
Tabla A4. Datos estructurales de la región “Guadalupe”.	127
Tabla A5. Datos estructurales de las regiones “Mimilulco” y “Ahuatlán”.	131
Tabla A6. Petrografía de las rocas estudiadas.....	132
Tabla A7. Óxidos mayores.....	133
Tabla A8. Elementos traza.....	135
Tabla A9. Elementos traza de titanitas de la muestra AC21-09.....	139
Tabla A10. Elementos traza de titanitas de la muestra AC21-17.....	141

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 Esquema de una zona de subducción y la interacción entre los componentes que conforman al slab subducido.	14
Figura 2 Diagrama P – T de facies metamórficas	21
Figura 3 Diagrama P – T de la estabilidad de fases minerales de alta presión en el metamorfismo de HP – LT de rocas pelíticas	23
Figura 4 Modelos de subducción.	25

Figura 5 Mapa regional del Complejo Acatlán.	26
Figura 6 Mapa geológico de los basamentos metamórficos Pre-Mesozoicos del sur de México.	31
Figura 7 Evolución de los eventos de deformación en la Formación Xayacatlán.	35
Figura 8 Toma de datos estructurales en las campañas de campo.	37
Figura 9 Frascos con concentrados minerales.	39
Figura 10 Imágenes de catodoluminiscencia	40
Figura 11 Programación de los puntos en los cuales actuaría el LA-ICP-MS	41
Figura 12 Mapa y sección geológica de las regiones Las Minas, Guadalupe, Mimilulco y Ahutalán	42
Figura 13 Afloramientos de esquistos azules.	44
Figura 14 Afloramientos de anfibolitas	45
Figura 15 Afloramientos del mica-esquisto con granate	47
Figura 16 Afloramientos de meta-eclogitas.	48
Figura 17 Estructuras de fusión parcial en meta-eclogita y mica-esquisto con granate.	49
Figura 18 Red estereográfica de los datos de orientación rumbo – echado de los cuatro litodemas descritos.	51
Figura 19 Deformación asociada a minerales del pico metamórfico y retrogresión.	54
Figura 20 Petrografía de esquistos azules.	56
Figura 21 Granate en esquisto azul.	59
Figura 22 Petrografía de meta-eclogitas	60
Figura 23 Petrografía del mica-esquisto con granate.	63
Figura 24 Petrografía de anfibolitas.	65
Figura 25 Diagrama multielemental de las rocas estudiadas.	67
Figura 26 Diagrama multielemental del Grupo 1 (Esquistos azules)	68
Figura 27 Diagrama multielemental del Grupo 2 (Meta-eclogitas y anfibolitas)	69
Figura 28 Diagrama multielemental de valores del GLOSS.	70
Figura 29 Diagrama multielemental de titanitas.	71
Figura 30 Diagramas ternarios tectono-discriminatorios	74
Figura 31 Diagramas de interacción fluido-roca	78
Figura 32 Esquema de clasificación de migmatitas	87
Figura 33 Balance de masas para la transición 1 (T1)	92
Figura 34 Balance de masas para la transición 2 (T2)	93
Figura 35 Balance de masas para la transición 3 (T3)	94
Figura 36 Balance de masas para la transición 4 (T4)	95
Figura 37 Modelo de subducción	97
Figura 38 Modelo de migración de fluidos	103

RESUMEN

Las zonas de subducción se caracterizan por presentar el metamorfismo de alta presión y baja temperatura (HP-LT, por sus siglas en inglés), que da origen a rocas en facies de esquisto azul. Como resultado de la interacción fluido-roca, como el proceso que involucra la interacción de fluidos provenientes de reacciones de deshidratación en la litósfera oceánica subducida con las diferentes litologías que la componen, ocurren variaciones geoquímicas en los protolitos de estas rocas. Sin embargo, el origen de los fluidos y las consecuencias del proceso de interacción fluido-roca en zonas de subducción es controversial y complejo, pues existen diversos aspectos que dependen del estado termo-mecánico de la litósfera subducida, de su composición y de la cantidad disponible de roca–fluido, convirtiendo a los efectos de la interacción fluido–roca en casos particulares, según la zona de estudio.

En este trabajo se presenta la evidencia del proceso de interacción fluido-roca obtenida a partir de datos geoquímicos de roca total y datos petrológicos de los esquistos azules, así como de sus rocas asociadas (i.e., meta-eclogitas y anfibolitas) del Complejo Acatlán en las regiones de Las Minas-Ahuatlán, estado de Puebla, México; interpretado como el registro de la sutura de tres océanos Paleozoicos, con dos ciclos de subducción: el primero registrado durante el Ordovícico – Silúrico (Vega-Granillo et al., 2007) y el segundo durante el Carbonífero (Estrada-Carmona et al., 2015).

En el área de estudio, los esquistos azules y sus rocas asociadas tienen una foliación predominante NE-SW. Particularmente, los esquistos azules tienen una paragénesis mineral del pico metamórfico compuesta por: glaucofano + mica blanca (1) + epidota (1) + granate + rutilo + titanita (1), y una paragénesis de retrogresión definida por tremolita-actinolita + clorita + plagioclasa + epidota (2) + mica blanca (2) + titanita (2). Los diagramas multi-elementales, normalizados con respecto al MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalt*), exhiben un enriquecimiento en LILE (Large Ion Lithophile Elements) y LREE (Light Rare Earth Elements), mientras que los HREE (Heavy Rare Earth Elements) muestran patrones planos. De acuerdo con los diagramas de discriminación tectónica se sugiere que los esquistos azules y sus rocas asociadas tienen una afinidad geoquímica con rocas tipo MORB. En los diagramas K vs. Rb, K vs. Ba/Rb, U vs. Nb/U, Nb/Zr vs. U/Nb, Ba/Th vs. K/Th y Th vs.

Th/U, donde también se representan los valores globales promedio de MORB, AOC (Altered Oceanic Crust) y GLOSS (Global Subducting Sediment), se observa que los datos exhiben un enriquecimiento en K, Rb, U y Ba, así como en las relaciones U/Nb, Ba/Th, Nb/Zr y K/Th. Lo anterior sugiere la existencia de dos procesos de interacción fluido-roca en los esquistos azules y sus rocas asociadas: Uno de estos, asociado al AOC y otro, asociado a la deshidratación de esquistos de mica con granate, litología que interactúa con las rocas estudiadas a nivel afloramiento, y que genera texturas de migmatización en el área de Ahuatlán. La migración de ambos fluidos ocurre a través de dos mecanismos principales: Durante el metamorfismo prógrado, donde la generación de porosidad en las rocas máficas es favorecida por estructuras pre-existentes en la corteza oceánica, así como por gradientes geoquímicos–mineralógicos del MORB alterado; mientras que, durante el pico metamórfico, la migración de los fluidos ocurre a través de redes de canales (p. ej., interconexión de fracturas, fallas, variaciones litológicas, discontinuidades, etc.) generadas a partir de la porosidad inicial y el fracturamiento hidráulico.

Los resultados sugieren que el proceso de interacción fluido-roca identificado en esta región del Complejo Acatlán puede llegar a tener implicaciones en las características geoquímicas de la cuña del manto (reflejadas en los pulsos de deshidratación de las metabasitas durante facies de eclogita, donde liberarían principalmente LILE, Pb y Sr). Finalmente, estos fluidos pueden ascender de manera canalizada y crear heterogeneidades geoquímicas en la cuña del manto.

Palabras clave: Esquistos azules, Subducción, Metasomatismo, Metamorfismo HP-LT, Complejo Acatlán, interacción fluido-roca

ABSTRACT

In subduction zones, high-pressure and low-temperature metamorphic events (HP-LT) can form rocks in the blue schist facies. As a result of fluid-rock interaction (a process involving the interaction of fluids from dehydration reactions in the subducted oceanic lithosphere with the different lithologies), variations in the geochemistry of the protoliths of these rocks occur. However, the origin of fluids and the consequences of the fluid-rock interaction processes in subduction zones are controversial. Both aspects depend on the thermo-mechanical state of the subducted lithosphere and the composition and available amount of interacting rock-fluid. This can produce particular effects of fluid-rock interaction processes, depending on the study area.

This work presents evidence of the fluid-rock interaction processes obtained from whole rock geochemical data and petrological data of blue schists and their associated rocks (i.e., meta-eclogites and amphibolites) in the Las Minas-Ahuatlan region of the Acatlan Complex (Puebla, Mexico), interpreted as the record of the suturing of three Paleozoic oceans, with two cycles of subduction: the first recorded during the Ordovician-Silurian (Vega-Granillo et al., 2007) and the second during the Carboniferous (Estrada-Carmona et al., 2015). The objective is to provide insights into the effects of these processes on the geochemical-petrological evolution of the HP-LT metamorphic facies.

In the study area, blueschists and their associated rocks show a NE-SW foliation trend. The metamorphic peak of the blueschists displays a mineral association composed of glaucophane + white mica + epidote + garnet + rutile + titanite (1), while the retrogression mineral association is composed of tremolite-actinolite + chlorite + epidote + quartz + white mica + titanite. Multi-elemental diagrams normalized with values of MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalt*) indicate enrichment of LILE (Large Ion Lithophile Elements) and LREE (Light Rare Earth Elements), while HREE (Heavy Rare Earth Elements) shows flat patterns. Tectonic discrimination diagrams suggest that the protolith of the blueschists and their associated rocks have an affinity to the MORB.

Geochemical diagrams such as K vs. Rb, K vs. Ba/Rb, U vs. Nb/U, Nb/Zr vs. U/Nb, Ba/Th vs. K/Th, and Th vs. Th/U (where values of MORB, AOC (Altered Oceanic Crust), and

GLOSS (Global Subducting Sediment) are plotted, exhibit high contents of K, Rb, U, and Ba, as well as high ratios of U/Nb, Ba/Th, Nb/Zr, and K/Th. Therefore, is suggested that these enrichments are developed by two processes of fluid-rock interaction: one related to the AOC and the second caused by the dehydration of a mica-schist garnet, a lithodeme in contact with blueschists and their associated rocks in the study area.

The migration of both fluids occurs through two main mechanisms: During prograde metamorphism, the generation of porosity in mafic rocks is favored by mineralogical heterogeneities in the altered MORB and interaction with fluids, while during peak metamorphism, fluids are transported through channel networks (e.g. fractures, faults, lithological variations, discontinuities) generated from the initial porosity and compaction.

The results suggest that the fluid-rock interaction processes identified in this region of the Acatlán Complex may have implications for the geochemical characteristics of the mantle wedge (reflected in the dehydration pulses of metabasites during eclogite facies, where they would mainly release LILE, Pb, and Sr). Finally, these fluids may ascend in a channelized manner and create geochemical heterogeneities in the mantle wedge.

Keywords: Blueschists, subduction, metasomatism, HP-LT metamorphism, Acatlan Complex, fluid-rock interaction processes.

1. INTRODUCCIÓN

En las zonas de subducción se presenta el metamorfismo de alta presión y baja temperatura que da origen a rocas en facies metamórficas (concepto definido en Tabla A1) de esquisto azul y eclogitas. Durante la subducción de rocas máficas (en este caso, basaltos), ocurren diversas interacciones de fluidos (fluidos hidratados y/o fluidos silicatados, definidos en la Tabla A1) que pueden provenir de la alteración por la interacción con el piso oceánico, lo que genera al AOC (*Altered Oceanic Crust*, definido en la Tabla A1)), de los sedimentos subducidos o de serpentinitas (van der Straaten et al., 2008; Wang et al., 2017), como se observa en la Figura 1. Cada tipo de fluido imprimirá en la roca con la que interactúe variabilidades geoquímicas respecto a su protolito (concepto definido en la Tabla A1), promoviendo reacciones de hidratación-deshidratación dentro del sistema. Si las reacciones promovidas por la interacción fluido-roca son continuas, podrá existir una evolución mineralógica desde el protolito (MORB) hasta facies de esquisto y/o eclogitas, con un cambio de composición química respecto a la composición inicial del protolito.

Al caracterizar la composición del fluido que interacciona con las rocas subducidas y los efectos que tiene en la composición y, por lo tanto, en la mineralogía de la roca en cuestión, se pueden lograr aproximaciones en el conocimiento de procesos como el reciclamiento de elementos en una zona de subducción, el aporte elemental hacia la cuña del manto (como la adición de volátiles), y su relación con la geoquímica del arco magmático.

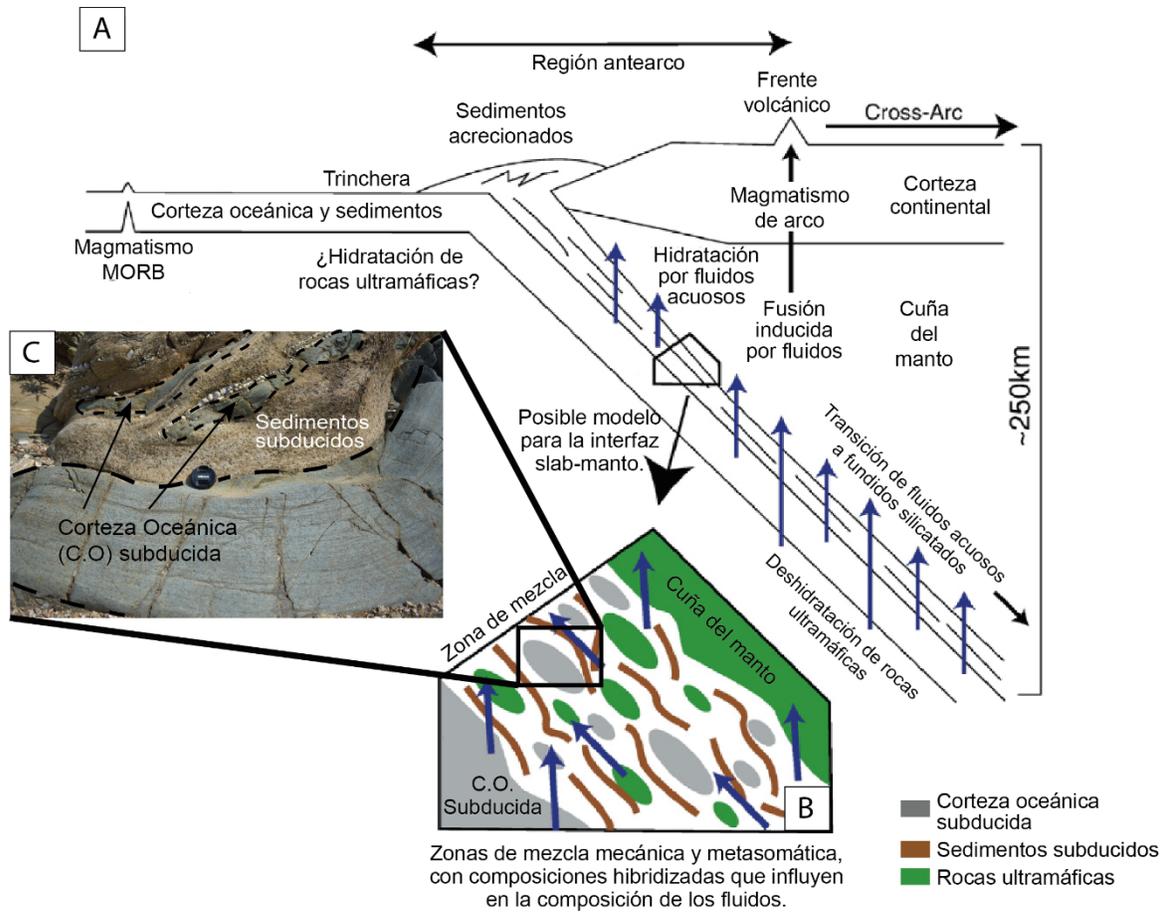
El Complejo Acatlán (CA) es un área ubicada al SE de México, que contiene dos cinturones de rocas máficas sometidas a un metamorfismo de HP-LT, y que han sido interpretados como la sutura de tres grandes océanos paleozoicos: Iapetus, Rhéico y Paleo-Pacífico. Además, el Complejo Acatlán ha sido dividido en tres ciclos tectónicos: (1) rift/subducción (Ordovícico-Silúrico), (2) deposición supra-cortical e intrusión pre-orogénica (Devónico-Mississippiano), y (3) unidades supra-corticales sin-orogénicas e intrusiones (Pensilvánico-Pérmico) (Ortega-Gutiérrez et al., 2018).

El pico metamórfico de las rocas máficas HP-LT del CA ha sido registrado con una edad de 352.5 ± 1.5 Ma, con base en Lu-Hf en granate-roca total (Estrada-Carmona et al., 2016), y con condiciones de P-T entre ~ 19 kbar y ~ 505 °C ó ~ 13 kbar y ~ 480 °C para el pico

metamórfico de los esquistos azules; así como ~22 kbar y ~690 °C para el pico metamórfico de las eclogitas (Hernández-Uribe et al., 2019a). El área de estudio del presente trabajo comprende las regiones de Las Minas–Ahuatlán del estado de Puebla, México, donde se reporta la existencia de esquistos azules, meta-eclogitas y anfibolitas. Particularmente, la zona de estudio resulta ser un caso interesante para analizar los efectos de la interacción fluido-roca, pues registra dos tipos de comportamientos, principalmente: (1) dentro de las áreas Las Minas–Guadalupe, donde se observan esquistos azules en contacto concordante con el litodema de mica-esquistos con granate, que registraría el metamorfismo prógrado. Especialmente, en este trabajo se reporta el hallazgo de una nueva localidad de esquistos azules en la región de Guadalupe, los cuales pertenecerían al cinturón metamórfico HP-LT Piaxtla del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez et al., 2018), mientras que los esquistos azules de la región Las Minas han sido reportada con anterioridad en diversos trabajos (Meza-Figueroa et al., 2003 y Keppie et al., 2008;2010). (2) Por otro lado, en el área de Mimitulco–Ahuatlán, donde coexisten meta-eclogitas y anfibolitas (reportados como parte de la Formación Xayacatlán por Vega-Granillo, 2005 dentro del cinturón metamórfico HP-LT Piaxtla (Ortega-Gutiérrez et al., 2018)), que conforman texturas migmatíticas (reportadas por Meza-Figueroa et al., 2003 y Vega-Granillo, 2005) con el mica-esquisto con granate (Figura 1C). Lo anterior, otorgaría indicios de un proceso de interacción fluido-roca, posiblemente asociada al pico metamórfico.

En este trabajo, presento la integración de datos geoquímicos (análisis de elementos mayores y elementos traza, en roca total) y datos petrográficos obtenidos de las rocas máficas y meta-sedimentos HP en las regiones Las Minas - Ahuatlán del Complejo Acatlán, México. Lo anterior tiene como objetivo evidenciar el proceso de interacción fluido-roca y sus efectos en la evolución de las facies metamórficas HP-LT de la zona de estudio.

Debido a lo anterior, el Complejo Acatlán, en el área de Las Minas–Ahuatlán, resulta ser un caso de estudio interesante para comprender la evolución geoquímica de un protolito tipo MORB al ser sometido, tanto a un metamorfismo HP-LT, como a la interacción con fluidos provenientes del AOC y/o de los sedimentos subducidos (Figura 1).



2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Las rocas máficas HP-LT del Complejo Acatlán representan uno de los registros de ciclos de subducción y sutura en el mundo, ocurridos durante el Paleozoico. Dentro de estos ambientes tectónicos, ocurren procesos de interacción fluido–roca entre los distintos componentes de la litósfera oceánica subducida (como lo son la cubierta sedimentaria, la parte superior de la corteza oceánica alterada durante el metamorfismo HP – LT y el manto metasomatizado) y los fluidos generados a partir de reacciones de deshidratación e hidratación de estos mismos componentes. Diversos autores (John et al., 2004; 2012; Bebout, 2007; van der Straaten et al., 2008; Xiao et al., 2012; Wang et al., 2017; Taetz et al., 2018) han reportado que este proceso ocasiona variabilidades geoquímicas y mineralógicas en los protolitos de las rocas subducidas, así como el transporte de distintos grupos elementales (p. ej. LILE, REE, ambos términos definidos en la Tabla A1) hacia distintas profundidades de la litósfera oceánica subducida (desde facies de esquistos verdes hasta facies de eclogitas) y hacia la cuña del manto.

Debido a que las rocas máficas del Complejo Acatlán han sido sometidas a un metamorfismo HP-LT y, por ende, han experimentado variaciones en su composición química original; representa un reto caracterizar la naturaleza del protolito original, así como diferenciar los eventos de alteración que tomaron lugar durante su metamorfismo. A causa de lo anterior, nace la necesidad de realizar una integración entre las observaciones en las relaciones de campo, análisis geoquímicos y estudios petrológicos en los distintos litodemas de las regiones Las Minas–Ahuatlán, para poder identificar los procesos de interacción fluido–roca que actuaron sobre los protolitos de las rocas máficas HP-LT del Complejo Acatlán.

La caracterización de los fluidos que han interactuado con las rocas máficas de HP-LT del Complejo Acatlán, podría otorgar aproximaciones en el entendimiento de los efectos que tienen los siguientes procesos: la evolución geoquímica–petrológica de las facies metamórficas de HP-LT (van der Straaten et al., 2008; Taetz et al., 2016; Bebout, 2021); los diferentes tipos de mecanismos de migración de los fluidos en rocas metamórficas sometidas a altas presiones (John et al., 2008; Plümper et al., 2017; Taetz et al., 2018); la influencia sobre el reciclamiento elemental y las firmas geoquímicas del magmatismo de arco (John et

al., 2004; Xiao et al., 2012; Peacock et al., 2020; Bebout, 2021), y su conexión con la ocurrencia de eventos sísmicos derivado de las reacciones de deshidratación (Taetz et al., 2018; Bang et al., 2021; Gutiérrez-Aguilar et al., 2022). Por otra parte, la integración de las observaciones petrográficas (tanto a nivel afloramiento como a nivel microscópico) con las observaciones geoquímicas permite adquirir una nueva perspectiva acerca de la importancia que tiene la química de las rocas metamórficas en procesos de intercambio elemental dentro de las zonas de subducción.

A partir del planteamiento anterior surgen las siguientes preguntas de investigación para las rocas de estudio dentro del Complejo Acatlán: (1) ¿Qué evidencias pueden identificar la existencia de uno o varios procesos de interacción fluido-roca? (2) ¿Cómo se podría aproximar la temporalidad de un proceso de interacción fluido-roca en una etapa del metamorfismo HP-LT? (3) ¿Cuáles son las implicaciones de los procesos de interacción fluido-roca en la ocurrencia de eventos geológicos tales como el reciclamiento elemental o el magmatismo de arco?

Dichos planteamientos serán resueltos a lo largo de este trabajo, con ayuda de la definición de los objetivos propuestos en el Capítulo 3.

3. OBJETIVOS

- Identificar y describir las unidades litodémicas que afloran en la zona de estudio (Las Minas - Ahuatlán), tanto a nivel afloramiento como a nivel petrográfico, con el fin de estudiar las heterogeneidades mineralógicas/texturales, y así establecer una línea de evolución metamórfica entre cada litodema.
- Caracterizar el tipo de protolito que dio origen a las rocas máficas HP-LT ubicadas en el área de estudio (Formación Xayacatlán), para otorgar aproximaciones acerca de los efectos que tiene el metamorfismo HP-LT en la geoquímica de los basaltos subducidos.
- Reconocer y cuantificar la importancia de los efectos de la interacción fluido-roca durante la subducción de las rocas estudiadas y sus implicaciones en la evolución de las facies metamórficas, a partir del análisis de elementos traza en las rocas máficas y rocas sedimentarias HP-LT colectadas, así como sus relaciones de campo en los afloramientos localizados
- Proponer un modelo de migración para los fluidos que imperan durante el metamorfismo HP-LT, especialmente en facies de esquistos azules y eclogitas.
- Discutir la importancia de la migración de fluidos y el transporte de elementos traza dentro del canal de subducción, como un mecanismo que podría tener implicaciones en la generación de heterogeneidades en la cuña del manto y eventos de sismicidad.

4. MARCO TEÓRICO

La interfaz litósfera oceánica–manto es una superficie altamente reactiva, pues conforma una mezcla heterogénea de litologías (rocas máficas de la corteza oceánica, sedimentos subducidos, serpentinitas, etc.) que se encuentran deformadas y comúnmente, metasomatizadas (van der Straaten et al., 2008). Durante el metamorfismo de alta presión y baja temperatura la corteza oceánica experimenta una serie de procesos metasomáticos que desencadenan la transición hacia facies de esquistos azules y eclogitas. Esta evolución metamórfica es promovida por la interacción entre fluidos liberados a partir de reacciones de deshidratación e hidratación de las distintas litologías que componen a la corteza oceánica, proceso conocido como “interacción fluido–roca” dado a través de diversas reacciones mineralógicas.

4.1 Clasificación de fluidos en zonas de subducción

Los fluidos presentes en las zonas de subducción pueden dividirse de dos formas:

De acuerdo a su estado físico:

- Fluidos hidratados: El componente mayoritario de estos fluidos es el H₂O. Usualmente es liberado por las reacciones de deshidratación de sedimentos, AOC y serpentinitas (Bebout, 2007; Bucher y Grapes, 2011; Scambelluri et al., 2019).
- Líquidos supercríticos: Es un fluido estable a presiones (P) y temperaturas (T) mayores que el punto crítico del sistema (Bebout, 2007) donde no hay distinción entre un líquido y un gas, por lo que la densidad de ambos es del mismo valor (Bucher y Grapes, 2011).
- Fundidos silicatados hidratados: Normalmente los fundidos encontrados en el metamorfismo HP-LT corresponden a aquellos derivados de la fusión parcial de los sedimentos subducidos (Wang et al., 2017), debido a que gracias a su alto contenido en agua (Bebout, 2007) su fusión puede ocurrir a T mayores a los 650 °
- C (Hölttlä, 2017), dependiendo del porcentaje de saturación de H₂O en el sistema. También puede existir fusión parcial de la corteza oceánica, sin embargo, las condiciones de presión y temperatura a las que ocurre son más extremas y dependen nuevamente de la saturación de H₂O dentro del MORB. Algunos autores han

propuesto que este fenómeno ocurre a 1000 °C y 1.5 GPa (en condiciones mínimas de hidratación para un MORB, de acuerdo con Peacock et al., 1994), o bien por arriba de los 700°C considerando un MORB hidratado (con un 4-5 wt% de H₂O de acuerdo con Schmidt y Poli (1998; 2014) y Peacock et al., 2020). Los fundidos y fluidos generados a partir de la fusión parcial de la corteza oceánica no participan durante el metamorfismo HP – LT, pues superan los límites de temperatura de este tipo de metamorfismo.

De acuerdo a su fuente y composición:

- Fluidos provenientes del metasomatismo de sedimentos subducidos: La cantidad de elementos liberados durante la deshidratación de los sedimentos subducidos dependerá de su contenido de minerales hidratados (p. ej. lawsonita, micas blancas, epidotas), lo que permitirá la existencia de elementos como LILE y Pb (Bebout et al., 2007 y Xiao et al., 2012). Por ejemplo, la biotita y la fengita son dos micas que contienen más de 5 wt% de H₂O en su estructura, siendo así los minerales que más aportan fluidos durante la deshidratación de los sedimentos (Harlov et al., 2013). Especialmente, la fengita puede ser estable durante las etapas prógradas y retrógradas de un metamorfismo HP-LT, inclusive con bajos contenidos de H₂O (<1 wt%) (Domanik et al., 2000). Otros minerales contenedores de agua dentro de los metasedimentos son el talco, el cloritoide, la clorita, lawsonita y los anfíboles (Poli y Schmidt, 2002). De igual forma, si los sedimentos están saturados en agua y cruzan la curva del solidus (definida por Hölttlä, 2017) podrían experimentar distintos grados de fusión parcial que ocasionarían la liberación de elementos HFSE (concepto definido en Tabla A1), almacenados en fases minerales magmáticas (p. ej. zircón, monazita, rutilo, etc.) (Pearce y Peate, 1995).
- Fluidos provenientes de la formación de la Corteza Oceánica Alterada (AOC): Normalmente los fluidos liberados en este tipo de alteración se relacionan a etapas del metamorfismo prógrado (Harlov et al., 2013). Si la alteración ocurre a T < 600 °C, existirá una liberación preferencial de elementos como Cs, Rb y Ba; por el contrario, si la T > 600 °C, existirá una liberación preferencial de elementos como U, Nd y Sr, de acuerdo con Becker et al., 2000.

- Fluidos provenientes de la deshidratación de serpentinitas: La interacción con este tipo de fluidos ocasiona una movilización de elementos LILE, LREE y enriquecimientos en elementos de Ni, Mg, Co y Cr (van der Straaten et al., 2008, John et al., 2004). Este tipo de fluidos pueden encontrarse en condiciones de hasta más de 100 km de profundidad en el canal de subducción, en tipos de metamorfismo HP-UHP (John et al., 2004).

La generación de fluidos durante el metamorfismo de HP-LT es un proceso que ocurre entre los 50 y 135 km de profundidad (Harlov et al., 2013) . Especialmente, el mayor pulso de deshidratación de la corteza oceánica ocurre durante la transición de facies de esquisto azul (EA) hacia facies de eclogitas (50 – 70 km de profundidad) lo que genera una liberación entre el 4 y 5 wt% de H₂O (John et al., 2008).

Dentro de las condiciones anteriores (facies de esquistos azules a facies de eclogitas) existen distintas rutas metamórficas que pueden originar las composiciones planteadas. A continuación, se explica brevemente lo más relevante de cada una de estas facies metamórficas:

4.3 Facies de esquisto azul

Los esquistos azules son rocas que contienen cantidades significativas de glaucófano (anfíbol sódico) que puede estar acompañado de otros componentes de este tipo de anfíbol, como la riebeckita, crossita, barrosita, etc (Bucher y Grapes, 2011). Su nombre deriva justamente del color azul que otorga el glaucófano a la roca. En la Figura 2 se muestran las principales reacciones mineralógicas que dan origen a las facies de esquisto azul. Todas las abreviaciones minerales escritas en este trabajo son tomadas del trabajo de Whitney et al. (2010).

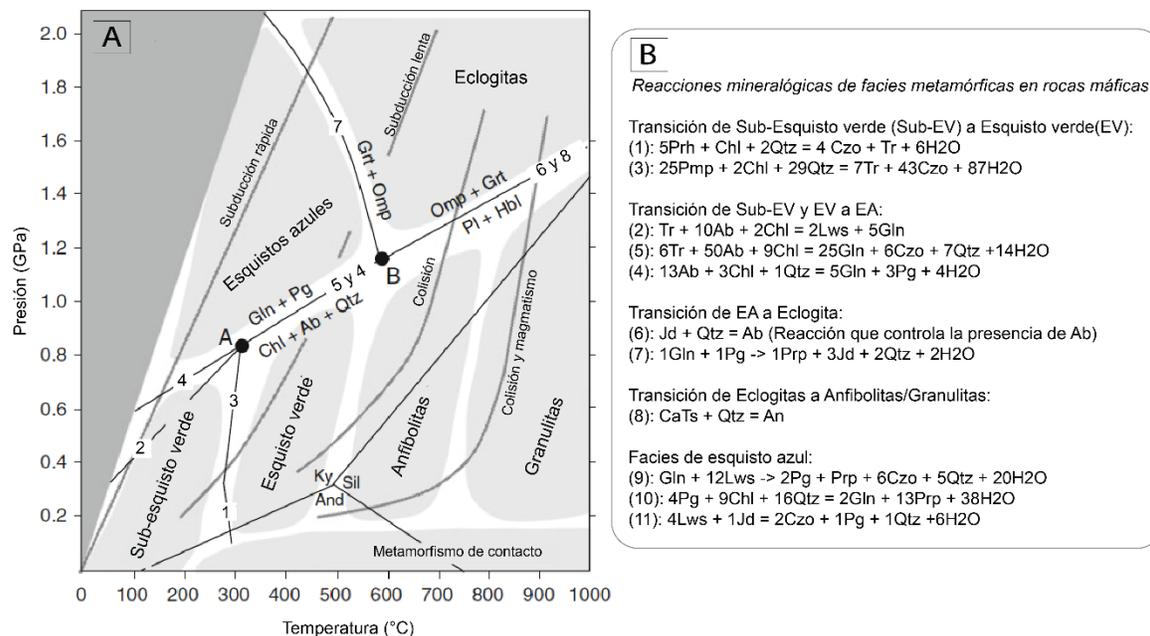


Figura 2 (A) Diagrama de facies metamórficas y la ubicación de distintos gradientes tectónicos (colisión y magmatismo, colisión, subducción lenta y subducción rápida). Tomado de Bucher y Grapes, 2011. (B) Principales reacciones mineralógicas que participan durante la formación de facies de esquito verde, facies de esquito azul, facies de eclogitas y facies de anfibolitas en el diagrama 2A. Las reacciones mineralógicas fueron tomadas de Bucher y Grapes, 2011.

Además, los esquistos azules juegan un papel importante en el transporte de agua dentro del canal de subducción, pues distintos minerales que lo conforman contienen importantes cantidades de H₂O (Bang et al., 2021), como lo son:

- Lawsonita: Contiene aproximadamente un 11.2 wt% de H₂O, OH.
- Clorita: Contiene aproximadamente un 10 wt% de H₂O.
- Micas: Contiene aproximadamente un 4 – 5 wt% de H₂O.
- Anfíboles: Contienen aproximadamente entre 1 y 3 wt% de H₂O. La importancia de los anfíboles en zonas de subducción es aún más relevante debido a que constituyen un 20 – 60 wt% de la corteza oceánica subducida en su composición basáltica.

4.4 Facies de eclogita

Las eclogitas son rocas originadas a partir de un metamorfismo HP-UHP en ambientes colisionales o de subducción, abarcando presiones entre 1.2 y 2.4 Gpa, dependiendo del ambiente tectónico de formación (Bucher y Grapes, 2011). Los minerales diagnósticos de estas rocas son el granate y la onfacita, los cuales se encuentran en cantidades significativas dentro de la roca y pueden ser acompañados de rutilo, cuarzo, zoisita y cloritoide (Bucher y

Grapes, 2011). Las reacciones mineralógicas que dan origen a las facies de eclogitas son ilustradas en la Figura 2.

Las eclogitas pueden dividirse según sus condiciones P-T (Bucher y Grapes, 2011):

- Alta presión – baja temperatura (HP-LT): Este tipo está relacionado a ambientes de subducción, donde existe una transición de EA (Esquisto azul) hacia eclogitas. Dentro de este campo también coexisten las condiciones de UHP.
- Temperatura intermedia: Ubicadas en ambientes de colisión continental. En este escenario, las facies de anfibolitas son precursoras de las facies de eclogitas.
- Alta temperatura (HT): En estos escenarios la temperatura es anómalamente alta debido a la transferencia de calor generada por una extensión cortical, donde granulitas o magmas máficos recrystalizan a eclogitas.

Metamorfismo de rocas pelíticas:

Durante el metamorfismo HP-LT, el ensamblaje mineral de rocas pelíticas es cloritoide, granate, clorita, cianita y mica blanca (Bucher y Grapes, 2011). A presiones mayores a los 2.6 Gpa, puede añadirse coesita al sistema, la cual será preservada durante la exhumación de estas rocas únicamente si se encuentra como inclusión dentro del granate (Bucher y Grapes, 2011). Los campos de estabilidad de las combinaciones de cada uno de estos minerales se encuentran ilustrados en la Figura 2, definidos en geotermas entre los 5 y 10 °C/km

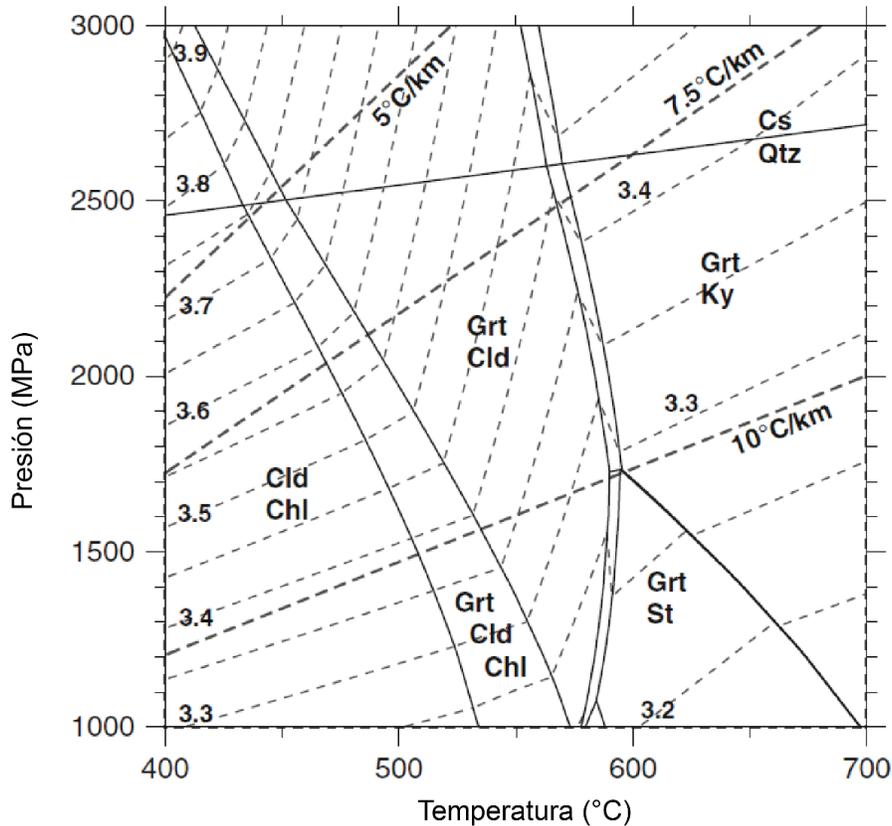


Figura 3 Diagrama P – T de la estabilidad de fases minerales de alta presión en el metamorfismo de HP – LT de rocas pelíticas. Tomado de Bucher y Grapes, 2011.

Especialmente, la biotita está ausente en este tipo de rocas, debido a que, bajo condiciones de HP, necesita una saturación de Mg y contenidos de ~ 4 wt% de H₂O (Harlov et al., 2013). En su lugar, la fengita es la mica blanca presente en todos los ensamblajes de rocas metapelíticas de HP-LT, derivada de la sustitución de la muscovita durante el metamorfismo progresivo de este tipo de rocas (Bucher y Grapes, 2011). Otro indicador de alta presión en rocas metapelíticas es la asociación de Grt y Cld (Smye et al., 2010; Bucher y Grapes, 2011).

4.5 Tipos de subducción y su control en el contenido de agua transportada durante el metamorfismo HP-LT:

El proceso de subducción principalmente depende de cuatro factores: la tasa de convergencia, geometría de la litósfera subducida, edad de la litósfera subducida y la estructura térmica del manto (Stern et al., 2005). En este apartado, se mencionarán algunas de las implicaciones entre la subducción de una litósfera oceánica antigua y fría, y una litósfera oceánica joven y caliente (Figura 4).

Subducción fría:

Este tipo de subducción es caracterizada por gradientes geotérmicos fríos, aproximadamente de $250\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{Gpa}^{-1}$ en una corteza oceánica subducida vieja (Palin et al., 2016). Un ejemplo de este tipo de subducción es la subducción de la placa del Pacífico debajo del NE de Japón (Kearey et al., 2009) o bien, el ejemplo de la Figura 4A en la zona de subducción de Tonga, que involucra la subducción de la placa del Pacífico por debajo de la placa Australiana. Debido a sus bajas temperaturas, la corteza oceánica pierde solo $1/3$ de agua hasta los 60 km, por lo tanto, existe la posibilidad de transportar mayores cantidades de agua a mayores profundidades (Figura 4a). En este tipo de subducción, el rango de estabilidad del glaucófano alcanza mayores profundidades (Bang et al., 2021).

Especialmente, el glaucófano (y anfíboles sódicos) son más estables en zonas de subducción fría (su deshidratación ocurre a 7.8 Gpa, 240 km y $760\text{ }^{\circ}\text{C}$, bajo un gradiente de $5\text{-}8\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$, de acuerdo con Bang et al., 2021), lo que ha tenido implicaciones en el enfriamiento secular de la Tierra, debido a que el transporte de estos minerales a través del canal de subducción ha habilitado la existencia de fluidos hacia interiores bastante profundos, lo cual ha disminuido la temperatura del manto y ocasionado magmatismo de arco (Palin et al., 2016; Bang et al., 2021).

Subducción caliente:

Este tipo de subducción hoy en día es común en cortezas oceánicas jóvenes, en gradientes geotérmicos aproximadamente de $8\text{-}12\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Ejemplos actuales de estos casos son la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana, así como la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana (Figura 4b). Bang et al., (2021) ha propuesto que, en estos ambientes, los minerales hidratados dentro de esquistos azules reducen su campo de estabilidad, permitiendo que $2/3$ del agua contenida en la corteza oceánica se libere a menos de 60 km. De igual forma, Bang et al. (2021) propone que la deshidratación del glaucófano en zonas de subducción caliente ocurre cerca de los $670\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 2 Gpa, y 60 km, condiciones considerablemente menores comparadas con las de la subducción fría, lo que implica un menor aporte de fluidos hidratados hacia la cuña del manto (Figura 4b).

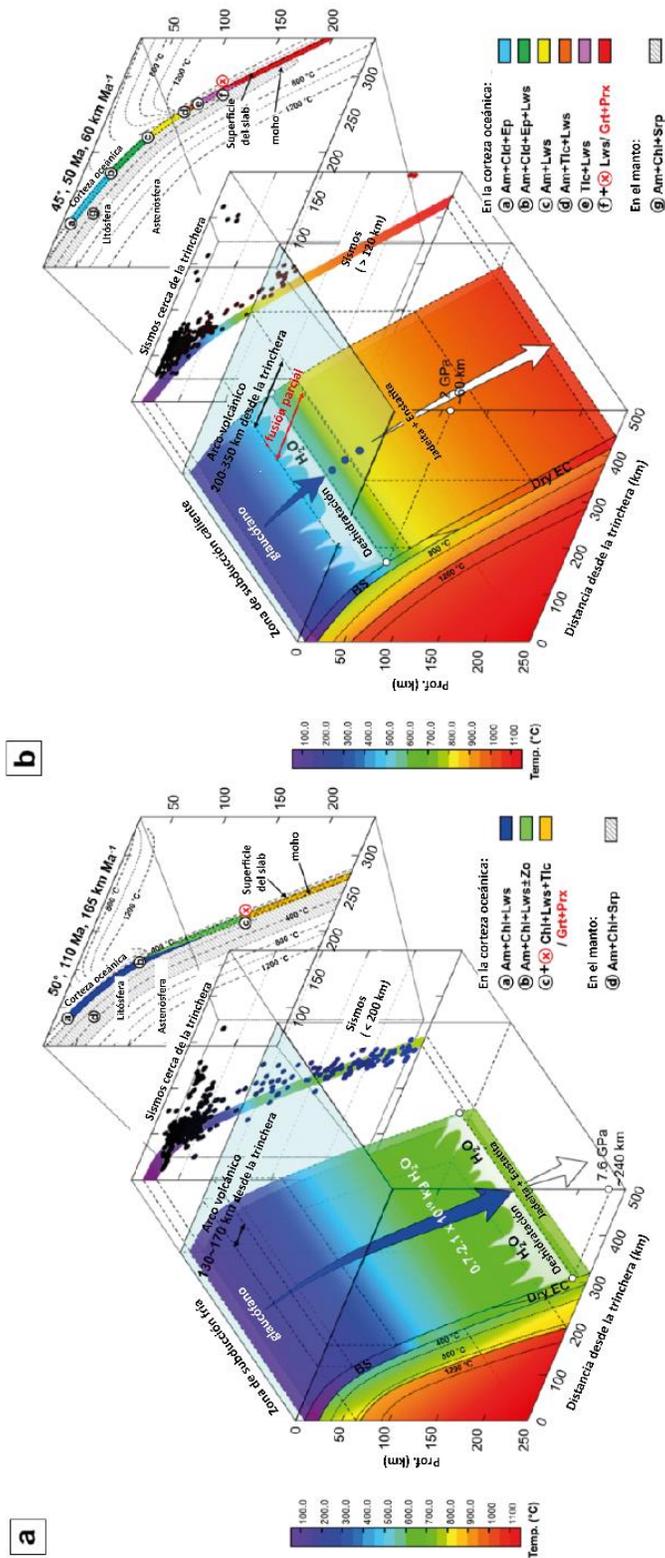


Figura 4 Modelos de subducción contemporáneos en dos configuraciones termodinámicas. (A). Ejemplo de subducción fría, ubicado en Tonga. La deshidratación del glaucófano en este tipo de subducción ocurre hasta los 240 km. También se grafica la frecuencia de sismos cercanos a la trinchera y sismos relacionados a los intervalos de deshidratación del glaucófano del lado derecho del modelo de subducción. El ángulo de subducción es de 50°, edad del slab es de 110 Ma y la tasa de convergencia es de 165 km Ma⁻¹. (B) Ejemplo de subducción caliente, ubicado en Chile. La deshidratación del glaucófano en este tipo de subducción ocurre entre los 50 y 100 km. También se grafica la frecuencia de sismos cercanos a la trinchera y sismos relacionados a los intervalos de deshidratación del glaucófano del lado derecho del modelo de subducción. El ángulo de subducción es de 45°, edad del slab es de 50 Ma y la tasa de convergencia es de 60 km Ma⁻¹. Las abreviaciones corresponden a EC (Eclogita), BS (Blueschist), Am (anfíbol), Chl (clorita), Cld (cloritoide), Lws (lawsonita), Ep (epidota), Zo (zoisita), Tlc (talco), Srp (serpentinita), Grt (granate), Prx (Piroxeno). Ambos modelos fueron tomados y modificados de Bang et al., 2021.

5. GEOLOGÍA REGIONAL

5.1 Evolución Geológica del Complejo Acatlán

El Complejo Acatlán (Figura 5) y su cubierta sedimentaria representan una de las sucesiones metamórficas, magmáticas y sedimentarias más completas para el registro tectónico del Paleozoico en el mundo (Talavera-Mendoza et al., 2005). Además, este complejo representa el basamento cristalino del terreno tectonoestratigráfico Mixteca (Ortega-Gutiérrez et al., 2018), limitado al oeste por la Falla Papalutla, al este por la Falla Caltepec, al sur por la Falla Chacalapa, y al norte por límites discordantes creados por rocas pertenecientes a la Faja Volcánica Transmexicana (Figura 6).

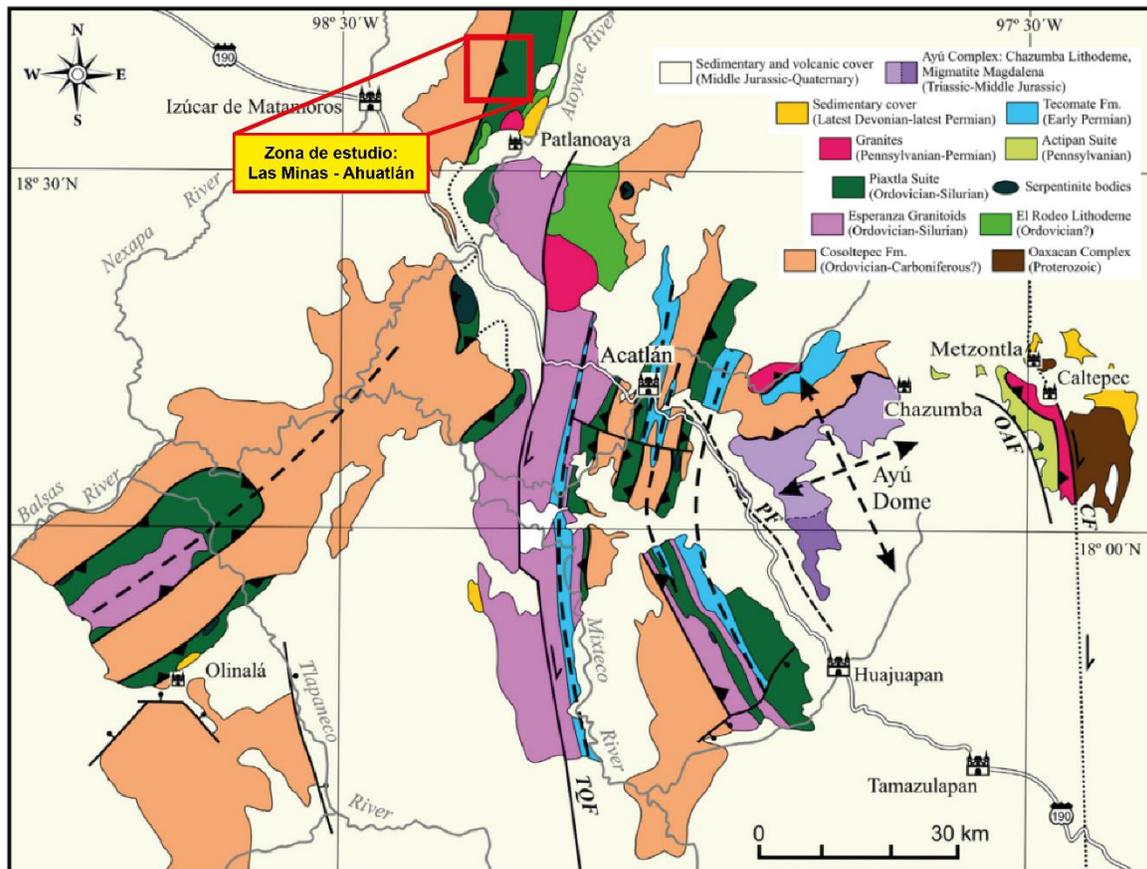


Figura 5 Mapa regional del Complejo Acatlán. Del lado superior derecho se encuentra la simbología de las distintas unidades que afloran dentro del complejo. En la porción N-NW se ubica la zona de estudio, marcada como un recuadro rojo. TQF: Tetla-Quicayán Fault; PF: Petlatcingo Fault; OAF: Ojo de Agua Fault; CF: Caltepec Fault. Tomado y modificado de Ortega-Gutiérrez et al., 2018.

La evolución geológica del Complejo Acatlán, de acuerdo con el trabajo de Ortega-Gutiérrez et al. (2018), puede ser dividida en tres eventos principales: (1) rift-subducción durante el Ordovícico-Silúrico; (2) deposición supra-cortical e intrusión pre-orogénica durante el Devónico-Mississippiano y, finalmente, (3) unidades supracorticales sin-orogénicas e intrusivos ocurridos en el Pensilvánico-Pérmico.

La reconstrucción de esta evolución geológica ha permitido interpretar que el Complejo Acatlán representa la sutura de tres océanos paleozoicos (Rheico, Iapetus y paleo-Pacífico), al igual que se ha interpretado como la sutura entre los supercontinentes Laurencia y Gondwana (Ortega-Gutiérrez et al., 2018).

Las unidades pertenecientes al Complejo Acatlán han experimentado distintos grados de metamorfismo: desde un metamorfismo de bajo grado, reflejado en facies de esquisto verde en la Unidad Cosoltepec; metamorfismo de HP-LT, reflejado en las unidades de la Suite Piaxtla; y metamorfismo de alta temperatura, en el Granitoide Esperanza (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). A continuación, se describe brevemente lo más relevante de las unidades que conforman al Complejo Acatlán durante sus respectivos ciclos tectónicos:

Unidades relacionadas al rift/subducción (Ordovícico-Silúrico):

Estas unidades pertenecen a la Suite Piaxtla (Figura 5) y tienen como origen la subducción de litósferas oceánicas, reconocida como la Formación Xayacatlán, y litósferas continentales, como el Granitoide Esperanza, bajo condiciones de metamorfismo HP-LT (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). A continuación, se resumen las características de ambas unidades:

Granitoide Esperanza:

Esta unidad ha sido caracterizada como un granito peraluminoso, rodeado por metasedimentos siliciclásticos (Talavera-Mendoza et al., 2005). Las señales del metamorfismo HP-LT en el granitoide han sido descritas como asociaciones minerales de granate-rutilo-fengita; mientras que para la unidad meta-sedimentaria estas asociaciones son rutilo-fengita-cloritoide-cianita (Ortega-Gutiérrez et al., 2018).

Las edades del granitoide, con base en U-Pb en zircones, indican un rango que va desde el Mesoproterozoico (Talavera-Mendoza et al., 2005; Vega-Granillo et al., 2007) hasta el Ordovícico Tardío – Devónico Medio (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Vega-Granillo et al.,

2007). Las edades más jóvenes del Granitoide Esperanza corresponden a zircones ígneos/metamórficos formados por fundidos anatócticos durante el levantamiento orogénico y descompresión, entre los 440 y 442 Ma (Ortega-Gutiérrez et al., 1999 y Talavera-Mendoza et al., 2005). Por otra parte, los metasedimentos que rodean a este granitoide han registrado edades en zircones que indican una edad máxima de depósito para el Ordovícico (433 Ma., de acuerdo con Galaz et al., 2013).

Formación Xayacatlán:

Este conjunto de litodemas representa el área de estudio del presente trabajo. Las rocas máficas sometidas al metamorfismo HP-LT corresponden a eclogitas (asociación mineral: Grt+Omp+Rt+Qz+Ph+Amp+Ep) y esquistos azules (Gln+Ab+Ph+Ep±Qz±Rt±Grt). A su vez, estos litodemas están alternados con metasedimentos que igualmente registran el metamorfismo de HP-LT, con asociaciones minerales de Ph+Rt+Cl+Grt+Qz+Ep (Vega-Granillo et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 1999). Galaz et al., (2013) reporta que las edades máximas de depósito de estos metasedimentos varían de 481 Ma a 433 Ma. Finalmente, la mayor parte del área de la Formación Xayacatlán se encuentra cubierta por metasedimentos de bajo grado, pertenecientes a la Unidad Cosoltepec (Talavera-Mendoza et al., 2005).

Unidades relacionadas a la deposición supra-cortical pre-orogénica e intrusión sin-orogénica (Devónico - Mississippiano).

Estas unidades fueron formadas durante el primer ciclo tectónico del Complejo Acatlán, durante el Devónico al Misissípico (Ortega-Gutiérrez et al., 2018), y conforman cuatro litodemas:

Unidad Cosoltepec:

Esta unidad metasedimentaria es conformada principalmente por pizarras, cuarcitas y esquistos verdes (Keppie et al., 2007). Dentro de ella, se han reportado al menos la sobreposición de tres estilos de deformación dúctil (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Las edades de U-Pb recabadas en zircones detríticos indican un rango de edades máximas de depósito desde el Cámbrico Tardío (485 Ma) al Mississippiano (334-327 Ma) (Morales-Gómez et al., 2008; Ramos-Arias et al., 2008; Keppie et al., 2008; Ortega-Obregón et al., 2009; Galaz et al., 2013), con algunas otras poblaciones de edades más antiguas que han

permitido a distintos autores atribuir la fuente de estos sedimentos a provincias de Gondwana y Laurentia (Vega-Granillo et al., 2007; Nance et al., 2009; Galaz et al., 2013).

Unidad ofiolítica de alta presión Ixcamilpa-Olinalá:

Las unidades Ixcamilpa-Olinalá se extienden en la parte centro-occidental del Complejo Acatlán y representan uno de los dos cinturones de HP del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Ambas unidades registran los eventos de sutura de los océanos Iapetus y Rhéico, durante el Ordovícico (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Talavera-Mendoza et al., 2005; Vega-Granillo et al., 2007; 2009). Esta unidad contiene rocas metamórficas en facies de eclogitas, anfibolitas y esquistos verdes; intercalados con metasedimentos HP, los cuales tienen edades máximas de depósito entre los 481 ± 16 y 433 Ma (de acuerdo a edades de U-Pb en zircones, realizadas por Galaz et al., 2013) divididas en distintos ciclos tectónicos (Ramos-Arias et al., 2012) e intercaladas con metapelitas con edades máximas de depósito de 477 Ma (edades U-Pb en zircones por Vega-Granillo et al., 2009).

Unidad El Rodeo:

El Rodeo es una unidad metavolcánica de composición intermedia-félsica, a la que se le ha atribuido un origen en un ambiente tectónico intra-arco (Vega-Granillo et al., 2009). Además, se le considera como parte del componente superior del *slab* (concepto definido en la Tabla A1) desprendido que permitió la exhumación de las napas relacionadas al metamorfismo de HP-LT durante el Ordovícico tardío (Vega-Granillo et al., 2009; Ortega-Gutiérrez et al., 2018). A pesar de que su edad y extensión dentro del Complejo Acatlán aún se mantiene en discusión, se ha definido que la sucesión de esta unidad consiste en rocas metavolcánicas, cuarcitas y esquistos en facies de esquistos verdes (Vega-Granillo et al., 2009).

Intrusivos gabróticos y extrusivos basálticos:

Estos plutones se encuentran en la región de Xayacatlán y forman contactos tectónicos con la Unidad Cosoltepec y con el Granitoide Esperanza; así como una inconformidad con la Formación Tecomate (edad Pensilvánica-Pérmico Temprano), de acuerdo con Ortega-Gutiérrez et al. (2018).

Las principales litologías y estructuras que conforman a esta unidad son lavas basálticas almohadilladas, diques máficos y unidades pelágicas-silíceas. La edad de U-Pb en zircones

para este litodema es de 442 Ma (edad de U-Pb en zircones de acuerdo a Keppie et al., 2008). Esta unidad ha sido interpretada como los fragmentos del piso oceánico profundo (Ortega-Gutiérrez et al., 2018).

Unidades supracorticales sin-orogénicas e intrusiones ígneas del Paleozoico tardío.

Las unidades supracorticales de este ciclo que cubren de manera discordante prácticamente a todas las unidades máficas de metamorfismo de HP, pertenecientes a la Suite Piaxtla y a la Formación Cosoltepec, son las Formaciones Tecomate y Metzontla (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Estas formaciones han sido interpretadas como secuencias marinas vulcanoclásticas superficiales, afectadas por una deformación transpresional derecha en sentido N-S (Ortega-Gutiérrez, 1979). Los intrusivos sin-tectónicos más relevantes de este ciclo orogénico son:

Plutón Cozahuico:

Este litodema representa una suite de granitoides sin-tectónicos como parte de un antiguo límite tectónico transformante dextral entre los Complejos Acatlán y Oaxaqueño, hace 270-276 Ma (Elías-Herrera et al., 2002). Su litología principalmente corresponde a una tonalita milonitizada, con una orientación N-S (Eliás-Herrera et al., 2005).

Plutón Totoltepec:

Este plutón es de naturaleza trondhiemítica, distribuido en dirección ENE, con edades desde los 306 Ma para las facies metamórficas máficas y hasta los 283 Ma para las pegmatitas (Elías-Herrera et al., 2002). Se encuentra cabalgando sobre la formación Tecomate y Cosoltepec (unidades metasedimentarias) y cubierta de manera inconforme o fallada por areniscas provenientes de la formación Tecomate (Elías-Herrera et al., 2002).

5.2 Geología estructural del Complejo Acatlán

La geología estructural asociada a la génesis del Complejo Acatlán, así como los eventos de deformación posteriores a su formación, es un tema que aún se mantiene en discusión y no existe un control total sobre la geocronología y/o alcance de estos eventos dentro del Complejo.

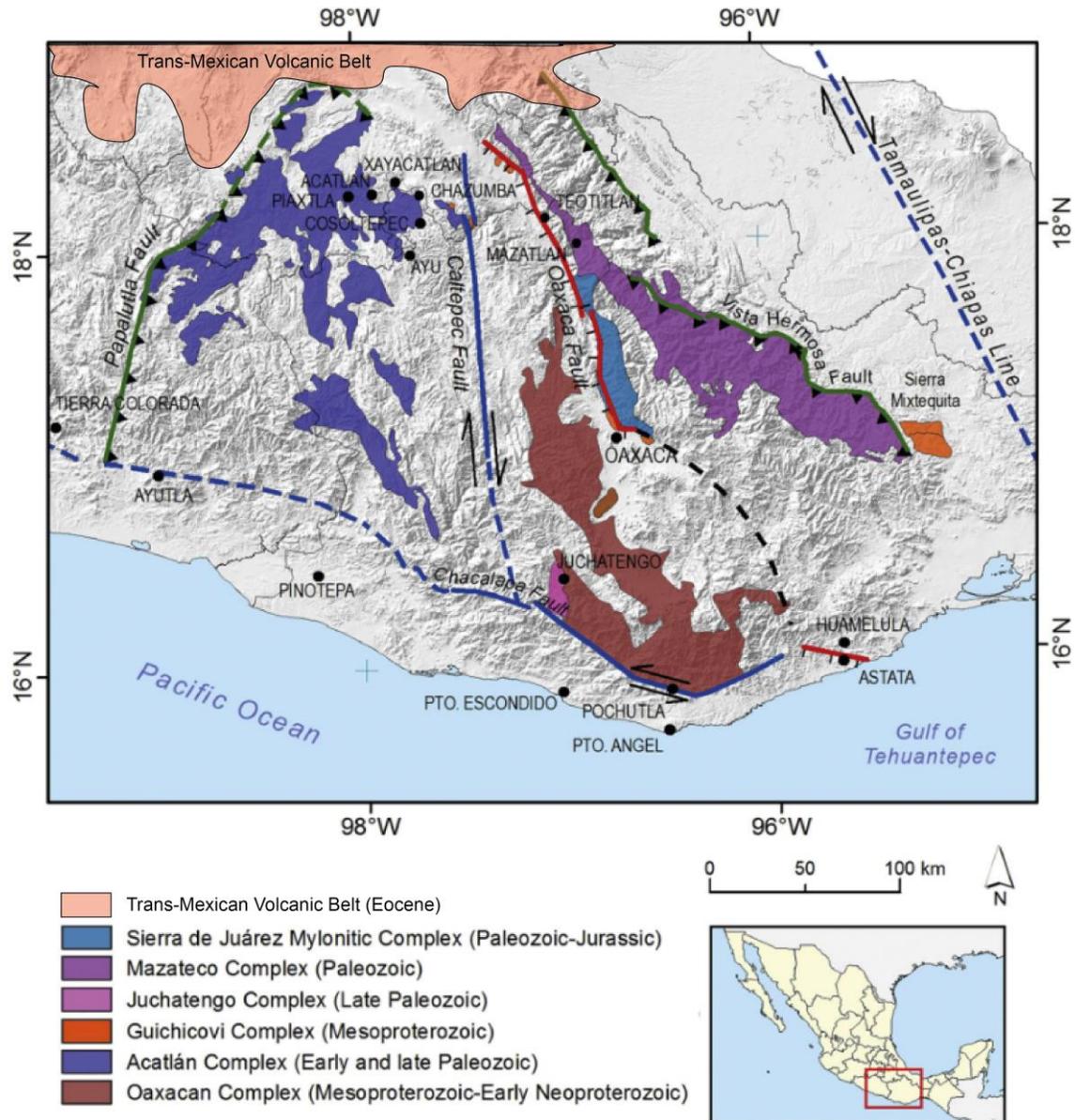


Figura 6 Mapa geológico de los basamentos metamórficos Pre-Mesozoicos del sur de México. Se pueden observar las fallas que delimitan al Complejo Acatlán. El área de la Faja Volcánica Trans-Mexicana fue tomada de Ortega-Gutiérrez et al., 2018. Mapamodificado de Ortega-Gutiérrez et al., 2018.

Como se mencionó con anterioridad, el Complejo Acatlán representa al basamento cristalino del terreno tectonoestratigráfico Mixteca. Los límites tectónicos de este terreno se describen a continuación, y se puede observar en la Figura 5.

Límite tectónico oriental: Falla Caltepec

La Falla Caltepec representa el límite tectónico oriental del Complejo Acatlán, que marca la colisión entre este último y el Complejo Oaxaqueño. Esta estructura ha sido relacionada a las últimas etapas de la formación del supercontinente Pangea (Elías-Herrera et al., 2005). Su rumbo general es N-S / NNW y su cinemática corresponde a la de un cabalgamiento en sentido W-E y secundariamente, una cizalla en sentido derecho desarrollada durante la deformación dúctil (Elías-Herrera et al., 1998) y dentro de la zona de falla existe una secuencia de gneises granulíticos proterozoicos (100-500 m); milonitas con estructuras cataclásticas (200-500 m); una cuña tectónica constituida por conglomerados con clastos provenientes de las rocas metamórficas del Complejo Acatlán intercalados con rocas sedimentarias (calizas y pedernales) de distintas fuentes (500-800 m); una secuencia con espesor de 2 a 4 km del Granito Cozahuico, que presenta milonitización y cataclasis posterior a su intrusión, mismo que cabalga hacia el poniente al Complejo Acatlán y por último, un esquisto de mica-granate perteneciente al Complejo Acatlán y de espesor indefinido (Elías-Herrera et al., 2005).

Límite tectónico sur: Falla Chacalapa

La Falla Chacalapa es el límite tectónico sur entre el Complejo Acatlán (del Paleozoico) y el Complejo Xolapa (Mesozoico) (Figura 5). Su cinemática corresponde a una cizalla vertical/lateral-izquierda, con un rumbo general E-W (Tolson, 2005). Las litologías desarrolladas en la zona de falla de acuerdo a un origen cronológico, corresponden a ultramilonitas, milonitas, protomilonitas, pseudotaquilas, filonitas y cataclasitas (Tolson, 2005).

Límite tectónico occidental: Falla de Papalutla

La falla de Papalutla es uno de los límites tectónicos del Complejo Acatlán (Paleozoico), que separa a este último de la Plataforma Guerrero-Morelos (Cretácico), de acuerdo con De Cserna et al. (1980); Cerca et al. (2007); entre otros. De Cserna et al. (1980) describen a esta falla como un cabalgamiento en dirección oeste; sin embargo, Silva-Romo (2008) propone que la porción norte de esta falla cuenta con una cinemática lateral izquierda, desarrollada debido a una reactivación durante el Paleoceno. La deformación causada por esfuerzos compresivos, expresada como pliegues y cabalgaduras N-S dentro del Complejo Acatlán ha

sido atribuida al evento orogénico Laramide del Cretácico Tardío, responsable de desarrollar a la Falla Papalutla (Vega-Granillo et al., 2007).

5.3 Geología estructural de la Formación Xayacatlán

La geología estructural de la Formación Xayacatlán es bastante compleja, pues dentro del área existe el desarrollo de distintas estructuras derivadas por esfuerzos compresivos asociados al Cretácico (anticlinorios-sinclinorios y fallas inversas); al igual que estructuras sin-tectónicas observadas en porfidoblastos (concepto definido en la Tabla A1) de las rocas máficas subducidas asociadas a un cizallamiento en sentido sinistral y dextral durante el metamorfismo HP; así como estructuras de migmatización causadas por la fusión parcial de los sedimentos subducidos bajo condiciones HP-LT (Vega-Granillo, 2005; Vega-Granillo et al., 2007), lo que ocasiona una sobreposición de las texturas y estructuras de deformación (Figura 6).

Vega-Granillo (2005) en su tesis doctoral, registra al menos seis fases de deformación dentro del área de estudio (Formación Xayacatlán), los cuales serán descritos brevemente:

Primera fase de deformación ($S1_{Xa}$):

Esta primera fase corresponde a la foliación interna ($S1_{Xa}^1$), donde Si se refiere a la foliación interna, el superíndice a la cronología del evento y el subíndice Xa a la Formación Xayacatlán de las rocas metamórficas de la Formación Xayacatlán (Xa), por lo que $S1_{Xa} = S1_{Xa}^1$, ilustrado en la Figura 6. Esta fase de deformación es observada en las inclusiones alineadas dentro de porfidoblastos de granates y plagioclasas, así como la formación de bandas de minerales como el rutilo, zoisita y titanita. Posteriormente, esta primera foliación sufrió un microplegamiento, desarrollando una segunda foliación ($S1_{Xa}^2$). Durante esta etapa de deformación, ocurrió el crecimiento de poiquiloblastos de granate, cloritoide y plagioclasa dentro de las metapelitas. La foliación $S1_{Xa}$ de las metabasitas en la formación Xayacatlán tiene un rango en el rumbo entre los 20° y 40° NE (Vega-Granillo, 2005).

Segunda fase de deformación ($S2_{Xa}$):

La segunda fase de deformación ocurre durante las etapas del pico metamórfico de la Formación Xayacatlán, pues es caracterizada por la foliación ($S2_{Xa}$, Figura 6) de minerales

de alta presión (facies de eclogita-anfibolita con granate) y fengita para los metasedimentos (Figura 6).

Tercera fase de deformación ($S3_{Xa}$):

En esta deformación, las metabasitas exhiben evidencias de etapas de retrogresión, pues existe el desarrollo de simplectitas y coronas de reacción (ambos conceptos son definidos en la Tabla A1) en los minerales de alta presión de las eclogitas pertenecientes a Mimilulco; acompañados por la formación de anfíboles cálcicos (principalmente hornblenda y actinolita) a partir de los anfíboles sódicos (relacionados a la alta presión); al igual que una segunda generación de granates a partir de la descomposición de la zoisita. En esta etapa, se crea una tercera foliación ($S3_{Xa}$) derivada del microplegamiento de la foliación $S2_{Xa}$ (Figura 6).

Cuarta fase de deformación ($S4_{Xa}$):

La característica principal es el desarrollo de una foliación milonítica ($S4_{Xa}$, figura 6) con la generación de un microplegamiento isoclinal, que se transpone a las foliaciones anteriores. En algunas de las metabasitas y los mica-esquistos existe el desarrollo de sigmoides sinistral en granates.

Quinta fase de deformación ($S5_{Xa}$)

A esta fase se atribuye la formación de pliegues isoclinales con rumbos NE $30^\circ - 50^\circ$, acompañados con fallas inversas de alto ángulo orientadas en esta misma dirección.

Sexta fase de deformación ($S6_{Xa}$):

Esta etapa es registrada por un contacto tectónico entre mica-esquistos de la Formación Xayacatlán por debajo de rocas de la Formación El Rodeo. Las estructuras desarrolladas corresponden a una crenulación anastomasada, porfidoclastos (concepto definido en la Tabla A1) rotados, foliación de bandas de cizalla y desarrollo de estructuras S-C que indican un sentido de cizalla sinistral. Este evento afecta también a la Formación Tecomate (Pérmico), por lo que es el último evento de deformación registrado en la Formación Xayacatlán.

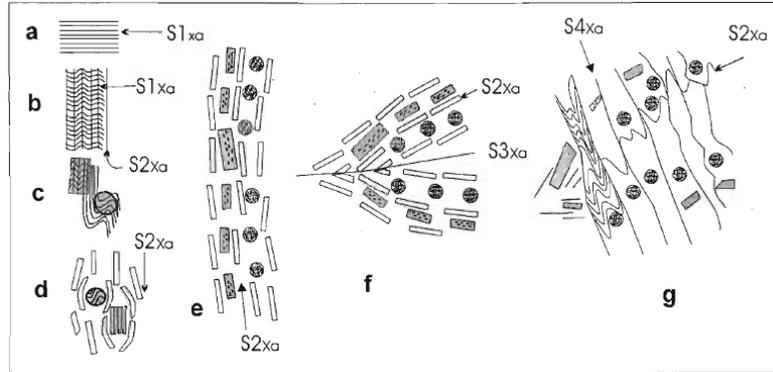


Figura 7 Esquematización de la evolución de los eventos de deformación sucedidos en la Formación Xayacatlán (Xa). El análisis fue realizado en un mica-esquisto. Imágen tomada de Vega-Granillo (2005).

6. METODOLOGÍA

La metodología del presente trabajo de tesis se realizó en dos partes fundamentales: La primera de ellas es el trabajo de campo, el cual consistió en la visita a las distintas localidades de la zona de estudio (Las Minas, Guadalupe, Mimilulco y Ahuatlán). Durante dichas campañas de campo, el objetivo principal fue recolectar muestras, datos estructurales y datos litológicos representativos de los distintos litodemas (esquistos azules, anfibolitas, meta-eclogitas y mica-esquistos con granate) que afloran dentro del área descrita. La segunda parte de la metodología corresponde al trabajo analítico, que integra los análisis geoquímicos y petrográficos realizados en las muestras recolectadas a partir del trabajo de campo.

Finalmente, se integraron los resultados obtenidos a partir del trabajo de campo y el trabajo analítico para establecer: una clasificación petrológica de los litodemas existentes (tanto a nivel afloramiento como a nivel microscópico); el origen de los protolitos y la caracterización de los procesos de interacción fluido-roca. Dichos resultados permitieron la interpretación y creación de un modelo de evolución de facies metamórficas de HP-LT, así como los efectos geoquímicos-estructurales de la interacción fluido-roca en los litodemas estudiados.

A continuación, se describen las especificaciones de cada una de las metodologías aplicadas.

6.1 Trabajo de campo:

El trabajo de campo fue realizado en tres campañas de campo, abarcando las regiones de Las Minas-Ahuatlán, estado de Puebla, México, con una duración de 3, 4 y 5 días, respectivamente. Las actividades realizadas en cada una de ellas constaron de: (1) obtención de muestras para geoquímica y láminas delgadas, reportadas en la Tabla A2; (2) toma de datos estructurales (planos de foliación, planos de fallas, planos constituyentes de pliegues, fracturas, etc., ilustrado en la Figura 7) utilizando una brújula tipo brunton, formato azimutal y convención de la regla de la pínula a la mano derecha (*right-hand rule*). Cada uno de los datos estructurales recabados se encuentran en la Tabla A3, Tabla A4 y Tabla A5, en la sección de Anexo. (3) Toma de coordenadas GPS (DATUM utilizado: WGS84) de los afloramientos más relevantes, así como su descripción litoestratigráfica (Tabla A3-A5), y (4) toma de fotografías orientadas y con escala. A partir del trabajo de campo se realizó una

sección y un mapa geológico a escala 1:50,000 (Figura 11), utilizando el programa de QGIS (2013) y retocando en el programa Adobe Illustrator.



Figura 8 Toma de datos estructurales en las campañas de campo.

6.2 Trabajo Analítico:

La preparación de las muestras (25 muestras en total, Tabla A2) para análisis de elementos mayores y elementos traza en roca total en el ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) y para el análisis petrográfico, se basó en cortar las muestras recabadas en campo, de tal manera que no contuvieran partes alteradas por intemperismo y fueran representativas a la roca original, obteniendo así tamaños promedio de “muestras de mano”. Para las primeras catorce muestras (AC21-01 a AC21-19, que fueron caracterizadas como esquistos azules y anfibolitas en la Tabla A2) se utilizó un taller de corte particular, mientras que para las nueve muestras restantes (AC21-26 a AC22-47(B, caracterizadas como esquistos azules, meta-eclogitas y anfibolitas en la Tabla A2) se utilizó el taller de corte del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Posteriormente, las porciones cortadas de las muestras inalteradas fueron empaquetadas y enviadas por paquetería a los respectivos laboratorios, mencionados en los siguientes apartados. La razón por la cual se enviaron las muestras de geoquímica al laboratorio ActLabs, fue porque durante el desarrollo del presente trabajo de titulación ocurrió la pandemia ocasionada por el virus COVID-19, lo que imposibilitó enviar las muestras al CGEO (Centro de Geociencias, UNAM Juriquilla) pues este centro estaba temporalmente cerrado.

6.2.1 Petrografía:

Las láminas delgadas fueron generadas en dos laboratorios: De la muestra AC21-01 a AC21-23 fueron enviadas al laboratorio Spectrum Petrographics, Inc., Vancouver, Canadá, mientras que de la muestra AC21-26 a AC22-47(B) fueron enviadas al laboratorio Brandt EyM, Ciudad de México, México Posteriormente, fueron analizadas en la Facultad de Ingeniería, UNAM, con un Microscopio petrográfico marca ZEISS, bajo los objetivos de 2.5x, 10x, 20x y 50x, con la intención de reconocer las fases minerales y sus relaciones texturales, y así asignar una litología a cada muestra y seleccionar muestras para su análisis geoquímico (Tabla A6).

6.2.2 Elementos mayores en roca total:

Se enviaron un total de 30 muestras para la cuantificación de óxidos mayores al laboratorio ActLabs. Los datos obtenidos pueden observarse en la Tabla A7 (Anexos). La técnica utilizada corresponde a FUS-ICP-AES (Fusion-Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometer) bajo el código QOP WRA de ActLabs. De acuerdo con informes de ActLabs (ActLabs 2018, ActLabs 2022), la preparación consiste en una división de las muestras por lotes, donde cada uno contiene un blanco de reactivo correspondiente al método, un material de referencia certificado (propiedad de ActLabs) y un 6% de réplicas. Las muestras se mezclan con un fundente de metaborato de litio y tetraborato de litio y se fusionan en un horno de inducción. Posteriormente, esta masa fundida se vierte en una solución de ácido nítrico al 5% hasta que la mezcla se disuelva por completo. Esta fusión asegura la total disolución de la muestra, donde los óxidos mayores principales, los minerales refractarios, REE (Rare Earth Elements) y otros elementos de alto campo de intensidad pueden disolverse. La calibración se realiza utilizando 14 materiales de referencia pertenecientes a ActLabs, preparados certificados por la USGS (Servicio Geológico de los Estados Unidos, por sus siglas en inglés) y CANMET (Centro Canadiense de Tecnología Mineral y Energética, por sus siglas en inglés).

6.2.3 Elementos traza en roca total:

Se enviaron un total de 30 muestras para la cuantificación de elementos traza al laboratorio ActLabs. Los resultados de estos análisis se encuentran en la Tabla A8. La técnica utilizada corresponde a FUS-ICP-MS (Fusion-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) bajo

el código 4B2-STD de ActLabs. Esta técnica determina la concentración de elementos traza presentes en la roca total. La preparación de la muestra es la misma que se realiza para los óxidos mayores. Una vez listas para introducir las al ICP-MS, se analizan tres blancos y cinco controles (tres antes del grupo de muestra y dos después) por lote de muestras. El instrumento se recalibra cada 40 muestras.

6.2.4 Concentrados Minerales

Se enviaron al laboratorio GeoSeps (Idaho, Estados Unidos) las muestras AC21-08, AC21-09, AC21-17 y AC21-19 (todas correspondientes a esquistos azules) para obtener concentrados minerales de titanitas y zircones, principalmente. Para separar los minerales, GeoSeps utiliza la combinación de técnicas de bateo, separación por líquidos pesados (Líquido de Litio-Metatungsteno y líquido de di-yodometano) y separación magnética con un separador magnético Frantz (información disponible en la referencia de “Mineral Separations”). Estos concentrados fueron enviados en frascos como los de la Figura 9, los cuales contienen dentro de ellos titanitas, apatitos, epidotas y muy pocos zircones, respectivamente.



Figura 9 Frascos con concentrados minerales.

Dentro del Taller de Molienda y Separación de Minerales del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica, UNAM, se utilizó el Microscopio Estereoscópico marca Olympus, modelo SZ-PT-11 para separar titanitas, apatitos y zircones presentes en los concentrados obtenidos de las muestras AC21-08, AC21-09, AC21-17 y AC21-19, a partir de los cuales se obtuvieron los siguientes separados minerales: 30 titanitas, 50 apatitos y 2 zircones de la muestra AC21-09; 30 titanitas, 45 apatitos y 1 zircón de la muestra AC21-17 y 15 titanitas, 48 apatitos y 2 zircones de la muestra AC21-19. Estos separados minerales fueron montados dentro de una resina epóxica en el Laboratorio de Separación Mineral del Instituto de Geología, UNAM.

6.2.5 Catodoluminiscencia

Una vez que los separados minerales estaban listos, fueron enviados al Laboratorio de Catodoluminiscencia e Inclusiones fluidas perteneciente al Laboratorio Nacional de

Geoquímica y Mineralogía del Instituto de Geología, UNAM, donde se obtuvieron las imágenes de la Figura 10, que fueron de gran ayuda para localizar los puntos donde el LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) actuaría sobre las titanitas separadas. Las condiciones del método de catodoluminiscencia fueron de 9.3kV, una presión de vacío < 0.003 mBar y 246 Ua., mientras que el microscopio petrográfico adaptado es de la marca Zeiss, modelo AX10.

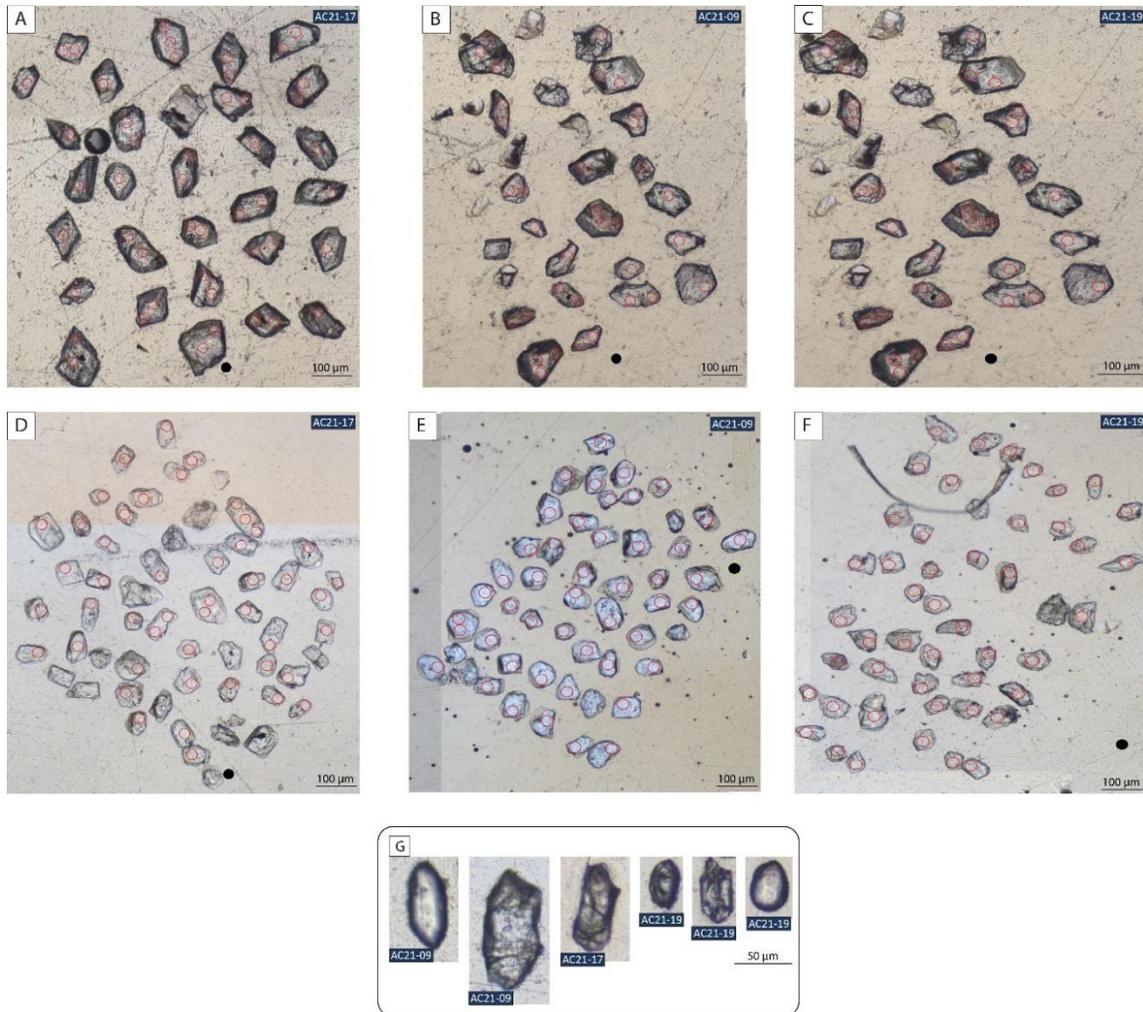


Figura 10 Imágenes de catodoluminiscencia. (A, B, C) Titanitas separadas de esquistos azules. (D, E, F) Apatitos separados de esquistos azules. (G) Zirrones separados de esquistos azules. En cada imagen se especifica la muestra de la cual fueron obtenidos los separados minerales, así como la escala. Los círculos rojos representan los puntos programados para la técnica de LA-ICP-MS.

6.2.6 Geoquímica de ET en Titanitas:

La obtención de separados de titanitas, zirrones y apatitos tenía como objetivo obtener edades del protolito y el metamorfismo de los esquistos azules (bajo el método de U-Pb a través de

la técnica LA-ICP-MS. Este objetivo no pudo ser alcanzado y las razones se explican al final de este apartado), así como obtener datos de elementos traza de los separados minerales. Es por ello, que los separados minerales fueron enviados al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (CGEO), Unidad Juriquilla, UNAM, bajo la técnica de LA-ICP-MS (Laser Ablation Induced Coupled Plasma Mass Spectrometry, fotografía del equipo operativo de esta técnica en la Figura 11). Las condiciones bajo las cuales operó la técnica, se describen a continuación: (1) el diámetro del láser utilizado fue de 45 micras; (2) los estándares utilizados para elementos traza fueron NIST-612 (National Institute of Standards and Technology, 1970), y una Titanita perteneciente al Complejo Oaxaqueño (propiedad del LEI, CGEO, UNAM) con edad de 1000 Ma (propiedad del LEI, CGEO, UNAM); mientras que para la geocronología de U-Pb se utilizó el estándar de BLR (British Liver Trust Reference Material, por sus siglas en inglés) con 1050 Ma de edad; (3) el orden de disparo del láser fue 2 de cada 10 puntos para BLR, 1 de cada 20 puntos para NIST-612 y 1 de cada 10 puntos para la Titanita del Complejo Oaxaqueño. Toda la información recabada por el LA-ICP-MS es almacenada en el software QTEGRA que genera un archivo compatible para el programa Iolite, donde se corrigen los datos obtenidos.

Sin embargo, los resultados obtenidos por el LEI, CGEO, UNAM, no arrojaron edades de U-Pb para ninguno de los concentrados minerales, pues aparentemente estos minerales estaban empobrecidos en U. Los únicos resultados obtenidos corresponden a la concentración de elementos traza de las titanitas de las muestras AC21-09 y AC21-17, especificados en la Tabla A9 y Tabla A10 del Anexo.

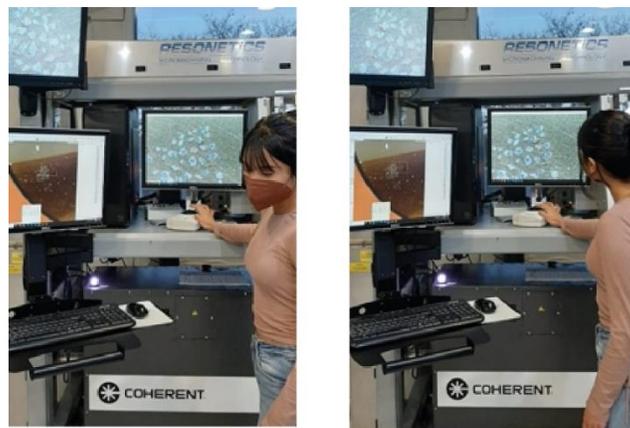
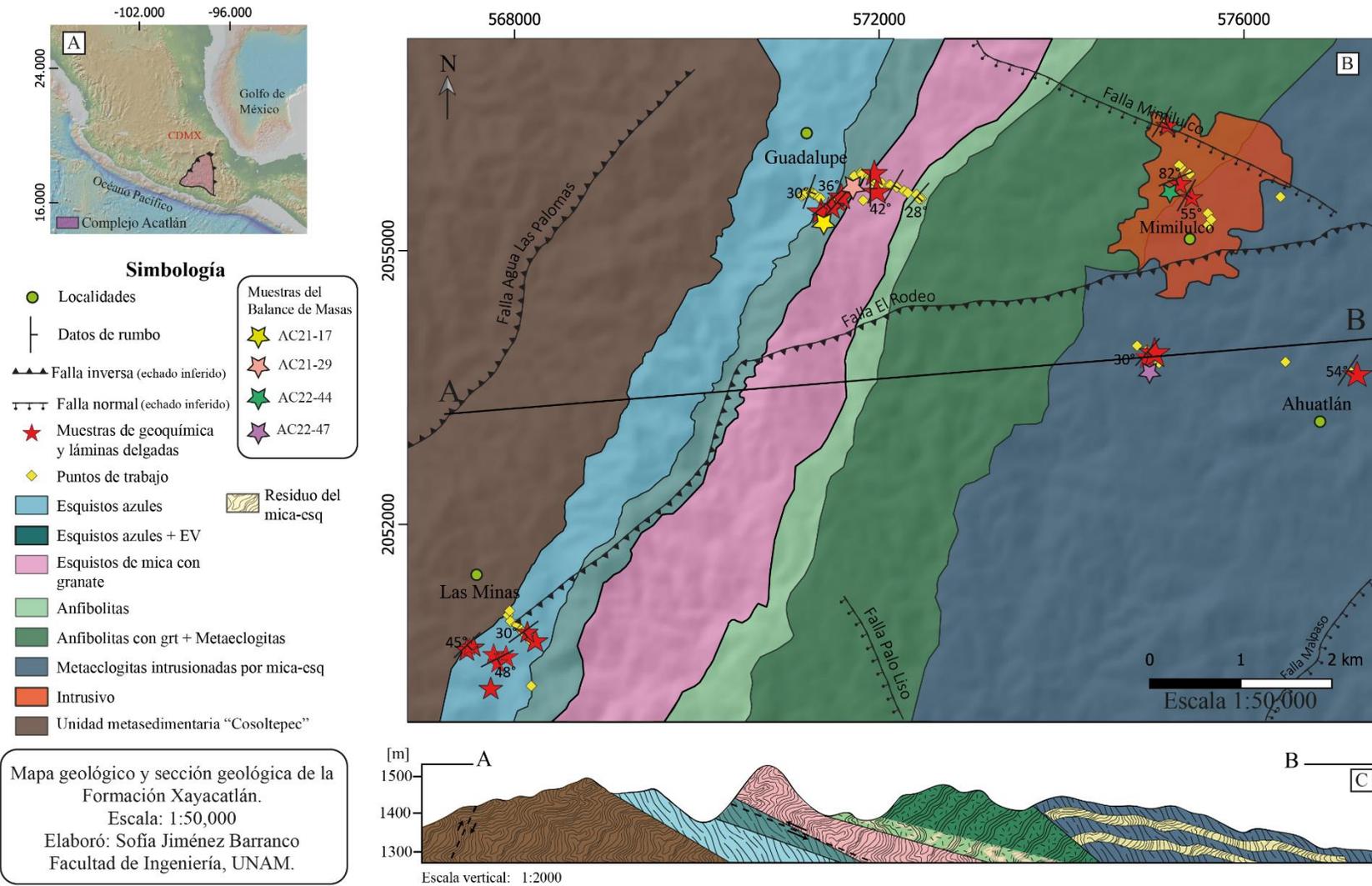


Figura 11 Programación de los puntos en los cuales actuaría el láser en los minerales separados, por la técnica LA-ICP-MS.

7. RESULTADOS

7.1 Geología Local: Litodemas presentes en el área de estudio.



La zona de estudio del presente trabajo está comprendida por las regiones Las Minas, Guadalupe, Mimilulco y Ahuatlán del estado de Puebla, México (Figura 5 y Figura 12A) y consta de una extensión aproximada de 79 km² (Figura 12B). Dentro de estas regiones aflora una secuencia de rocas máficas HP-LT y HP, conformadas por esquistos azules, anfibolitas y meta-eclogitas; así como por sedimentos HP, representados por la unidad del mica-esquistos con granate. Tanto la porción máfica y sedimentaria de HP han sido clasificadas como unidades litodémicas pertenecientes a la Formación Xayacatlán (Vega-Granillo, 2005) o Suite Piaxtla (Ortega-Gutiérrez et al., 2018) dentro del Complejo Acatlán. En el área de estudio, cada una de estas unidades exhiben contactos con un rumbo general NE-SW, comúnmente con contactos concordantes entre sí (Figura 12B y C). En este apartado, se describirán las relaciones de contacto (basadas en isógradas de fases minerales), así como las características texturales/estructurales y mineralógicas de las unidades litodémicas encontradas en la zona estudio.

7.1.2 Esquistos azules

En las regiones de Las Minas y Guadalupe los esquistos azules fueron reconocidos a nivel afloramiento por una asociación mineral compuesta de anfíboles (posiblemente sódicos), epidota, plagioclasa, granate, y cuarzo, el cual es relleno secundario en fracturas y planos de foliación. La foliación de los esquistos azules tiene una dirección promedio de rumbo-echado de 64°/48° en Las Minas y una dirección promedio de rumbo-echado de N82°E, 36° en la región de Guadalupe (Figura 12B y C).

Los esquistos azules estudiados presentan un aumento del grado metamórfico desde la región de Las Minas hasta la región de Guadalupe, en dirección SW-NE (Figura 12B), a partir de este punto, comienza una transición hacia facies de eclogita en la zona de Mimilulco. Por lo anterior, se considera que los esquistos azules de las regiones Las Minas–Guadalupe son pertenecientes al metamorfismo prógrado de la zona de estudio. Sus características principales, se describen a continuación:

Esquistos azules prógrados: Estos EA afloran en la región de Las Minas -Guadalupe. Son los EA más prístinos e inalterados de la zona de estudio. Se presentan como cuerpos foliados–crenulados (Figura 13), concordantes a los metasedimentos de la formación Cosoltepec y al litodema de mica-esquisto con granate. La coloración azul típica de los EA es distinguible a nivel afloramiento

(Figura 13). La paragénesis mineral identificada corresponde a anfíboles (en formas listonadas, desde mm hasta 4 cm de ancho), epidota, plagioclasa, mica blanca y cuarzo como relleno de fracturas (Figura 13). Las bandas que conforman a la foliación se pueden diferenciar en dos tipos: (1) aquellas compuestas de anfíboles-epidotas (con hábitos listonados, desde 5mm hasta 5cm, Figura 13D) y (2) bandas y boudines de cuarzo-plagioclasa (Figura 13A y 13C). Adicionalmente, del segundo tipo de bandas se forman estructuras de segregación, que cortan a la foliación de manera perpendicular (Figura 13B).

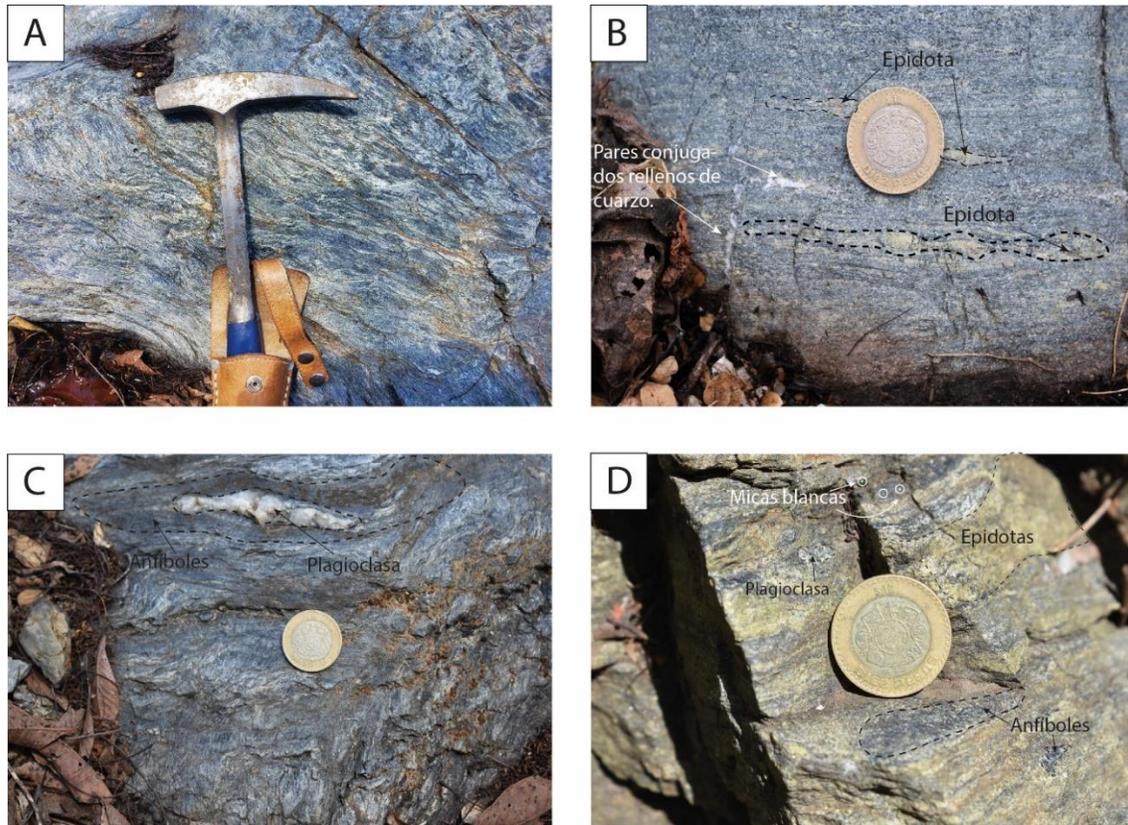


Figura 13 Esquistos azules. (A). Esquisto azul. Los colores azules corresponden a anfíboles sódicos, mientras que las laminaciones de color verde son epidotas, intercaladas con bandas (color blanco) de cuarzo – plagioclasa. Ubicación: Las Minas, Puebla. (B) Esquisto azul con lentes de epidota paralelos a la foliación NE-SW. Dentro de los esquistos azules existen además pares conjugados de vetas de cuarzo, con una de las vetas perpendiculares a la foliación. Ubicación: Guadalupe, Puebla. (C) Esquisto azul con lentes de plagioclasas deformados, semi-paralelos a la foliación, rodeados por anfíboles. Ubicación: Guadalupe, Puebla. (D). Esquisto azul con mayor presencia de bandeamientos de epidotas que de anfíboles. Adicionalmente, se distinguen algunos cristales diseminados de micas blancas sobre las bandas de anfíboles sódicos. Ubicación: Guadalupe, Puebla.

Es importante recalcar que los esquistos azules pertenecientes a la región de Guadalupe aumentan notablemente su contenido en epidota, formando bandas deformadas en boudines (Figura 13D) que

siguen la foliación general, con anchuras de hasta 8 [cm] de este mineral, intercaladas con los anfíboles.

7.1.2 Anfibolitas

Este litodema aflora desde la región de Guadalupe hasta la parte occidental de Mimilulco (Figura 12B). Su dirección general de rumbo y echado es de $35^{\circ}/48^{\circ}$. La paragénesis mineral está compuesta por anfíboles, epidotas, mica blanca (asociada a los lentes de plagioclasa) y plagioclasa (expuesta como lentes deformados, Figura 14B), con una menor presencia de granate (presente desde la porción de Mimilulco como porfidoblastos que se encuentran por encima de los lentes de plagioclasa y en tamaños desde 5 hasta 10 mm). La textura principal corresponde al tipo gneíscica, pues exhiben intercalaciones entre bandeamientos-boudines (Figura 14A y 14B) de plagioclasa con micas blancas (con un ancho desde 1cm hasta 10 cm) y bandeamientos de anfíboles (con un ancho superior a los 10 cm) con epidotas. Estos bandeamientos generan estructuras de metatexitas (concepto definido en Tabla A1), lo que crea la apariencia de texturas de segregación y texturas en parche (Figura 14C y 14D) entre el componente del leucosoma (plagioclasa y micas blancas) y el componente de paleosoma (anfíboles y epidotas).

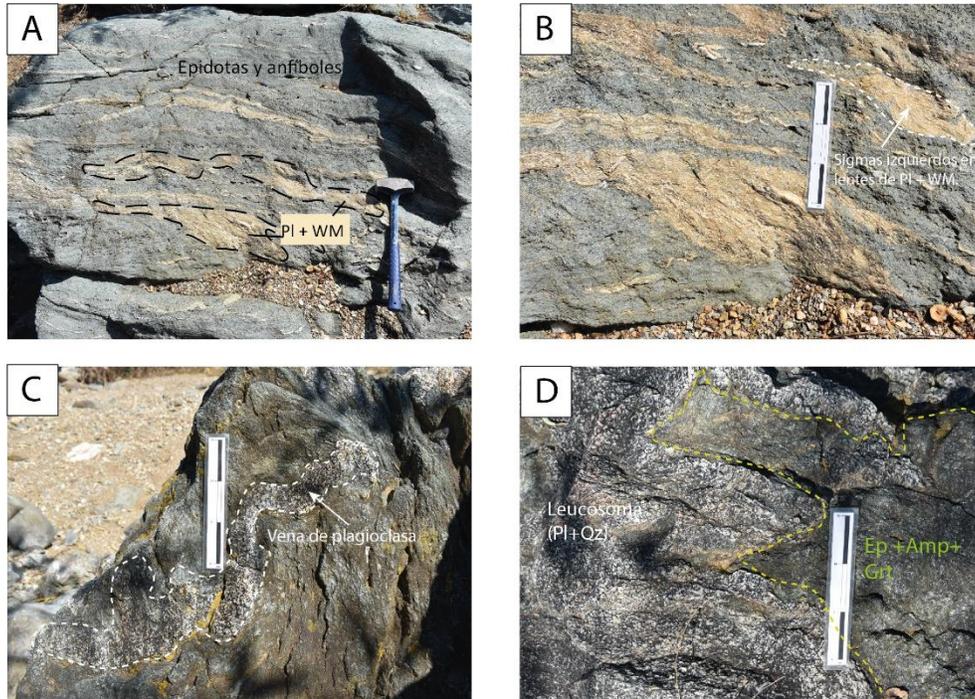


Figura 14 Anfibolitas pertenecientes al Complejo Acatlán. (A) Textura gneíscica en anfibolita, con alternancia de bandas de minerales leucocráticos entre bandas de epidotas y anfíboles. (B) Zoom de los lentes de plagioclasa, mica

blanca (WM) y granate (Grt) de la figura 14A. (C) Texturas de fusión parcial en anfibolita, formando venas de plagioclasa que cortan a la parte melanocrática de la roca (compuesta por epidotas y anfíboles, principalmente). (D) Parches del leucosoma - neosoma compuesto de plagioclasa, en contacto con paleosoma (anfíbol y epidota). Abreviaciones minerales de Whitney et al., 2010.

7.1.3 Esquisto de mica con granate

Esta unidad aflora desde la región oriental de Guadalupe hasta la región de Ahuatlán (Figura 15). Su dirección general de rumbo y echado es de $340^{\circ}/32^{\circ}$ para la región de Guadalupe y $N46^{\circ}E, 49^{\circ}$ para la región de Mimilulco-Ahuatlán. Se trata de un esquisto foliado–crenulado, el cual contiene delgadas bandas de plagioclasa (algunas de ellas deformadas en pliegues del tamaño de cm, Figura 15A) intercaladas con bandas de micas blancas y en menor grado, delgadas bandas de epidota. La textura foliada rodea a porfidoblastos de granates (desde 2 hasta 3 cm, Figura 15A y 15B) con coronas de reacción de plagioclasa (Figura 15C) y lentes de plagioclasa, que rodean a porfidoblastos de cloritoides fracturados (Figura 15D). Es importante señalar que en un sentido W-E esta litología disminuye su contenido en epidota, es decir, en la región de Ahuatlán solamente la mica blanca, plagioclasa y granate son las fases minerales predominantes. De todas las unidades descritas, esta es la que presenta un mayor grado de deformación dúctil, pues presenta crenulación en su matriz, plegamientos en sus fases minerales, así como una deformación en sus bandeamientos minerales, denotados como boudines (Figura 15A).

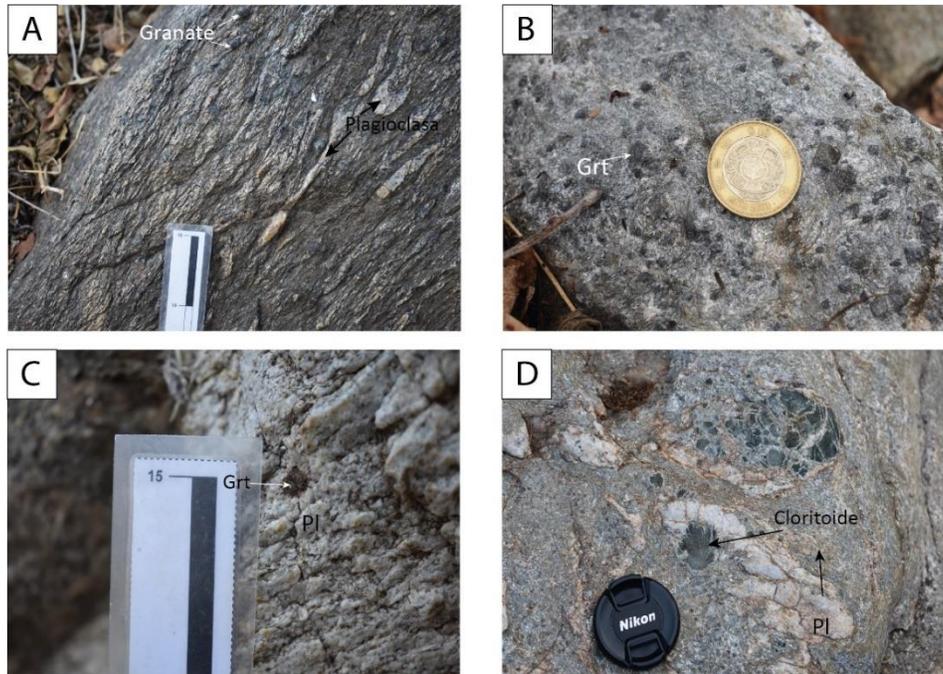


Figura 15 Litodema mica-esquistos con granate. (A) Foto general del litodema de mica-esquistos con granate. Su textura es foliada, con lentes intercalados de plagioclasa deformados, así como porfidoblastos de granate. Ubicación: Mimilulco, Puebla. (B) Porfidoblastos de granate en mica-esquistos. Ubicación: Guadalupe, Puebla. (C). Coronas de reacción entre granates y plagioclasa en el mica-esquistos con granate. Ubicación: Mimilulco, Puebla. (D). Porfidoblastos de cloritoides fracturados y embebidos en lentes de plagioclasa, dentro del mica-esquistos con granate. Ubicación: Mimilulco, Puebla. Abreviaciones minerales de Whitney et al., 2010.

7.1.4 Meta-eclogita

Las meta-eclogitas afloran desde la región de Mimilulco hasta la región de Ahuatlán. En ambas regiones, las meta-eclogitas exhiben distintos comportamientos estructurales y distintas relaciones texturales con los metasedimentos, por lo que pueden describirse en dos grupos:

Meta-eclogitas en Mimilulco:

En esta porción, el litodema de meta-eclogitas es presente en cuerpos masivos de coloraciones verde-oscuro (Figura 16 A y B) y en contacto concordante con el mica-esquistos de granate. Su dirección general de rumbo-echado es de $11^{\circ}/81^{\circ}$. El litodema está compuesto por una matriz de grano fino-medio que consta de epidotas y piroxenos que rodean a su vez a porfidoblastos de granates color rojizo, algunos de ellos rodeados por coronas de reacción de plagioclasa, así como algunos boudines (largo de 5 a 15 cm) de cuarzo-plagioclasa (Figura 16B). Debido a lo anterior, la textura de esta roca es porfidoblástica. A simple vista no presenta indicios de deformación dúctil, sin embargo, es afectada por eventos de deformación frágil denotados en pares conjugados de

fracturas (Figura 16A) que solo penetran de manera superficial a la roca, de los cuales, algunos de ellos están rellenos de minerales secundarios (calcita y cuarzo).

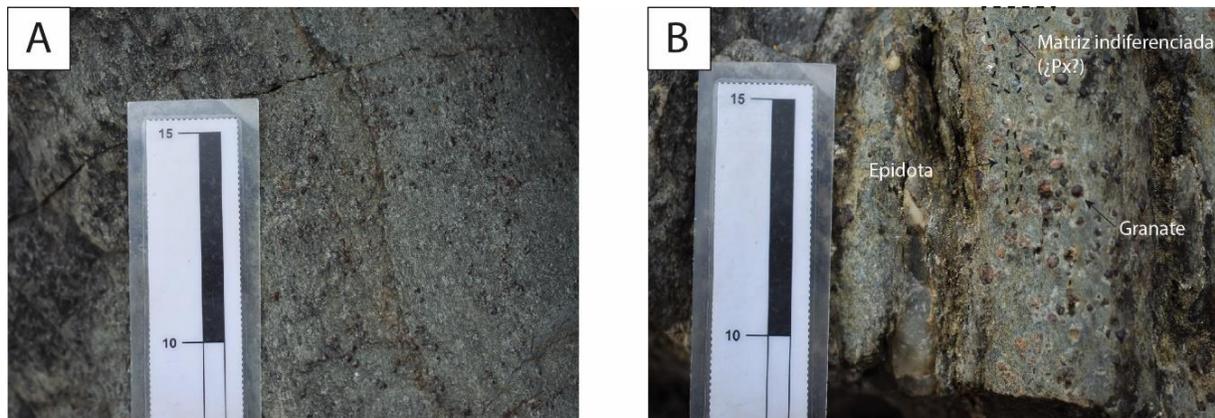


Figura 16 Meta-eclogitas. (A, B) Fotografías generales del litodema de metaeclogitas, conformada por una matriz indiferenciada de epidotas y minerales máficos, que rodean a porfidoblastos de granate color rojizo. Ubicación: Mimilulco-Puebla

Meta-eclogitas en Ahuatlán:

Se trata de meta-eclogitas dispuestas en bandeamientos y boudines, que están en contacto con el residuo del mica-esquisto con granate. Su orientación general de rumbo y echado es de $58^{\circ}/38^{\circ}$. Contienen una matriz de grano fino de epidotas, piroxenos, plagioclasas y micas blancas que rodean a porfidoclastos y porfidoblastos de granates. Las meta-eclogitas tiene tonalidades azul-verdosa. Este tipo de meta-eclogitas se encuentra en contacto e inclusive cortado por segregaciones derivadas del mica-esquisto con granate, el cual está compuesto de plagioclasa, micas blancas y granates. En este caso, esta interacción genera texturas estromáticas (concepto definido en la Tabla A1) entre ambas unidades, las cuales podrían indicar el inicio de una fusión parcial en la zona de estudio (Sawyer, 2008). Igualmente, en los contactos entre ambos litodemas existen bandas de porfiblastos de granate que disminuyen en tamaño y concentración en dirección esquisto azul – mica-esquisto (residuo de la deshidratación del metasedimento, Figura 17A y 17B). Además, fueron identificadas pequeñas texturas de segregación del mica-esquisto con granate hacia la meta-eclogita, expresadas como texturas en parche (concepto definido en la Tabla A1) del mica-esquisto en el cuerpo máfico (Figura 17D). De igual forma, en los contactos entre la meta-eclogita y el residuo del mica-esquisto con granate se encuentran lentes de cuarzo-plagioclasa, como se observa en la Figura 17A, 17C y 17D.

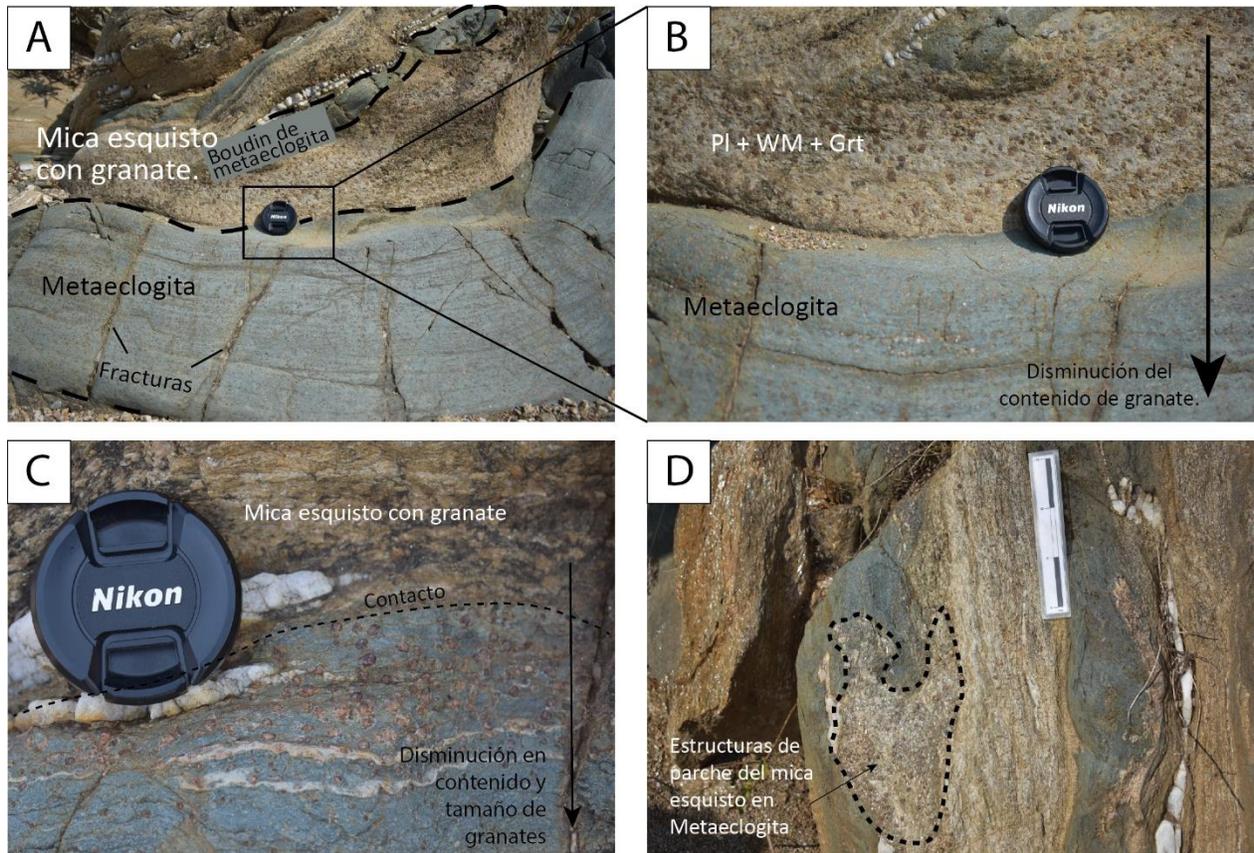


Figura 17 Estructuras de fusión parcial en meta-eclogita y mica-esquistoso con granate. (A) Interacción de meta-eclogita con el mica-esquistoso con granate, formando texturas estromáticas y boudines de la porción máfica en el mica-esquistoso. Ubicación: Ahuatlán, Puebla. (B) Contacto entre ambas unidades. Se observa que el contenido de granate disminuye desde la unidad del mica-esquistoso hasta la meta-eclogita. (C) Contacto entre ambas unidades, se observan lentes de cuarzo en el borde del contacto, así como la disminución del contenido de granate desde la unidad del mica-esquistoso hasta la meta-eclogita. (D) Estructuras de parche del mica-esquistoso con granate en contacto con la meta-eclogita. Abreviaciones minerales de Whitney et al., 2010.

7.2 Geología estructural

La geología estructural del Complejo Acatlán es bastante compleja, debido a la sobreposición de al menos tres eventos/estilos de deformación tanto en las metabasitas como en las unidades metasedimentarias (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Como se mencionó en el capítulo de Geología Estructural de la Formación Xayacatlán, Vega-Granillo (2007) reportó al menos seis eventos de deformación dentro de la zona de estudio, distinguidos a través de la sobreposición de foliaciones, desarrollo de minerales sin-tectónicos y porfidoblastos deformados en eventos de milonitización en análisis de láminas delgadas. Sin embargo, Vega-Granillo (2007), Ramos-Arias et al. (2008) y Keppie et al. (2007) distinguen una tendencia hacia el NE en la orientación de las rocas de HP que conforman a la formación Xayacatlán, con echados variables entre los 30° y 80°, los cuales tienen coincidencia con los datos recabados en el presente trabajo, como se observa en la Figura 18. A continuación, se presentarán datos de foliación, bandeamiento y contacto entre los litodemas de la zona de estudios, así como texturas de deformación encontradas en las láminas delgadas.

7.2.1 Datos estructurales de foliación-bandeamiento de metabasitas y metasedimentos en la zona de estudio

En la Figura 17 se grafican los datos de foliación/bandeamiento ($n = 252$) recolectados en esquistos azules ($n = 154$), anfibolitas ($n = 10$), eclogitas ($n = 11$) y metasedimentos ($n = 77$) pertenecientes al área de estudio, dentro de la Formación Xayacatlán. El estereograma de la Figura 18 plasma la distribución de los datos de orientación recolectados a través de un mapa de contorno, que se basa en el método de Kamb para su representación. Este método utiliza la desviación estándar de los datos ingresados para generar los espacios entre cada contorno y el área del mapa es limitada al número de datos ingresados (Vollmer, 1995). La razón por la que existen grupos de rocas con datos de foliación escasos ($n < 15$) es debido a su baja aparición en los afloramientos o el difícil acceso a las zonas donde afloraban. Los datos estructurales individuales de cada litología (ordenados por región) se encuentran en la Tabla A3, Tabla A4 y Tabla A5.

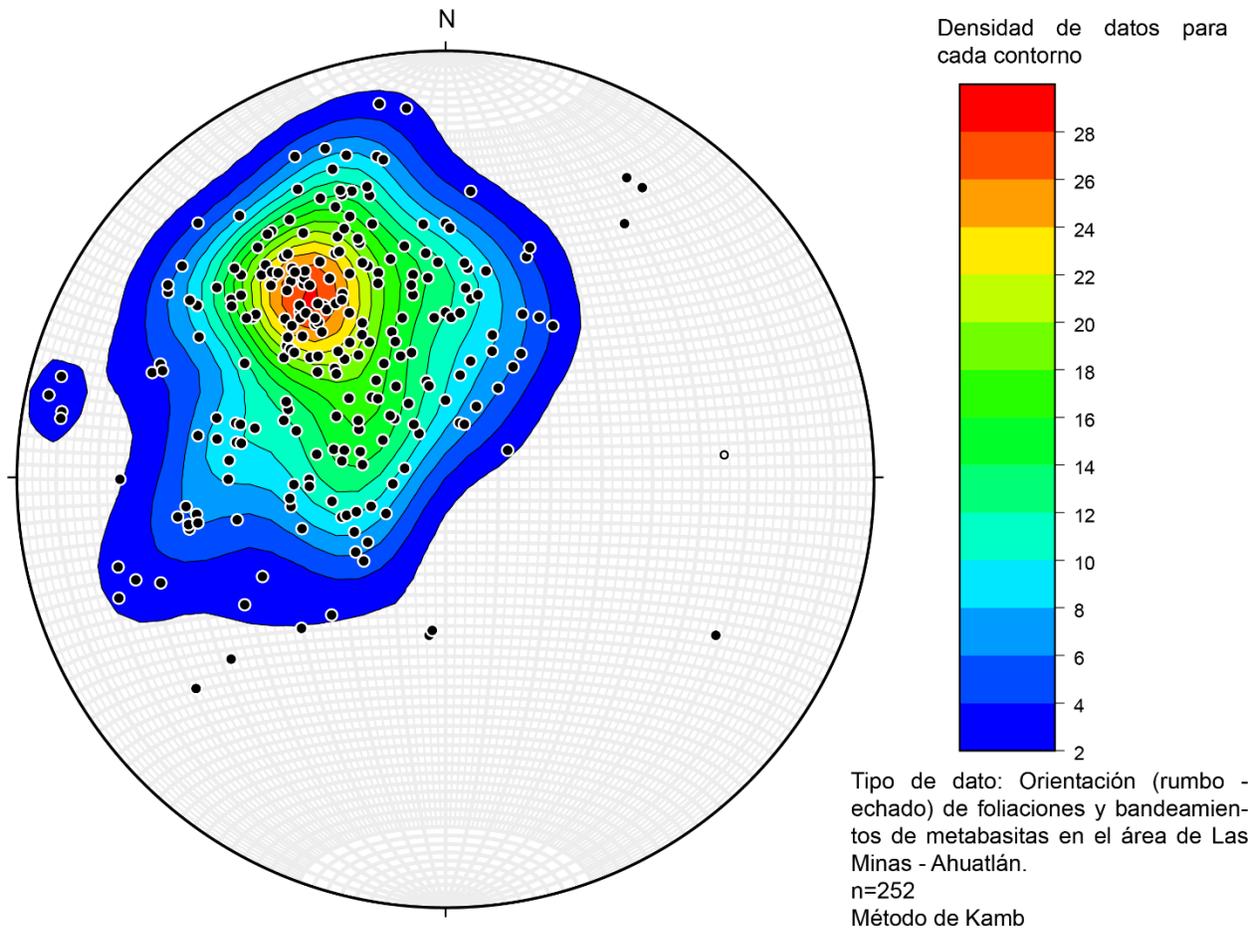


Figura 18 Red estereográfica de los polos de los datos de orientación rumbo – echado de los cuatro litodemas descritos. Se puede observar la tendencia por el cuadrante NW. La información detallada de cada uno de los datos graficados, así como su litodema al que pertenecen, se encuentra en la Tabla A5 – A7 del Anexo. El método de representación para el mapa de contornos dentro del estereograma es el método de Kamb.

De manera general, se puede observar que existe una tendencia preferencial en el rumbo de las foliaciones por una dirección NE-SW (Figura 18), que podría representar la foliación S1. Esto concuerda con las observaciones de campo, donde la mayoría de los contactos entre los litodemas son concordantes. La máxima densidad está registrada entre 26 y 30 datos y corresponde a rumbos y echados entre los $315^{\circ}/47$ y $330^{\circ}/52^{\circ}$. A través del software Stereonet, se calculó el “Vector Medio de Fisher” mediante un análisis estadístico de distribución de Fisher, arrojando un resultado de $318^{\circ}/55^{\circ}$. Estos valores corresponden al vector asignado que representa a la media de los datos graficados (UnWedge Documentation, 2022).

A partir de estas observaciones, se construyó la sección geológica ubicada en la Figura 12C. Dentro del área de estudio los contactos entre cada litodema no eran abruptos (es decir, el hecho de que

apareciera un nuevo litodema no implicaba que el litodema anterior a él desapareciera completamente), sino más bien transicionales, pues podían coexistir uno o más litodemas intercalados en sentido W-E, acomodados en cinturones con orientación NE-SW (Figura 12B). A pesar de lo anterior, los contactos entre cada litodema o sus planos de intercalación se mostraban sub-paralelos entre sí. Es por ello que los contactos representados en la sección geológica de la Figura 12C y el acomodo secuencial de cada litodema en dirección W-E, no solo representan su orden de aparición durante el caminamiento realizado en las estaciones de trabajo, sino que también representan una idealización de la evolución de estos litodemas a través de facies metamórficas de menor grado (esquistos azules en Las Minas) a facies metamórficas de mayor grado (meta-eclogitas en la región de Ahuatlán).

7.2.2 Estructuras de cizalla encontradas en porfidoblastos de las metabasitas y metasedimentos

Dentro del análisis petrográfico, se encontraron diversos porfidoblastos deformados en sigmoides de sentido izquierdo y derecho. Estos porfidoblastos corresponden principalmente a minerales como granate (Figura 19A–D) y actinolitas-tremolitas (Figura 19E), considerados como parte de la paragénesis mineral de pico metamórfico y/o retrogresión metamórfica.

En las figuras 19^a y 19B se aprecia que la foliación interna (Si) de los granates es concordante con la deformación del granate en sí mismo, indicando que corresponden a porfidoblastos sintectónicos. En la Figura 19^a la foliación interna Si (1) varía aproximadamente 22° de la foliación externa (Se); mientras que la foliación interna Si (2) que desarrolla por completo la expresión de la deformación en sentido izquierdo, varía 42° respecto a Se.

Para la Figura 19B, los porfidoblastos exhiben el desarrollo de una deformación en sentido derecho. La Si(1) varía solo 9° respecto a Se; por otro lado, la foliación interna Si(2) que desarrolla la deformación en sentido derecho, varía 51° en sentido antihorario del bandeamiento externo Se.

El bandeamiento de la matriz (Se) fue un evento anterior a la formación de los porfidoblastos de granate, pues su sentido general NE-SW es el acomodo general de las rocas máficas en la región de estudio. Posteriormente, ocurriría la formación de los porfidoblastos de granates, acompañados con una rotación en las inclusiones de estos minerales, lo que desarrollaría una primera deformación dentro de ellos (Si(1)) denotada como una foliación interior oblicua al bandeamiento exterior Se. Finalmente, con el aumento en el grado de deformación plástica se desarrollaría la

foliación interna Si (2), que es la que exhibe el sentido izquierdo o derecho de la cizalla tanto en las inclusiones de granate como en la forma misma del granate.

La Figura 19C es un ejemplo de la descomposición de un granate, afectado por una deformación en sentido derecho. A su vez, el granate es rodeado por una corona de reacción de clorita, que contiene algunos de los fragmentos del granate disgregado por esta deformación. El crecimiento del granate y su posterior descomposición fueron eventos que ocurrieron durante un periodo donde fueron afectados por deformación en sentido derecho y la alteración de la clorita.

Por otra parte, la Figura 19D es un ejemplo de una textura de snowball en las inclusiones de un granate, lo que desarrolla una rotación en sentido horario. La rotación de las inclusiones Si (formadas mayormente por cuarzo) dentro del granate, tomaría lugar durante el crecimiento de este mineral, en un estado plástico. En la Figura 19E se puede observar la deformación de un porfidoblasto de actinolita – tremolita en sentido izquierdo, una textura bastante común en las anfibolitas encontradas en las regiones de Mimilulco–Ahuatlán.

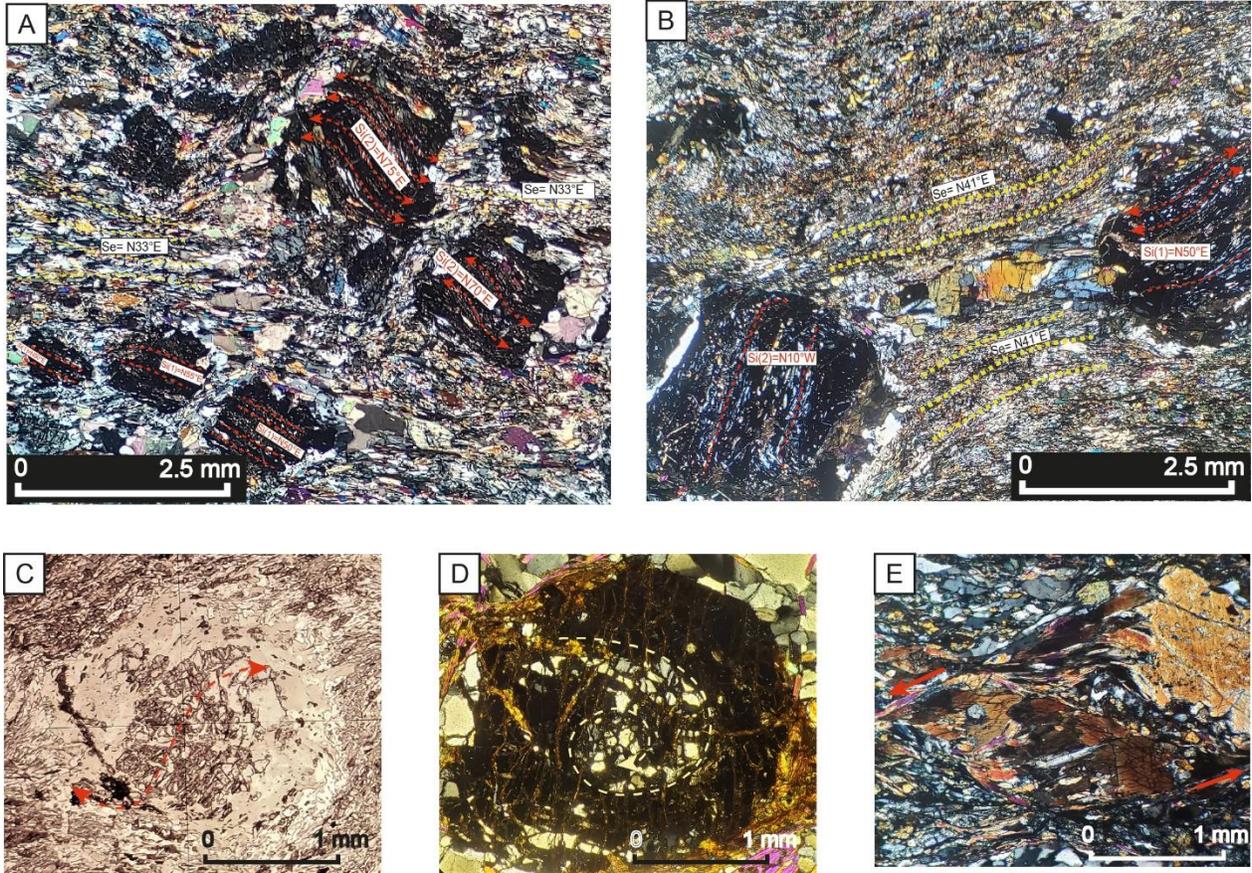


Figura 19 Deformación asociada a minerales del pico metamórfico y retrogresión. (A) Porfidoblastos sintectónicos de granate deformados en sentido izquierdo en meta-eclogita. Fotografía tomada con lente 2.5x y nícoles cruzados. (B) Porfidoblastos sintectónicos de granate deformados en sentido derecho en meta-eclogita (Lente 2.5x y nícoles cruzados). En las figuras 19A y 19B la foliación interna de los granates Si(1) y Si(2) es discordante al bandeamiento externo (Se) de la matriz. (C) Granate alterado, fracturado y deformado en sentido derecho, Lente 2.5x y luz paralela. (D) Granate con textura de snowball en mica-esquistos (Lente 5x y nícoles cruzados). (E) Porfidoblasto de actinolita deformado en sentido izquierdo en anfíbolita (Lente 5x y nícoles cruzados). Abreviaciones minerales de Whitney et al., 2010.

7.3 Petrografía

7.3.1 Esquistos azules

Paragénesis mineral: Gln+Ep+Ph+Chl+Zo+Ttn+Rt+Ilm (Abreviaciones de Whitney et al., 2010)

Las muestras correspondientes a esquistos azules, así como su mineralogía detallada pueden consultarse en la Tabla A6. Principalmente, estas litologías exhiben texturas nematolepidoblásticas (ambos conceptos son definidos en la Tabla A1) orientadas en una dirección general de foliación (S1) NE-SW, donde la primera textura está compuesta por la alineación de anfíboles (principalmente glaucófano, Figura 20A) y la segunda de ellas presente en micas blancas, de manera más incipiente que el acomodo de los anfíboles (Figura 20B). Adicionalmente, estas texturas se encuentran alternadas con cristales/porfidoblastos alargados de cloritas y epidotas (Figura 19C); con cristales anhedrales plagioclasas (Figura 20A, 20D) y con bandas de titanitas y rutilos (Figura 20E).

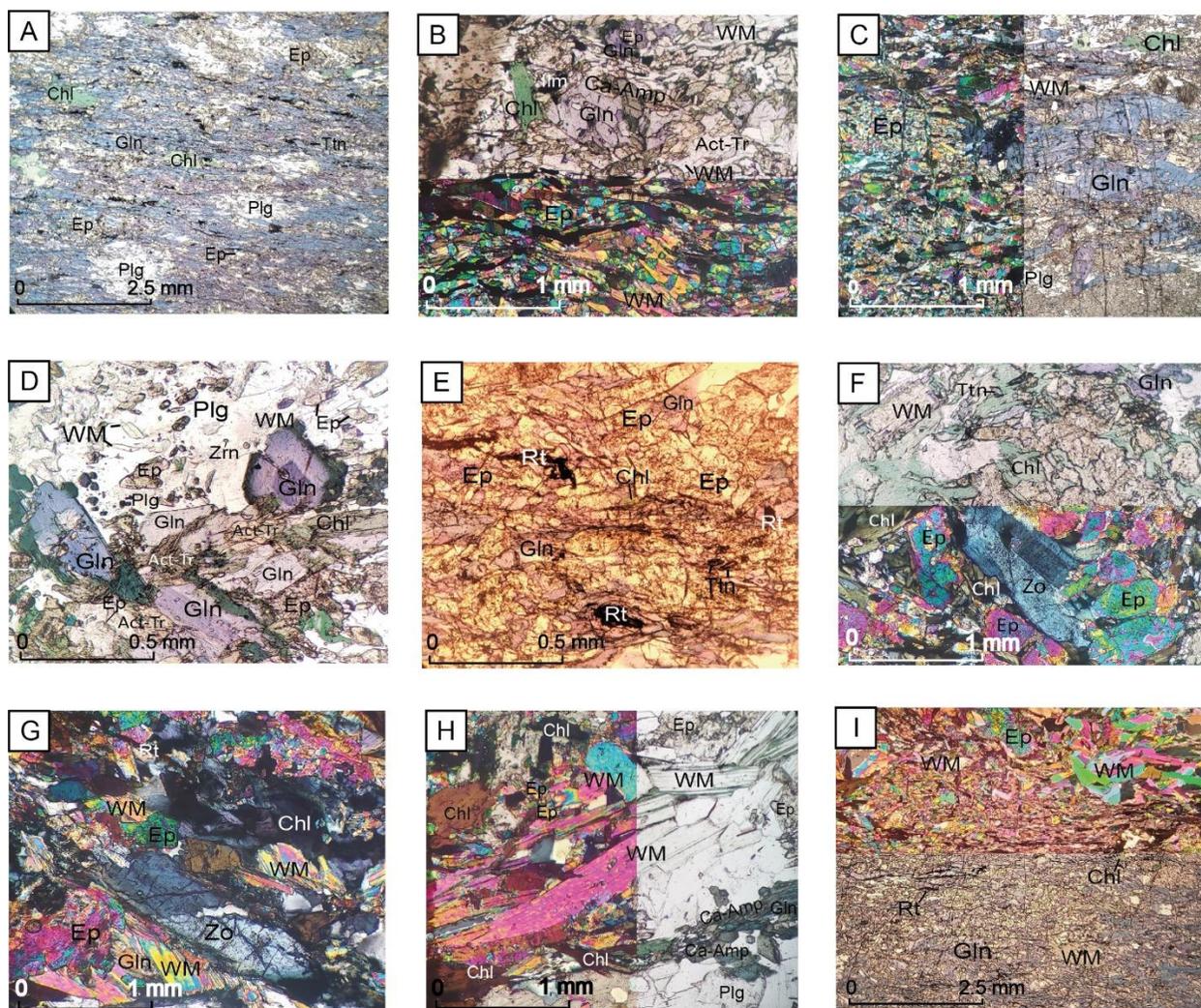


Figura 20 Esquistos azules. (A) Textura nematoblástica de los esquistos azules. Las bandas de glaucófano rodean porfidoblastos de plagioclasa, epidotas y cloritas (Lente 2.5x, nícoles paralelos). (B) Textura lepidoblástica de micas blancas, alternada con cristales de Gln, Ep, Act-Tr y Chl (Lente 10x. La parte superior de la microfotografía es tomada con nícoles paralelos y la parte inferior con nícoles cruzados). (C) Bandas de clorita y epidota que rodean a bandas de glaucófano (Lente 10x. La porción izquierda de la microfotografía es tomada con nícoles cruzados y la porción derecha con nícoles paralelos). (D) Cristales de glaucófano zoneados. Algunos de los anfíboles sódicos están alterados por Chl y Act-Tr. En la parte superior se pueden observar inclusiones de WM, Ep y Zrn en cristales de Plg (Lente 20x y nícoles paralelos). (E) Rutilo como inclusión en glaucófano y como bandas paralelas a la foliación. Adicionalmente existen algunos cristales de titanita paralelos a las bandas NE-SW (Lente 20x y nícoles paralelos). (F) Cristal de zoisita alterado por epidotas y clorita (Lente 10x. La parte superior de la microfotografía es tomada con luz paralela y la parte inferior con nícoles cruzados). (G) Cristal de zoisita fracturado y alterado por micas blancas, epidotas y cloritas (Lente 10x, nícoles cruzados). (H) Micas blancas con inclusiones de epidotas. En la esquina inferior izquierda se observan coronas de reacción entre cristales de anfíboles sódicos y anfíboles cálcicos (Lente 10x. La porción izquierda de la microfotografía es tomada con nícoles cruzados y la porción derecha con nícoles paralelos). (I) Textura lepidoblástica alternada con epidotas (parte superior) y textura nematoblástica (parte inferior). Adicionalmente, se observan bandas de rutilo en contacto con el glaucófano (Lente 2.5x. La parte superior de la microfotografía fue tomada con nícoles cruzados y la parte inferior con nícoles paralelos). Abreviaciones minerales tomadas de Whitney et al., 2010.

Las características físicas de las fases minerales presentes en los esquistos azules, así como su relación entre ellas, se describe a continuación:

Glaucófano:

Se pueden distinguir dos tipos: (1) El primero de ellos, está presente como porfidoblastos zoneados, con escasas inclusiones (Figura 20D). Los zoneamientos son distinguibles gracias a cambios de tonalidad azul-azul fuerte-morado-verde agua, en sentido de centro a borde del cristal. Posiblemente los zoneamientos de tonalidades azules–moradas se generaron dentro de la etapa prógrada del metamorfismo, debido al desarrollo euhedral de los cristales y ausencia de fases minerales del pico metamórfico (p. ej., granate, clinopiroxenos, etc.) en contacto o asociadas a estos cristales. Este tipo de glaucófanos está restringido a muestras pertenecientes a las regiones de Las Minas y Guadalupe.

(2) El segundo tipo de glaucófanos en los esquistos azules muestran un mayor grado de alteración y fracturamiento. Estos glaucófanos suelen estar dispuestos en bandas, con hábitos listonados y algunos de ellos están alterados en sus bordes por cloritas/epidotas (Figura 20A y 20D). De igual forma, pueden estar en contacto con bandas de rutilo-titanita o contener inclusiones de rutilo (Figura 20E). Otro ejemplo de ellos lo encontramos en la Figura 20, donde el glaucófano se encuentra como inclusión en el granate. Debido a las características anteriores, se asociaría este segundo tipo de glaucófanos al comienzo de la transición esquisto azul–eclogita, etapa donde el glaucófano comienza a descomponerse.

Epidotas:

Existen tres tipos de distribución de epidotas en los esquistos azules: El primer tipo se asocia a epidotas pertenecientes a la matriz de los esquistos azules. Se presentan como cristales individuales, de formas euhedrales a anhedrales y exhiben zoneamientos dado su cambio de coloración, pero no presentan alteración a otra fase mineral (Figura 20B, 20F). El segundo tipo (Figura 20C) corresponde a bandas de epidotas intercaladas a la textura nematoblástica compuesta por el glaucófano. Estas bandas pueden encontrarse alteradas por clorita. Este tipo de epidotas están distribuidas en bandas paralelas a la foliación NE-SW, concordante a la textura nematoblástica general de la roca. Finalmente, el tercer tipo de distribución de epidotas está presente como inclusiones dentro de zoisita, micas blancas y plagioclasa (Figura 20G y 20H).

Micas blancas:

Las micas blancas componen la segunda textura más influyente en los esquistos azules (textura lepidoblástica). Las micas blancas pueden presentarse en tres formas: (1) Como cristales alargados y listonados que forman la textura lepidoblástica, a lo largo de la foliación NE-SW (Figura 20B, 20I), los cuales contienen inclusiones de minerales de la matriz; (2) Como alteración de otros minerales, dispuestos en coronas de reacción (Figura 20D, 20G) y (3) como inclusiones en plagioclasas (Figura 20D).

Plagioclasas:

Las plagioclasas se presentan como cristales anhedrales–granulares. Podrían considerarse poquiloclastos, pues contienen numerosas inclusiones de la matriz, como zoisitas, micas blancas, epidotas e inclusive zircones (20A y 20D). La mayoría de las plagioclasas son cubiertas por minerales que desarrollan la foliación general NE-SW.

Actinolita-Tremolita

Los cristales de actinolita-tremolita y/o anfíboles cálcicos normalmente se presentan como alteración de los anfíboles sódicos. Su hábito puede ser euhedral como la Figura 19H, aunque en la mayoría de los casos se asocian a otras fases de retrogresión como cloritas y epidotas, formando coronas de reacción (Figura 20D).

Granate

El granate solo se localizó en una muestra de esquisto azul (AC21-08). Estos granates se encontraban fracturados, con coronas de reacción de clorita. En la Figura 21 se observa uno de estos granates, con inclusiones de anfíboles y rutilo. Las inclusiones en estos porfidoblastos de

granates no se encontraban alineadas, su acomodo era de manera aleatoria o dentro de las fracturas del granate. Además, el granate presenta coronas de reacción de clorita y mica blanca.

Zoisita



La zoisita exhibe formas tabulares, así como fracturas en su interior. La mayoría de estos cristales son oblicuos al sentido de la foliación general NE-SW. Sus bordes están alterados a epidotas, cloritas y micas blancas (Figura 209G y 20F) y pueden contener inclusiones de epidotas.

Figura 21 Granate en esquistos azules. Contiene inclusiones de Gln, Rt y coronas de reacción de Chl y WM. Fotografía tomada con un lente de 20x y nicóles paralelos.

7.3.2 Meta-eclogitas

Paragénesis mineral: Cpx+Grt+Zo+Qz+Act-Tr (Abreviaciones de Whitney et al., 2010).

Las muestras reconocidas como meta-eclogitas, así como su mineralogía son especificadas en la Tabla A6. Su textura principal es porfidoblástica, compuesta por cristales de granate (Figura 22A, 22B), cuarzo, zoisita, y epidota (Figura 22C). Además, estos porfidoblastos están embebidos dentro de una matriz granoblástica (concepto definido en la Tabla A1) – bandeada en dirección general NE-SW, la cual es compuesta por clinopiroxenos, zoisitas, epidotas, rutilos, titanitas, cuarzo y plagioclasa (Figura 22D).

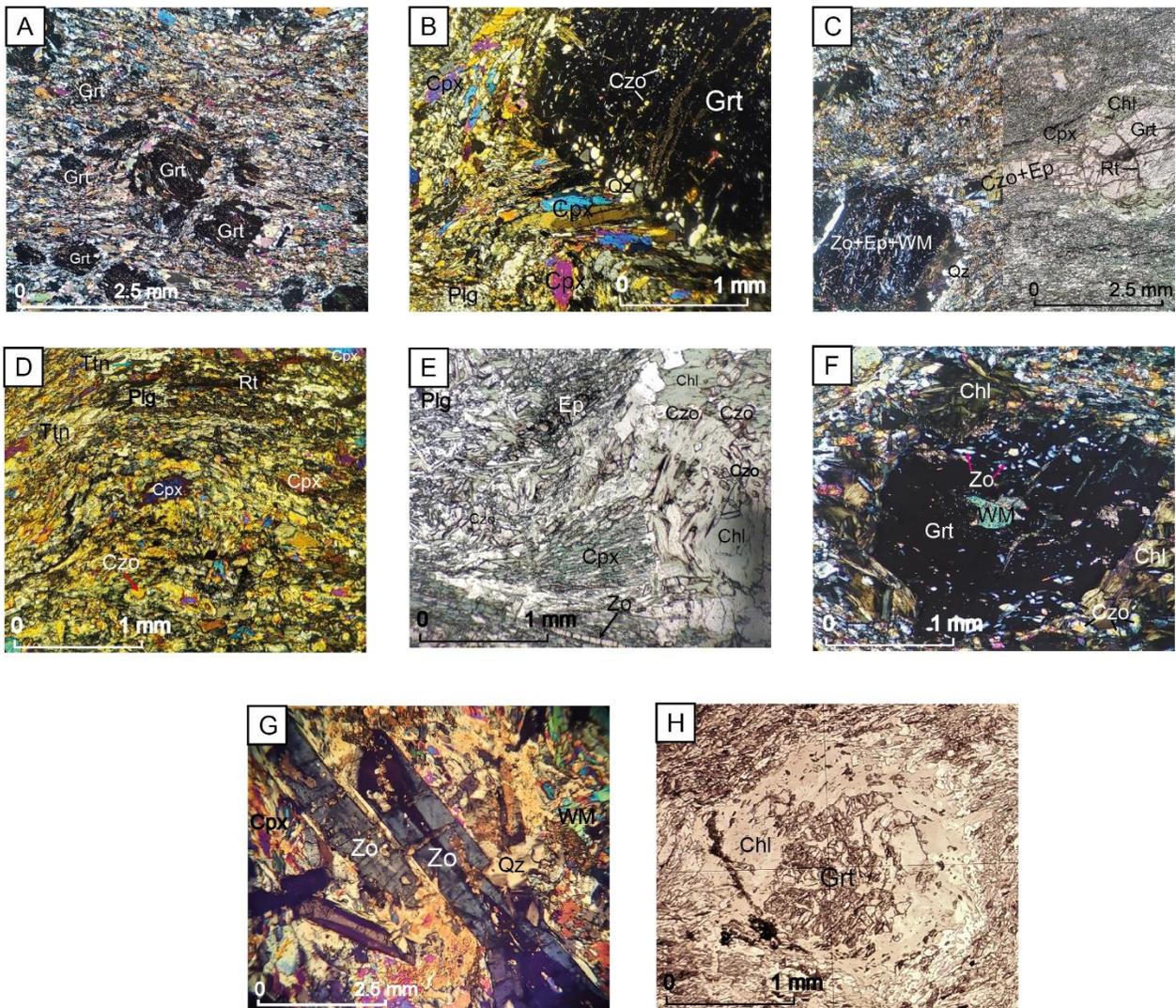


Figura 22 Meta-eclogitas (A) Porfidoblastos de granate sin-deformados. El granate del centro exhibe una deformación en su forma e inclusiones en sentido izquierdo, desarrollando lo que podría ser el principio de estructuras de snowball. Estos porfidoblastos son rodeados por una matriz compuesta de Px, Amp y escasas WM. Lente 2.5x. (B) Simplectitas de Cpx que rodean a porfidoblastos

de granate. Este último presenta coronas de reacción de cuarzo y tiene inclusiones del mismo mineral. Lente 10x. (C) Textura porfidoblástica en meta-eclogitas. Se observan dos porfidoblastos de granate, alterados en sus bordes por Qz , Chl y Plg. Sus inclusiones corresponden a minerales de la matriz. Ambos porfidoblastos son "unidos" por cristales de Czo y Ep, provenientes de la descomposición del Grt., Lente 2.5x. (D) Matriz granoblástica de meta-eclogitas, compuestas por clinopiroxenos, rutilo, titanita y cuarzo. (E) En la parte derecha de esta microfotografía se encuentra un pseudomorfo de granate, reemplazado por clorita y epidotas. Alrededor de él, se encuentran texturas simplectíticas compuestas por Cpx y Ep, principalmente. Lente 10x. (F) Porfidoblasto de granate con inclusiones de WM, Zo y Ep. Cuenta con coronas de reacción de Chl. Lente 10x. (G) Cristales fracturados de zoisita perpendiculares a la orientación general NE-SW. Estos cristales cuentan con inclusiones de Ep, Chl y WM. En sus bordes están alterados por Ep y Cpx. Lente 2.5x (H). Porfidoblasto sin-tectónico de granate, exhibiendo una cinemática en sentido derecho, posiblemente representa el inicio de una textura de snowball. Tomada con Lente 10x. Abreviaciones minerales tomadas de Whitney et al., 2010.

Adicionalmente, estas muestras exhiben texturas simplectíticas (Figura 22B y 22E), donde los bordes de esta estructura son principalmente intercrecimientos de clinopiroxenos, cuarzo y actinolitas-tremolitas, los cuales rodean a los granates. Esta textura es asociada comúnmente a eclogitas, y su desarrollo es considerado resultado de descompresión durante etapas de retrogresión (Yardley et al., 1997).

La descripción petrográfica de los minerales que componen a las meta-eclogitas es descrita a continuación:

Granates:

Los granates se presentan embebidos dentro de la matriz crenulada. Se pueden distinguir dos tipos:

- (9) Poiquiloblastos de granate: Las formas de estos granates suelen ser anhedrales y sub-euhedrales; muestran fracturas en pares conjugados perpendiculares entre sí (Figura 22C, nícoles paralelos); así como coronas de reacción (compuestas por clorita, plagioclasa y cuarzo que rodean a los poiquiloblastos de granate, Figura 22B, 22F) y texturas simplectíticas (Figura 22B, 22E). Otra textura visible es del tipo de reemplazamiento (pseudomorfos) cubiertos por cúmulos de cloritas, titanitas o micas blancas (Figura 22E, 22G). Las principales inclusiones dentro de estos granates son zoisita, rutilos, micas blancas y epidotas (Figura 22C, 22F).

Se puede observar que en los poiquiloblastos de granate existe una deformación que afecta tanto a la foliación de sus inclusiones como a su forma, como se había mencionado en el capítulo de Geología Estructural (7.2.2) y como se muestra en las Figuras 19A, 19B y 22H. Estos rasgos son característicos de un crecimiento sin-tectónico, donde la rotación y deformación expuesta en su forma y sus inclusiones se produce durante el crecimiento del granate, de acuerdo con Yardley et al. (1997). Este tipo de deformación en los granates podrían asociarse a eventos del pico

metamórfico y retrogresión, pues además que el aumento de temperatura durante facies de eclogita, permitiría el comportamiento plástico de estos granates para generar la rotación descrita. También, se asocian a ellos texturas simplectíticas y coronas de reacción, que denotan la desestabilidad del Granate por procesos de exhumación metamórfica.

Zoisita:

La zoisita (Figura 22G) exhibe formas alargadas y tabulares, así como fracturas en su interior. Estos cristales cortan completamente al bandeamiento de la matriz y su acomodo es aleatorio dentro de las muestras. La zoisita puede presentar bordes de alteración con micas blancas, así como inclusiones de epidotas y micas blancas. De igual forma, la zoisita se encuentra como inclusión dentro de los granates (Figura 22C).

Anfíboles cálcicos:

Los anfíboles se presentan en formas alargadas, fracturados y acomodados conforme a la foliación de la matriz. Su composición parece ser de actinolita-tremolita, aunque ésta última puede ser confundida con el diópsido, dada su relación de alteración (Figura 22B).

Plagioclasa:

Al igual que en los esquistos azules, las plagioclasas exhiben formas anhedrales-granulares y se presentan como cristales individuales dentro de la matriz (Figura 22D). Contienen inclusiones de zircón, titanita, epidotas y zoisita, lo que podría indicar que son porfidoclastos. De manera secundaria, la plagioclasa puede existir como corona de reacción que rodea a los poiquiloblastos de granate (Figura 22C).

Este litodema es nombrado como “meta-eclogita” y no como eclogita, debido a que los clinopiroxenos (que podrían representar relictos de onfacitas) se encuentran alterados, formando estructuras simplectíticas alrededor del granate (Figura 22C), lo que indicaría la desestabilización de este clinopiroxeno. Sin embargo, rasgos como el rutilo en inclusión del granate (Figura 22C), la asociación mineral $Grt + Zo + Rt$ (Tabla A6), son indicadores de la alta presión (Bucher y Grapes, 2011). Por los rasgos anteriores, este litodema podría pertenecer a etapas de retrogresión, adquiriendo el nombre de “meta-eclogitas”, que se refiere a una eclogita retrógrada.

7.3.3 Esquisto de mica con granate

Paragénesis mineral: Ph+Pl+Qz+Grt+Ep+Zo+Rt+Cld+Chl (Abreviaciones de Whitney et al., 2010).

Este tipo de esquisto es caracterizado por una textura lepidoblástica, conformada por la alineación en dirección NE-SW de micas blancas entrelazadas, con hábitos listonados (Figura 23A y 23B). Estas bandas presentan distintos grados de deformación, donde el menor grado corresponde a cambios de espesores en un sentido lateral (Figura 23A) y el mayor grado de deformación es el desarrollo de una crenulación, formando plegamientos tipo kink (Figura 23C).

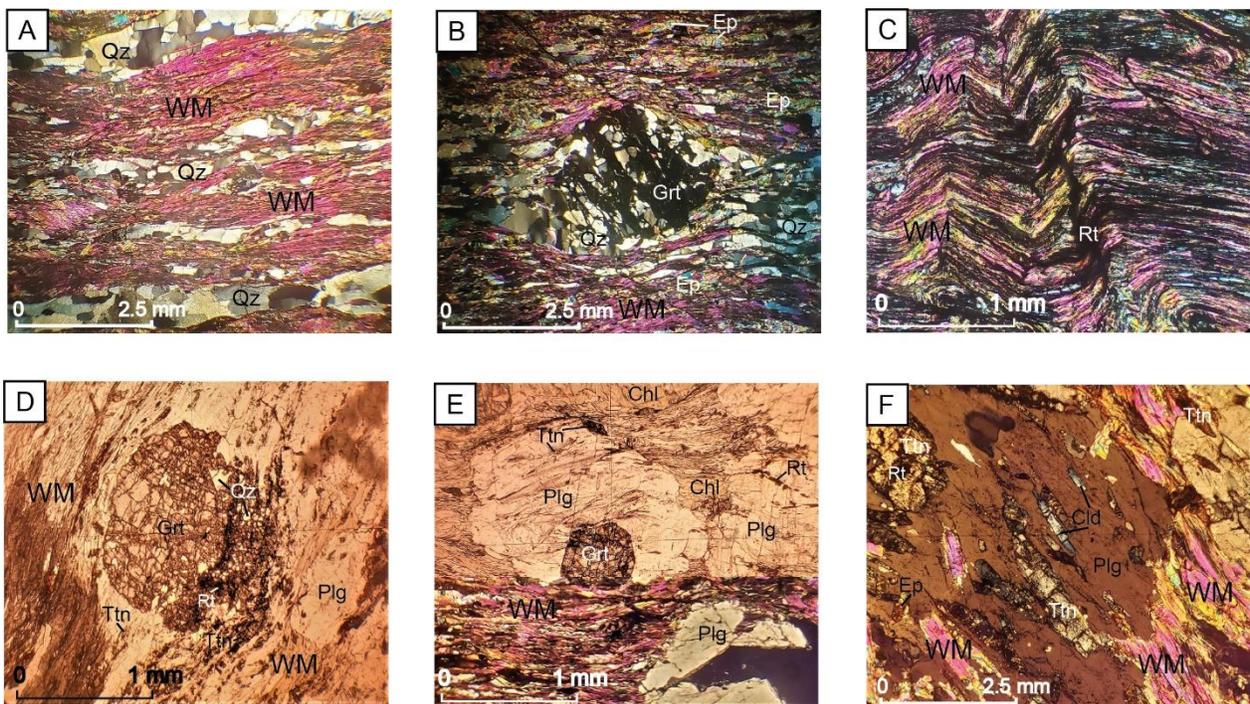


Figura 23 Mica-esquisto con granate. (A) Alternancia de bandas de micas blancas con bandas de cuarzo. Lente 2.5x y nicoles cruzados. (B) Textura lepidoblástica de micas blancas, rodeando bandas de cuarzo y porfidoblasto de granate. Lente 2.5x y nicoles cruzados. (C) Pliegues kink formados en micas blancas, alternados con cristales de rutilo paralelos y perpendiculares al plegamiento. Lente 10x y nicoles cruzados. (D) Porfidoblasto de granate fracturado y alterado por cuarzo. La descomposición del granate deriva en cristales de titanita y rutilo. Lente 2.5x y nicoles paralelos. (E) Inclusión de granate en porfidoclasto de plagioclasa. Las plagioclasas son rodeadas por la textura lepidoblástica de las micas blancas. Lente 2.5x; la parte superior de la microfotografía fue tomada con nicoles paralelos y la parte inferior con nicoles cruzados. (F) Porfidoblasto de plagioclasa con inclusiones de Cld, WM, Ep, Ttn y Rt; rodeado por micas blancas. Lente 10x y nicoles cruzados. Abreviaciones minerales tomadas de Whitney et al., 2010.

Las micas blancas pueden contener inclusiones de zircones, apatitos, epidotas y otras micas blancas. La textura lepidoblástica está alternada con bandas y boudines de cuarzo, clorita y epidota

(Figura 23A, 23B). Entre ambas foliaciones, existen porfidoblastos que se diferencian por su composición:

Granates:

Los granates de esta muestra pueden dividirse en dos tipos:

(1) Poquiloblastos de granate: Suelen ser de formas sub-anhedrales y con bordes alterados, formando coronas de reacción de micas blancas, cloritas y plagioclasa (Figura 23B, 23D). Sus inclusiones son de plagioclasa, epidota, titanita y minerales opacos. La deformación de estos granates suele ser frágil, desarrollando fracturas perpendiculares entre sí dentro del granate, rellenas de óxidos y/o rutilo-titanitas. Este último rasgo parece favorecer el rompimiento de los granates y la generación de texturas pseudomórficas, donde el granate es reemplazado por cúmulos de titanitas, micas blancas y/o cloritas (Figura 23D).

(2) Porfidoblastos de granate: A comparación con los granates anteriores, este tipo es de tamaño y abundancia considerablemente menor. Sus formas son euhedrales, bordes rectos, escasas o nulas inclusiones y se encuentran asociados a las bandas de plagioclasa (Figura 23E).

Plagioclasas:

Las plagioclasas se presentan como porfidoblastos semi euhedrales, rodeados por la textura lepidoblástica y ligeramente alterados en sus bordes (Figura 23E). Dentro de ellos existen inclusiones de cloritoide, zoisita, mica blanca, titanita (Figura 23F) y granates (Figura 23E).

Epidotas:

Esta fase es la menos abundante dentro del esquisto. Los cristales de epidotas están asociados a aquellas zonas donde dominan las bandas de micas blancas (Figura 23B). Sus formas son anhedrales-granulares.

7.3.4 Anfibolitas

Paragénesis mineral: Plg+Hbl+Ep+Act-Tr+Grt+Qz (Abreviaciones de Whitney et al., 2010).

Las anfibolitas presentan una textura principal granoblástica-bandeada, compuesta por bandas de cristales anhedrales de cuarzo-plagioclasa (Figura 24A), alternados de manera concordante con la textura nematoblástica (alineación de anfíboles, principalmente actinolita-tremolita y horblenda, Figura 24^a). Entre estos bandeamientos, existen porfidoblastos de granate (Figura 24B), anfíboles (Figura 24C, 24D) y epidotas (Figura 24E) o bien, una matriz granoblástica compuesta por epidotas, piroxeno, mica blanca y clorita (Figura 234). Los rasgos de cada fase mineral, se describen a continuación.

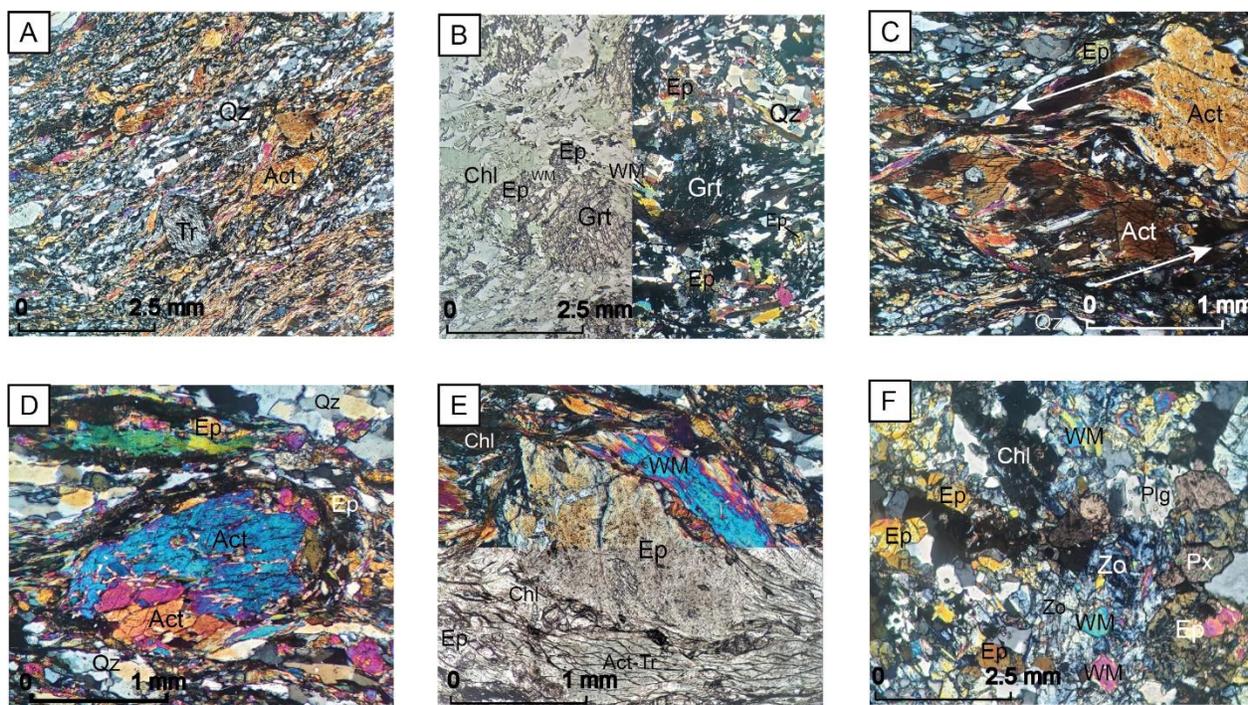


Figura 24 Anfibolitas. (A) Textura granoblástica (bandas de cuarzo – plagioclasa) alternada con textura nematoblástica (Act-Tr) en anfibolita. Lente 2.5x y nícoles paralelos. (B) Porfidoblastos de granates deformados, con inclusiones discordantes al bandeamiento exterior (NE-SW). Lente 2.5x; la porción izquierda de la microfotografía fue tomada con nícoles paralelos y la porción derecha con nícoles cruzados. (C) Porfidoblasto de actinolita deformado en sentido izquierdo. Lente 10x y nícoles cruzados. (D) Porfidoblasto de actinolita rodeado por bandeamientos de cuarzo y epidota. Lente 10x y nícoles cruzados. (E) Porfidoblasto fracturado de epidota (Czo) deformado en sentido izquierdo. Se encuentra en contacto con porfidoblastos de WM, Act-Tr y Chl. Lente 10x; la parte superior de la microfotografía fue tomada con nícoles cruzados y la parte inferior con nícoles paralelos. (F) Textura granoblástica de anfibolitas. Se observan zoisitas alteradas por WM y Ep, así como plagioclasas con inclusiones de epidotas. Lente 2.5x y nícoles cruzados. Abreviaciones minerales tomadas de Whitney et al., 2010.

Anfíboles:

Los anfíboles corresponden principalmente a actinolita-tremolita y horblenda. Existen dos tipos: (1) Aquellos con formas euhedrales que forman bandas NE-SW (Figura 24A, 24D), los cuales son rodeados tanto por bandeamientos de plagioclasa como por la matriz crenulada y (2) porfidoblastos deformados en formas de sigmas izquierdos (Figura 24C).

Epidotas:

Las epidotas normalmente se encuentran en formas anhedrales, fracturadas y deformadas (Figura 24E, 24F). En sus bordes pueden presentar alteraciones con micas blancas (Figura 24E), clorita o granate (Figura 24B). La zoisita se presenta en formas granulares y alterada a micas blancas o epidotas (Figura 24F).

Plagioclasas:

Las plagioclasas exhiben una textura granoblástica, donde cada cristal individual de plagioclasa contiene inclusiones como micas blancas y/o epidotas. Comúnmente, las plagioclasas son porfidoblastos pertenecientes a la matriz (Figura 24F).

Granates:

Los granates presentes en las anfibolitas exhiben una textura poquiloblástica, con inclusiones de titanitas, epidotas, zoisitas y micas blancas (minerales pertenecientes a la matriz), las cuales están rotadas respecto a la foliación exterior, tanto en un sentido derecho como izquierdo (Figura 24B). De igual forma, cuentan con coronas de reacción de mica blanca, clorita, plagioclasa, cuarzo y/o epidota.

Dentro de las anfibolitas, se pueden diferenciar dos tipos: (1) Aquellas anfibolitas con granate y zoisita (especificada como anfibolita con granate en Tabla A6), asociadas a una transición de facies de eclogitas a facies de anfibolitas (Figura 24B y 24F) y (2) anfibolitas, de menor grado metamórfico, únicamente con anfíboles cálcico-sódicos, clorita, mica blanca y epidotas (señaladas como anfibolitas en la Tabla A6, también vistas en las Figuras 24A, 24C y 24D).

7.4 Geoquímica

7.4.1 Diagramas multi-elementales de elementos traza

Los diagramas multielementales (Figura 25-29) han sido normalizados contra valores de MORB de Gale et al. (2013). La razón por la cual se ha elegido el parámetro MORB para normalizar los datos, es porque estos valores reflejan la naturaleza del protolito de las rocas estudiadas, como se describe a continuación en el subcapítulo Fuentes de magmas; además de que, los valores MORB representan datos reales de rocas analizadas, lo que garantiza analizar las diferencias y/o posible evolución de los protolitos comparados con valores iniciales de MORB.

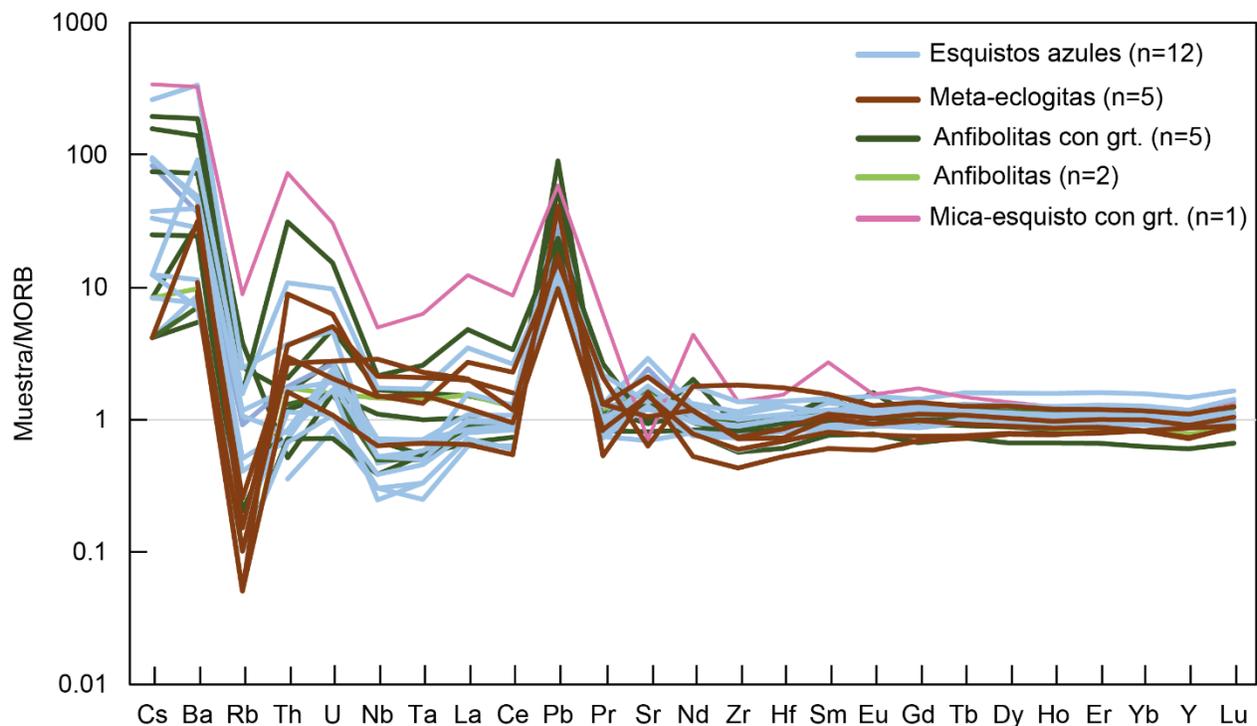


Figura 25 Diagrama multielemental de las rocas estudiadas, divididas por tipo de litodema. La normalización se realizó contra valores de MORB de Gale et al., 2013.

Las metabasitas estudiadas (Figura 25) presentan anomalías positivas de , Ba, U y Pb (este último elemento no muestra valores detectables en un 80% de los EA); anomalías complementarias de Th, Nb y Sr; anomalías negativas de Rb y patrones planos de REE. Los puntos mínimos de estas anomalías corresponden al elemento Rb (valores inferiores a 0.1 unidades en escala logarítmica de Muestra/MORB); mientras que los valores máximos corresponden al enriquecimiento en el elemento Ba (valores superiores a 100 unidades en escala logarítmica Muestra/MORB).

Derivado de las observaciones hechas en el capítulo de Geología Local y en el capítulo de Petrografía, se optó por dividir las muestras en dos grupos:

Grupo 1: Esquistos azules

Las muestras que conforman al grupo 1 de los esquistos azules (Figura 26) están especificadas en la Tabla A7 y Tabla A8. Estas litologías exhiben anomalías positivas de Ba, Th, U y Sr; anomalías negativas de Rb, Nb, Ta e . Solo 4 de los 11 EA mostraron cantidades detectables de Pb, lo que ocasiona la anomalía positiva de este elemento.

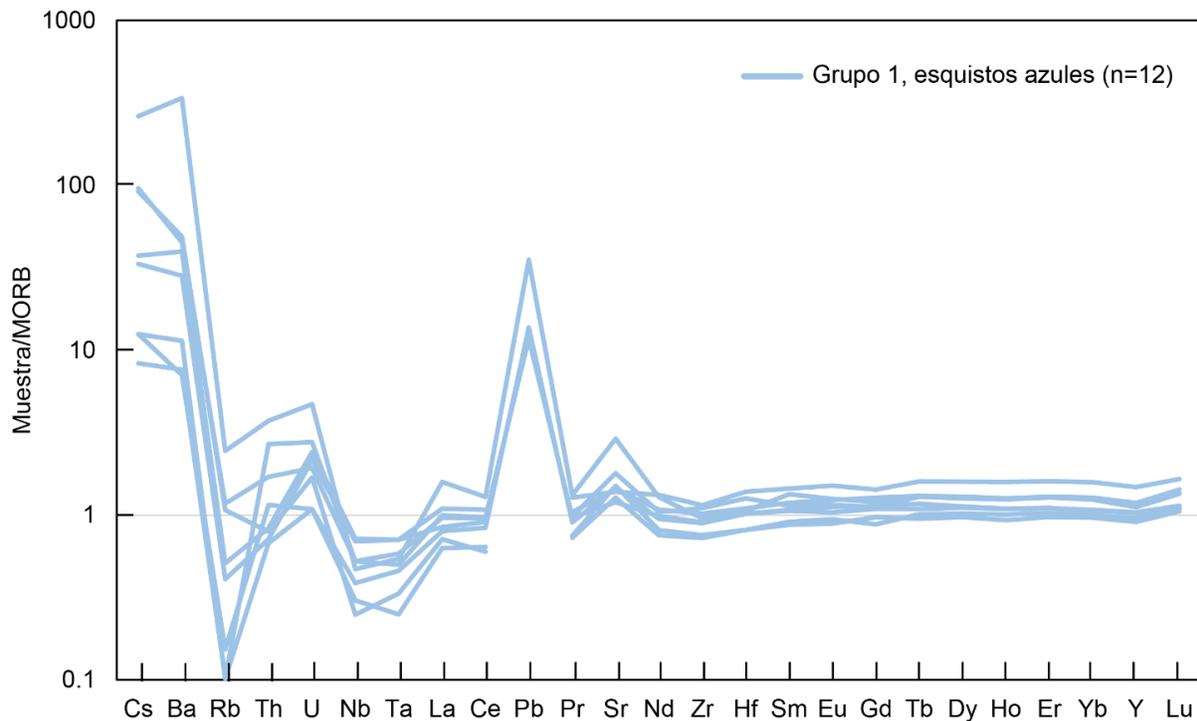


Figura 26 Diagrama multielemental del Grupo 1 (Esquistos azules). La normalización se realizó contra valores de MORB de Gale et al., 2013.

Grupo 2: Meta-eclogitas y anfibolitas.

Las muestras que conforman al Grupo 2 están especificadas en la Tabla A7 y Tabla A8. Este grupo de rocas exhibe anomalías positivas de Ba y Pb; anomalías negativas de Rb, Nb y anomalías complementarias de Sr y Th. El grupo 2 registra el mayor contenido del elemento Pb (comparado con el Grupo 1), así como un comportamiento bimodal de Sr. Ambos aspectos son las características principales que diferencian al Grupo 2 (Figura 27) del Grupo 1 (Figura 27).

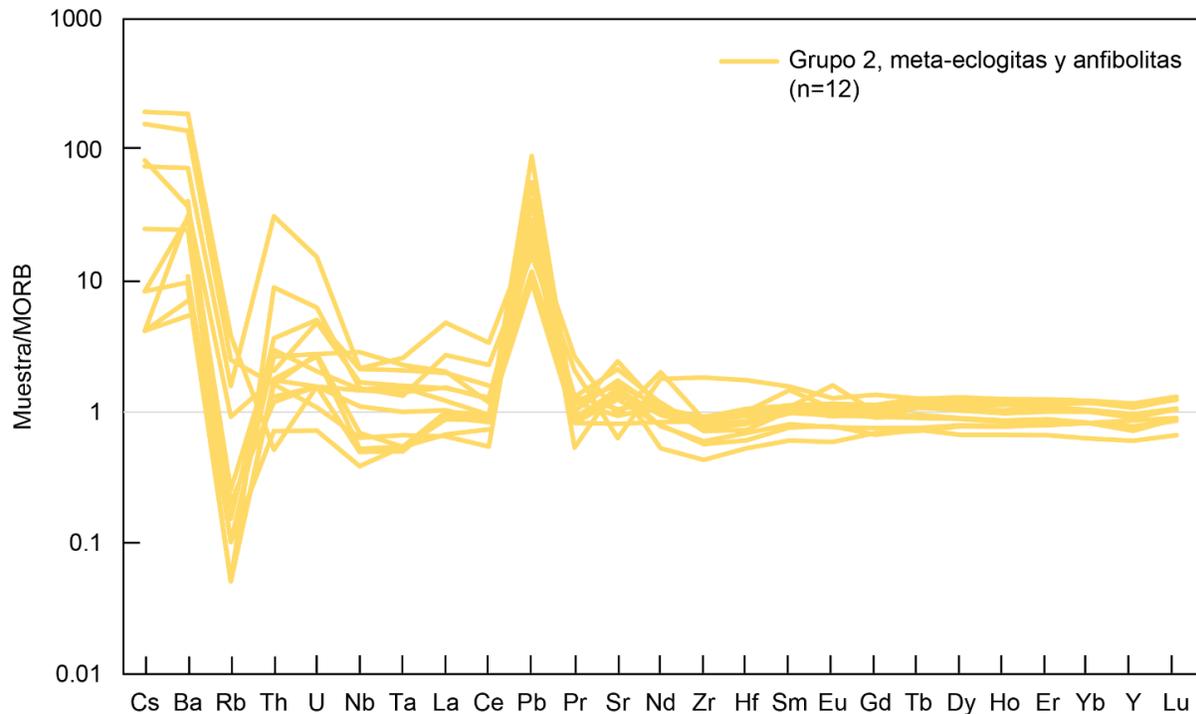


Figura 27 Diagrama multielemental del Grupo 2 (Meta-eclogitas y anfibolitas) y el mica-esquistos con granate. La normalización se realizó contra valores de MORB de Gale et al., 2013.

Mica-esquistos con granate (AC22-32A) y sus residuos deshidratados (AC-01 y AC-03)

En la Figura 28D se observa la normalización de los valores del mica-esquistos con granate (muestra AC22-32A, Figura 28A), así como dos muestras que representan los residuos de este mica-esquistos por un proceso de deshidratación (muestra AC-01 que representa el núcleo del residuo del mica-esquistos con granate en la Figura 28C, y muestra AC-03 que representa el contacto del residuo con la metabasita Figura 28C), y el valor del GLOSS (Plank et al., 2014). La mayoría de los elementos muestran un grado de enriquecimiento entre 1 y 700 unidades en escala logarítmica respecto al MORB. Las tres muestras exhiben gran similitud con los patrones multi-elementales del GLOSS, por lo que, además de que la muestra AC22-32^a ha sido descrita por contener asociaciones minerales relacionadas a metasedimentos de HP-LT, su geoquímica también indica afinidad por los valores del GLOSS, por lo que la muestra AC22-32(A) y sus residuos deshidratados (AC-01 y AC-03), de ahora en adelante se relacionarán a los metasedimentos subducidos en zonas de subducción de HP-LT.

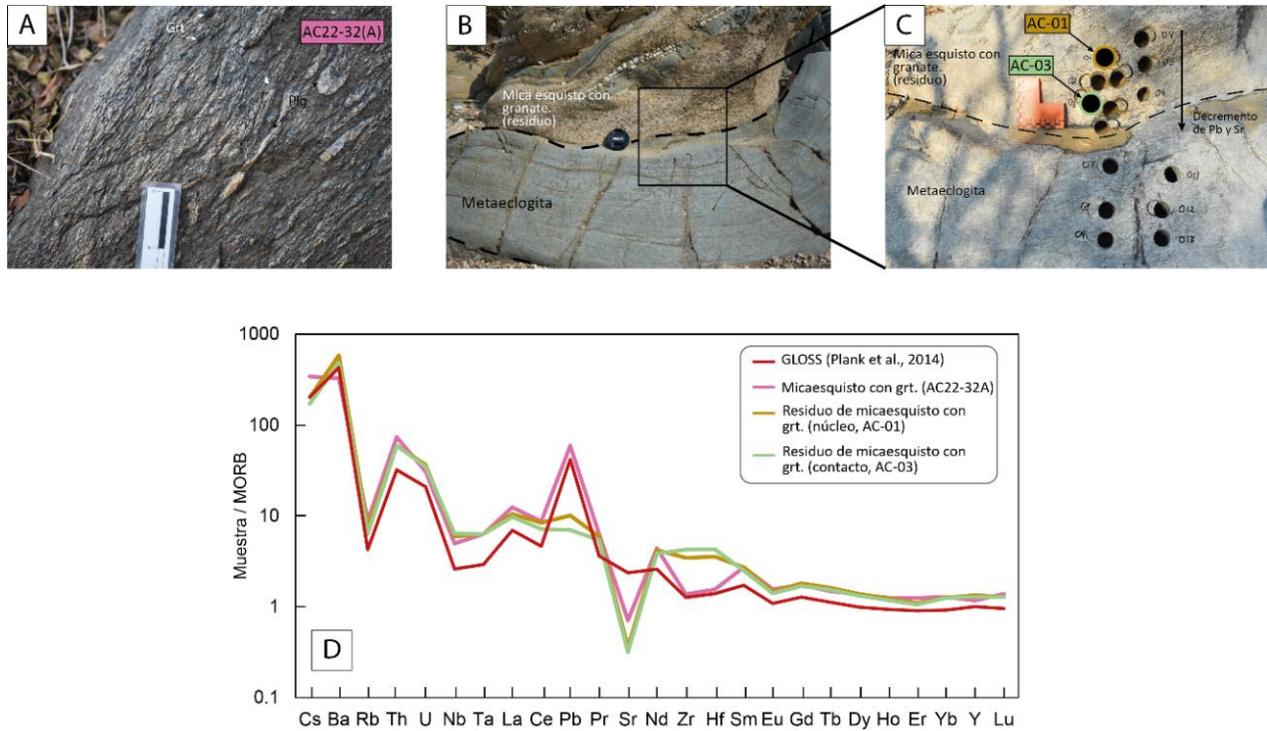


Figura 28 (A) Fotografía del mica-esquisto con granate inalterado, perteneciente a la muestra AC22-32(A). (B) Afloramiento de metaeclogita en interacción con el residuo generado a partir de la deshidratación – fusión del mica-esquisto con granate. (C) Ubicación de las muestras AC-01 (núcleo del residuo) y AC-03 (borde del residuo con metaeclogita), pertenecientes al residuo de la deshidratación de la muestra AC22-32(A). (D) Diagrama multielemental de valores del GLOSS (Plank et al., 2014), el mica-esquisto con granate inalterado y sus residuos derivados de su deshidratación, normalizados contra valores del MORB (Gale et al., 2013).

Entre las tres muestras, aunque los patrones multielementales son bastante similares entre sí, existe una diferencia en el grado de enriquecimiento en Pb y Sr, esto es, el contenido de ambos elementos es sustancialmente mayor en el mica-esquisto con granate inalterado (muestra AC22-32^a, Figura 28A), mientras que su contenido decrece en las muestras pertenecientes al residuo de este mica-esquisto, específicamente al acercarse al contacto con la metabasita (muestras AC-01 y AC-03, Figura 28C). Finalmente, existen anomalías complementarias en el contenido de Zr y Hf, donde la muestra AC22-32A exhibe anomalías negativas de ambos elementos, mientras que los residuos de deshidratación del mica-esquisto con granate (AC-01 y AC-03) muestran una anomalía positiva de ambos elementos.

Diagrama multi-elemental de titanitas.

La normalización de los datos de elementos traza de titanitas pertenecientes a esquistos azules (muestras AC21-09 y AC21-17 del Grupo 1) se muestran en la Figura 29. Ambos grupos de titanitas exhiben un patrón de empobrecimiento en LREE y una tendencia hacia el aumento del contenido de HREE. Aunque ambos grupos de titanitas exhiben patrones similares, las titanitas de la muestra AC21-17 son más consistentes que la muestra AC21-09. Las titanitas de la muestra AC21-17 exhiben un enriquecimiento de HREE, en un orden de 1 a 20 unidades logarítmicas respecto al MORB; mientras que las titanitas de la muestra AC21-09 solo exhiben un enriquecimiento a partir del elemento Ho y es menor a las 10 unidades logarítmicas respecto al MORB. Los datos de ET de cada grupo de titanitas están disponibles en la Tabla A9 y A10.

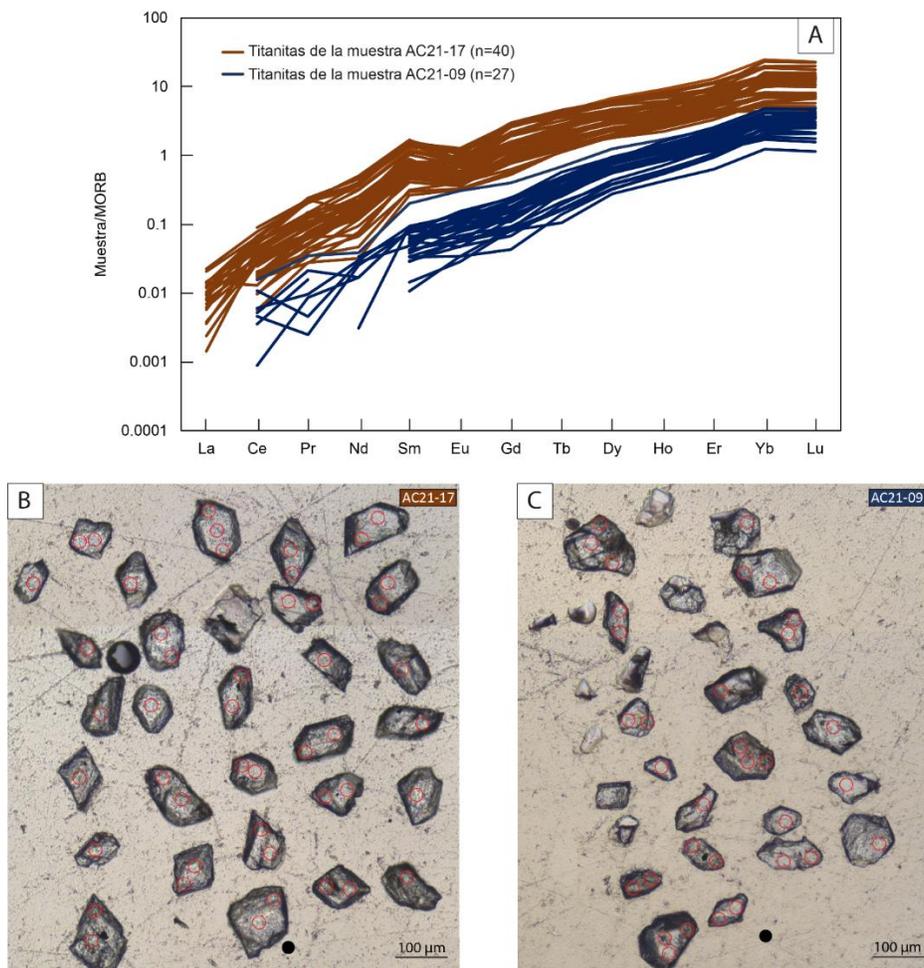


Figura 29 (A) Diagrama multielemental de titanitas provenientes de dos esquistos azules (muestras AC21-17 y AC-09) normalizados contra valores del MORB (Gale et al., 2013). (B) Imagen de catodoluminiscencia de las titanitas provenientes de la

muestra AC21-17, con un lente de 10x. (C) Imagen de catodoluminiscencia de titanitas provenientes de la muestra AC21-09, con un lente de 10x. Los círculos rojos de la imagen B y C representan los spots a los cuales se dio el disparo del LA-ICP-MS.

7.4.2 Origen de los protolitos de las rocas máficas (Grupo 1 y 2)

Se han utilizado dos tipos de diagramas para conocer la naturaleza de la fuente mantélica que dio origen a los protolitos de los esquistos azules y sus rocas asociadas, es decir, el grupo 1 y grupo 2, respectivamente: 1) Diagramas de discriminación tectónica (Figura 30A-D): Estos diagramas son de tipo ternario y utilizan los valores de concentración de elementos mayores (p. ej., Si, Na, K, Ti) y elementos traza móviles e inmóviles durante el metamorfismo (p. ej., Sr, Nb, Sc) con el fin de caracterizar si la roca estudiada tiene afinidad a un ambiente tipo MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalts*), OIB (*Ocean Island Basalts*) o IAB (*Island Arc Basalts*). 2) Diagramas de relaciones elementales (Figura 30E y 30F): Estos diagramas utilizan relaciones entre elementos pertenecientes al grupo HFSE y en menor medida HREE, pues ambos son considerados como elementos conservativos durante el metamorfismo de HP-UHP (Pearce y Peate 1995, John et al., 2004; Taetz et al., 2016), es decir, poseen un carácter inmóvil durante reacciones de deshidratación-metasomatismo que ocurren dentro de la subducción. El objetivo principal de estos primeros diagramas es diferenciar entre una fuente mantélica empobrecida de una fuente mantélica enriquecida.

Diagramas de discriminación tectónica:

A continuación, se presentan cuatro diagramas ternarios propuestos por Vermeesch et. al., (2006), que identifican la afinidad de una roca con un régimen tectónico (MORB, OIB e IAB; Figura 30a, 30B, 30C y 30D) para rocas máficas. De acuerdo con el autor, estos diagramas han sido derivados de un análisis discriminatorio tipo Fisher, en consecuencia, los límites definidos para un MORB, OIB e IAB han sido el resultado de una estadística rigurosa (n=756), otorgando un rango de error menor al 10%.

El 85% de las muestras estudiadas pertenecen al campo MORB, en los diagramas V-Ti-Sc (Figura 30A), Sm-Ti-V (Figura 30B) y Si-Ti-Sr (Figura 30C), los cuales están contruidos en su mayoría por elementos relativamente inmóviles (i.e., Ti, Nb, Sm, Sc y V). Sin embargo, dentro del diagrama Na-Nb-Sr (Figura 30D) solo un 40% de las rocas analizadas exhibe valores característicos del campo MORB. Esta variación en los ambientes tectónicos reportados en el diagrama Na-Nb-Sr (Figura 30D) podría relacionarse al hecho de que los elementos Na y Sr son pertenecientes al grupo

de elementos LILE (Large Ion Litophile Elements) y, por lo tanto, son considerados móviles durante procesos metasomáticos de HP-LT (Harlov et al., 2013), aspecto que se discutirá más adelante. Por lo tanto, los resultados en el diagrama Na-Nb-Sr (Figura 30D) sugieren la existencia de cambios en la concentración (empobrecimientos y enriquecimientos) de Na y Sr durante el metamorfismo HP-LT de las rocas estudiadas del Complejo Acatlán.

Diagramas elementales: Definición del Grupo 1 y Grupo 2 a partir de su contenido en HREE y HFSE:

Al estudiar el origen de una roca subducida (en este caso, MORB) es conveniente utilizar diagramas basados en relaciones de elementos inmóviles (p. ej. HFSE) durante el metamorfismo, pues dichas relaciones pueden distinguir las características heredadas a partir de la interacción de la muestra con un componente mantélico asociado, aportando información acerca de la fuente de las rocas estudiadas. Para ello, se utilizan los diagramas de la Figura 30E y 30F, propuestos por Pearce y Peate (1995), que determinan el grado de enriquecimiento de un MORB.

El diagrama Nb/Yb vs. Zr/Yb (Figura 30E) y el diagrama Nb/Zr vs. Hf/Yb (Figura 30F) dividen a un tipo de MORB empobrecido de un MORB enriquecido, basándose en el promedio N-MORB. Dentro de ambos diagramas, el campo de MORB empobrecido engloba a rocas del Grupo 1; mientras que el campo del MORB enriquecido engloba en su mayoría a rocas del Grupo 2.

A partir de las observaciones anteriores, se optó por dividir a las muestras en dos grupos, como se había mencionado anteriormente en los diagramas multi-elementales de las Figuras 26 y 27. A continuación, se mencionan algunas de las características geoquímicas de cada grupo.

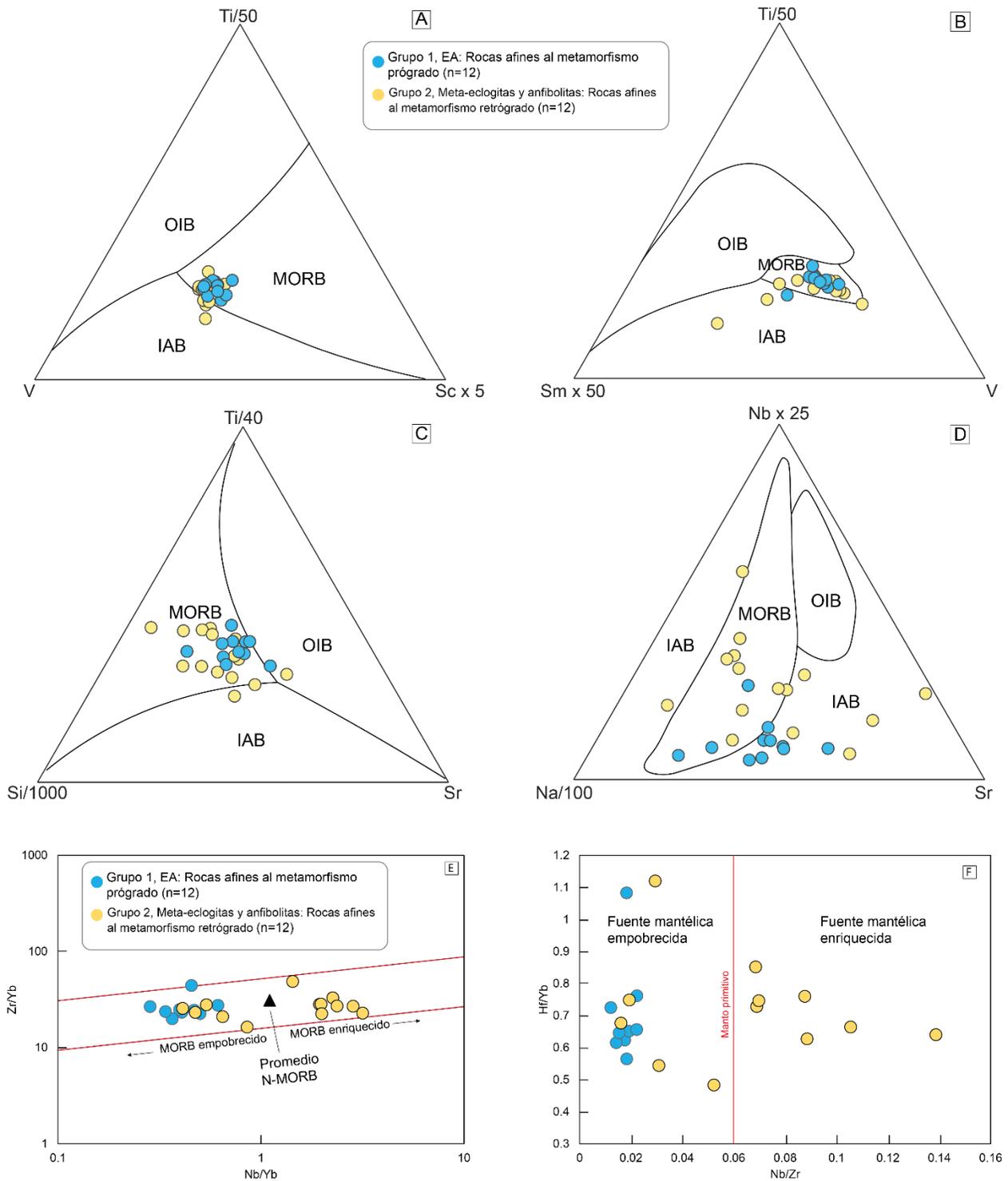


Figura 30 (A, B, C, D) Diagramas ternarios tectono-discriminatorios. Los límites de los campos MORB, OIB e IAB han sido definidos por Vermeesch et al. (2006), obteniendo un grado de error entre el 5% y el 10%. (E) Diagrama Nb/Yb vs Zr/Yb: Ambas relaciones son formadas por elementos inmóviles (HREE (Heavy Rare Earth Elements), HFSE (High field strength elements) durante el metamorfismo de HP-LT y distinguen el grado de enriquecimiento respecto al valor N-MORB. Obtenido de Pearce & Peate, 1995. (F) Diagrama Nb/Zr vs Hf/Yb muestra el grado de

enriquecimiento de una fuente mantélica respecto al valor del manto primitivo. Las alteraciones en las relaciones HFSE pueden ser atribuidas a fraccionamientos ocasionados por la interacción con fluidos o a diferentes grados de fusión parcial. Obtenido de John et al., (2004).

Grupo 1: Rocas afines al metamorfismo prógrado (esquistos azules):

Este campo contiene a todas las muestras caracterizadas como esquistos azules, que de ahora en adelante serán nombrados como Grupo 1. Para la Figura 30E (Nb/Yb vs. Zr/Yb), el Grupo 1 es caracterizado por contener bajas relaciones de Nb/Yb ($R=0.28 - 0.61$), mientras que el contenido de Zr/Yb varía de $R= 19.9 - 44.2$. Para la Figura 30F (Nb/Zr vs. Hf/Yb), los rangos en la relación Hf/Yb del Grupo 1 varían de $0.56 - 1.08$; mientras que los rangos de la relación Nb/Zr están restringidos a $0.01 - 0.02$.

Debido a que el Grupo 1 es conformado en su totalidad por rocas con características del metamorfismo prógrado (EA), además de que muestra bajas relaciones de Nb/Zr y Nb/Yb respecto a valores del MORB y valores del Grupo 2; se plantea que este grupo de rocas representa una aproximación a las composiciones iniciales de los protolitos de las rocas estudiadas, indicando que provienen de una fuente mantélica empobrecida.

Grupo 2: Rocas afines al pico metamórfico y etapas de retrogresión (anfíbolitas y meta-eclogitas):

El Grupo 2 exhibe un enriquecimiento en las relaciones de Hf/Yb ($R=0.48 - 1.1$), de Nb/Zr ($R= 0.01 - 0.13$) y de Nb/Yb ($R=0.41 - 3.17$), comparado con el valor del MORB y de las muestras pertenecientes al Grupo 1.

Dichas muestras, dadas sus características petrográficas (poseen asociaciones minerales que registran la alta presión como el Grt, Cpx, Rt y Zo, así como texturas de desequilibrio como simplectitas y coronas de reacción entre fases de mayor grado rodeadas por fases de menor grado (mostradas en la Figura 22 y Figura 24) son asociadas a etapas de pico metamórfico y retrogresión. Considerando que, las rocas del Grupo 1 poseen las características más afines a la fuente mantélica que dio origen a los protolitos de las rocas estudiadas, se sugiere que, si bien ambos grupos provienen de una fuente tipo MORB; las rocas del Grupo 2 adquieren los enriquecimientos en las relaciones Hf/Yb, Nb/Zr y Nb/Yb durante el pico metamórfico y exhumación metamórfica. Esta sugerencia será retomada durante los apartados de discusión 8.2 y 8.3.

7.4.3 Interacción fluido-roca

Derivado de las observaciones en el diagrama 30D – 30F, se determinó que existe una variación en la concentración tanto de elementos móviles (Na y Sr) y en relaciones de elementos inmóviles (Nb/Yb y Nb/Zr) en rocas del Grupo 1 y Grupo 2. En un principio, estas variaciones geoquímicas hacen inferir que dentro de una misma suite de rocas existen dos tipos de fuentes mantélicas, con distintos grados de enriquecimiento. Sin embargo, John et. al. (2004; 2008), Bebout (2007) y Wang et. al. (2017) proponen que los basaltos y sedimentos del piso oceánico subducidos bajo condiciones de HP-LT se encuentran enriquecidos en los mismos elementos que componen a los fluidos que Ascenden hacia la cuña del manto (Rb, Cs, Na, Sr, Ba, L, Th, U, Pb, LREE). Dichos autores proponen las variaciones elementales presentes en un mismo protolito subducido, pueden ser ocasionadas por uno o más procesos de interacción fluido-roca, ocurridos durante el metamorfismo de HP-LT, en vez de tener distintas fuentes mantélicas en un espacio restringido.

Es por ello, que en este apartado se analizarán distintos diagramas que identifican la existencia de una interacción fluido-roca durante el metamorfismo HP-LT (Figura 31) y se describirán los rangos (R) de valores que abarcan rocas máficas del Grupo 1 y rocas máficas del Grupo 2, en distintas relaciones elementales. Lo anterior se puede estudiar a través de relaciones elementales pertenecientes a los grupos LILE y REE, pues dichos grupos elementales se han considerado móviles durante el metamorfismo de HP-LT y se cree que contribuyen a la creación de heterogeneidades composicionales en la cuña del manto (Bebout 2007). Estos diagramas distinguirán dos tipos de fluidos:

1. Fluidos relacionados a la formación del AOC: Este proceso está relacionado a la alteración de la corteza oceánica (MORB) por su interacción con sedimentos subducidos y el agua marina, por lo que involucra principalmente a la parte superior de la corteza oceánica (Bebout, 2007), durante facies de esquisto verde – facies de esquisto azul. Durante este proceso, la corteza oceánica puede experimentar procesos de hidratación, reflejados en la producción de minerales como clorita, micas blancas, epidotas, lawsonita y anfíboles, como se muestra en la Figura 2 (Bucher y Grapes, 2011) y de los que se han mencionado sus porcentajes de H₂O en su composición dentro del Capítulo 4, Marco Teórico. Estos minerales pueden ser hospedadores de elementos LILE (K, Cs, Ba y Rb) y U (Harlov et al., 2013), provenientes del piso oceánico alterado, principalmente. Por ello, la alteración de la

corteza oceánica se refiere al crecimiento de estas fases minerales durante la subducción de la corteza oceánica, permitiendo el enriquecimiento de estos elementos en el basalto.

2. Metasomatismo HP-LT: Este proceso se ha ligado a la interacción de rocas máficas con fluidos y/o fundidos liberados por la deshidratación o fusión parcial de los sedimentos subducidos. Esta interacción puede ocasionar un aumento en el contenido de LILE, Th y Pb (si se trata de un fluido hidratado, de acuerdo con Ryan et al., 1995; Plank et al., 1993), o bien, puede ocasionar el enriquecimiento en la relación Nb/Zr (esto debido a la interacción con fundidos generados dentro del slab, de acuerdo con Gao et al., 2007; John et al., 2008) o bien, por la existencia de fluidos críticos (Bebout 2007; Gao et al., 2007)). Dado que los sedimentos HP contienen minerales como epidotas, micas blancas y cloritas (Bucher y Grapes, 2011) su deshidratación y/o fusión parcial desencadenan la liberación de elementos como LILE, Th, Pb y REE, principalmente (Xiao et al., 2012) que pueden hospedarse nuevamente en el basalto subducido. Este tipo de alteración producida por residuos de la deshidratación/fusión de los sedimentos subducidos puede ocurrir no solamente durante el metamorfismo prógrado de esquistos azules, si no que también se ha reportado en facies de eclogitas (Wang et al., 2018) o bien, en anfibolitas y eclogitas con texturas de metatexitas (Sawyer, 2008).

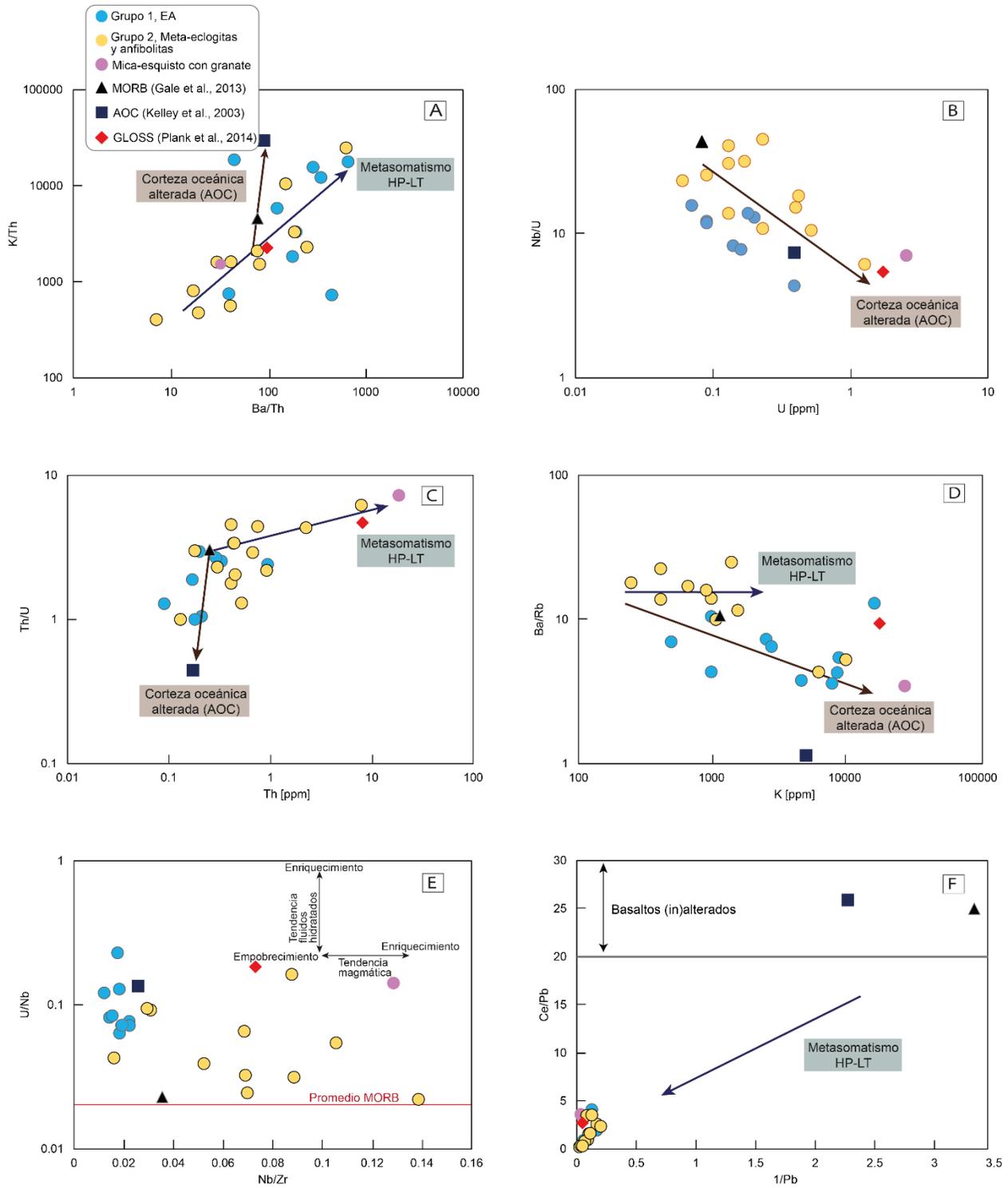


Figura 31 (A, B, C, D, F) Diagramas de relaciones elementales que distinguen entre la interacción con fluidos generados por el metasomatismo HP-LT o por el AOC (Altered Oceanic Crust), basados en Bebout (2007) para el

Grupo 1 y 2. (E) Diagrama de relaciones elementales HFSE que distingue entre un enriquecimiento por fluidos de HP-LT o fundidos magmáticos. Modificado de John et al., (2007). Todas las relaciones elementales planteadas en los diagramas no sufren fraccionamiento durante la fusión parcial (Bebout, 2007). Adicionalmente, se grafican valores comparativos del MORB (Mid Ocean Ridge Basalt de Gale et al., 2013), AOC (Altered Oceanic Crust de Kelley et al., 2003) y GLOSS (Global Subducting Sediment de Plank et al., 2014).

Diagrama Ba/Th vs. K/Th

El diagrama Ba/Th vs. K/Th (Figura 31A) diferencia entre un enriquecimiento por la alteración del piso oceánico o por fluidos derivados del metamorfismo-metasomatismo de HP-LT en rocas de protolito tipo MORB (Bebout, 2007), debido a la diferencia en el contenido de Ba acorde a los procesos antes mencionados (Bebout, 2007). Las rocas del Grupo 1 abarcan intervalos para la relación de Ba/Th = 39–661 y de K/Th = 732–18,718; mientras que las rocas del Grupo 2 abarcan intervalos para la relación de Ba/Th = 7.1–2,677 y de K/Th = 405–106,596, siendo más enriquecidas en ambas relaciones que el Grupo 1. Lo anterior crea una tendencia positiva, que es afín a un enriquecimiento por metasomatismo a condiciones de HP-LT (Figura 31A).

Diagrama U vs. Nb/U

En el diagrama U vs. Nb/U de la Figura 31B existe una tendencia negativa dentro de los datos, enfatizando el enriquecimiento de U dentro de la suite de rocas, relativo al valor del MORB. De acuerdo con John et al., (2004), este diagrama muestra los efectos de la interacción de las rocas subducidas con basaltos alterados del piso oceánico (AOC), los cuales producen enriquecimientos de U relativos a HFSE, REE, Pb y Th (en este caso, se utiliza Nb como este parámetro de carácter inmóvil). Las rocas del Grupo 1 exhiben bajos contenidos de U ($R = 0.07\text{--}0.39$ ppm) y un mayor contenido de Nb (Nb/U varía de 4.35–15.71). Las rocas del Grupo 2 aunque son empobrecidas en U ($R = 0.06\text{--}1.27$), contienen mayor concentración de este elemento que el Grupo 1; al igual que un mayor contenido en la relación Nb/U ($R = 6.14\text{--}45.2$).

Diagrama Th vs Th/U

La relación Th vs. Th/U permite evidenciar la movilidad del Th ligada a fluidos de origen metamórfico en condiciones de HP-LT (John et al., 2004). Además, la relación Th/U es ideal para identificar un proceso de interacción fluido-roca debido a que esta relación elemental no experimenta fraccionamientos durante fusión parcial, por lo que refleja la naturaleza del origen de los fluidos (Bebout, 2007).

Dentro del diagrama 31C existen dos tipos de procesos: (1) Rocas que experimentaron un metasomatismo de HP-LT: Este grupo exhibe una tendencia positiva, cercana a los valores del GLOSS y del mica-esquistos con granate, involucrando principalmente a las rocas del Grupo 2 (meta-eclogitas y anfibolitas, rocas afines al metamorfismo retrógrado). Dicha tendencia denota un incremento de Th ($R = 0.13\text{--}7.8$ ppm) y en la relación Th/U ($R = 1\text{--}6.1$) respecto a valores del MORB y rocas del Grupo 1. (2) Rocas que experimentaron una interacción con el piso oceánico, responsable de la generación del AOC: Esta segunda interacción coincide mayormente con el Grupo 1 (Esquistos azules, rocas afines al metamorfismo prógrado), ocasionando un empobrecimiento de Th ($R = 0.09\text{--}0.9$) y un decremento en la relación Th/U ($R = 1\text{--}3.3$) respecto al MORB.

Diagrama K vs. Ba/Rb

Este diagrama (Figura 31D) relaciona las concentraciones de los elementos tipo LILE y sus enriquecimientos durante un proceso metasomático en condiciones de HP-LT o bien, debido a la interacción con la corteza oceánica alterada. Para ambos grupos de rocas, encontramos una tendencia negativa, denotado en el incremento de K ($R = 249\text{--}16,762$ ppm) y el decremento de la relación Ba/Rb ($R = 3.6\text{--}25$) en ambos grupos. La interacción con el piso oceánico que genera a la corteza oceánica alterada (AOC) es conformada mayormente por rocas del Grupo 1 (valores de K = $498 - 16,762$ ppm y valores de Ba/Rb = $3.6 - 13$). Por otra parte, existe una segunda tendencia horizontal (más atenuada), originada por un metasomatismo de HP-LT, la cual engloba principalmente a rocas del Grupo 2 (valores de K = $249 - 44681$ y valores de Ba/Rb = $4.3 - 25$). Finalmente, el contenido de K y de la relación Ba/Rb es mayor en rocas del Grupo 2 que del Grupo 1, enfatizando que el aporte de K y Ba tiene una mayor probabilidad de provenir de un proceso metasomático, asociado a la interacción con los sedimentos subducidos.

Diagrama Nb/Zr vs. U/Nb

A pesar de que Nb y Zr son dos elementos HFSE que han sido interpretados como inmóviles durante el metamorfismo de HP-LT, diversos autores (Pearce y Peate 1995; John et. al. 2004, 2008) han propuesto que su concentración dentro de la roca metamorfoseada puede variar dependiendo la composición y el estado del fluido con el que interaccione, a los mecanismos de transporte del fluido, al aumento de temperatura y la compatibilidad de este grupo de elementos por almacenarse

en fases residuales (p. ej., anfíbol, granate y, en menor medida, titanitas y zircones; Gao et al., 2007). Es por ello que, el diagrama Nb/Zr vs. U/Nb (Figura 31E), esquematiza no solo la movilización del U en ambientes oxidantes (John et al., 2004), sino que también propone la movilización de elementos que se creían conservativos durante el metamorfismo de HP-LT.

Dicho esto, existen dos tendencias principales dentro del gráfico de la Figura 31E y ambas tendencias exhiben el aumento en las relaciones de Nb/Zr ($R = 0.14 - 0.17$) y U/Nb ($R = 0.02 - 0.2$) respecto a valores del MORB.

La primera tendencia es caracterizada por bajas relaciones de Nb/Zr ($R = 0.01 - 0.1$) y bajas relaciones de U/Nb ($R = 0.07 - 0.22$), englobando por completo a todos los esquistos azules (Grupo 1). De acuerdo con John et al., (2004), esta primera tendencia tiene relación al enriquecimiento por fluidos hidratados, asociado posiblemente a la interacción con el piso oceánico alterado que desencadena la formación del AOC, como es señalado en la Figura 31E.

La segunda tendencia está compuesta por el Grupo 2, lo que genera un incremento en la relación Nb/Zr ($R = 0.05-0.14$) respecto al Grupo 1 y continúa con bajas relaciones de U/Nb ($R = 0.02 - 0.16$).

Diagrama 1/Pb vs. Ce/Pb

El objetivo principal de la relación 1/Pb vs. Ce/Pb es identificar variación en la concentración de Pb, desencadenada por una interacción con fluidos generados por la disolución de metasedimentos durante procesos de exhumación (John et al., 2004).

En la Figura 31F, se excluyeron aquellas muestras que no presentaron concentraciones de Pb detectables durante los análisis de ICP. La mayoría de las rocas del Grupo 1 (un 63% de $n = 11$) no presentaron cantidades detectables de Pb. Las cuatro muestras de esquistos azules del Grupo 1 que presentaron cantidades detectables de Pb, exhiben bajas relaciones de Ce/Pb que varían de 0.8 - 4.1 y relaciones de 1/Pb que varían de 0.05 a 0.16. En cambio, todas las muestras del Grupo 2 exhiben cantidades detectables de Pb, con relaciones bajas de Ce/Pb ($Ce/Pb = 0.2 - 3.55$) comparadas con el promedio MORB. Lo anterior sugiere un enriquecimiento de Pb ($Pb = 5 - 46$ ppm), que afectaría mayormente a aquellas rocas afines a etapas del pico metamórfico y retrogresión (Grupo 2).

8. DISCUSIÓN

8.1 Distribución espacial y evolución petrológica de rocas máficas sometidas al metamorfismo HP–LT en las regiones Las Minas–Ahuatlán.

En la zona de estudio (Figura 12B), las rocas involucradas exhiben un aumento en el grado metamórfico de W a E, apareciendo en la porción más occidental los esquistos azules prógrados (Las Minas), en las partes centrales la transición de estos últimos con meta-eclogitas (Guadalupe–Mimilulco), mientras que en las porciones orientales existen rasgos de migmatización (p. ej., estructuras estromáticas, en parche y venas de segregación del mica-esquisto con granate interactuando con meta-eclogitas y anfibolitas con granate, mostradas en la Figura 14C; 14D y en la Figura 17A; 17B y 17D)) en los sedimentos subducidos, coexistiendo con las meta-eclogitas (Ahuatlán). El contacto entre cada litodema suele ser sub-paralelo, por lo que podría existir una línea evolutiva del metamorfismo en sentido W-E en las regiones Las Minas–Ahuatlán.

Las litologías pertenecientes al metamorfismo prógrado (Grupo 1) corresponden a los esquistos azules, encontrados en las regiones de Las Minas – Guadalupe. A nivel afloramiento, este litodema se presenta en forma masiva, de comportamiento frágil y en contacto concordante con el mica-esquisto con granate, sin formar texturas de fusión parcial. Como se mencionó durante el capítulo de Petrografía, en el que los EA tienen una asociación mineral de $Gln+Ep+Amp+Ttn\pm Rt\pm Grt$ y desarrollan texturas nematoblásticas (conformadas por anfíboles) – lepidoblásticas (conformadas por micas blancas) (Figura 20, Tabla A6).

Por otro lado, las litologías pertenecientes al pico metamórfico corresponden a meta-eclogitas (Grupo 2), con asociaciones minerales conformadas por $Cpx+Grt+Rt+Zo+Amp+Qz$ (Figura 22, Tabla A6). Las meta-eclogitas exhiben una textura porfidobástica (conformada por porfidoblastos y poiquiloblastos de granate y zoisita, Figura 22A) – granoblástica (conformada por clinopiroxenos, Figura 22D), así como texturas en desequilibrio evidenciadas por el desarrollo de simplectitas de Cpx, Qz y Chl que rodean a los granates alterados por coronas de reacción de cloritas y cuarzo (Figura 22B, 22E).

En cuanto a la deformación, los porfidoblastos de granates registran uno o dos eventos sin-tectónicos durante la formación de las meta-eclogitas (Figura 19). La discordancia y evolución de

la foliación interna (Si) de las inclusiones de granate en las Figuras 19A–D respecto a la dirección del bandeamiento de la matriz (i.e., foliación externa, Se), indica que existió una deformación de cizalla en sentido sinistral y dextral, que está ligada a la formación de minerales como granate y actinolita-tremolita, indicando que ambos eventos de deformación tuvieron lugar durante el pico metamórfico y retrogresión metamórfica, observaciones similares a las que hizo Vega-Granillo et al. (2007), en las regiones de Mimilulco. Especialmente, el desarrollo de estructuras de snowball (Figura 19D) y sigmoides en sentido sinistral y dextral en los granates (Figura 19A y Figura 19B), denota un aumento en el comportamiento plástico de estos minerales, que podría ser ocasionado por el aumento de temperatura (o presión de fluido) involucrado durante facies de eclogitas, que, a diferencia de los esquistos azules, la temperatura era menor (Temperaturas entre los 200 y 550°C, Bucher y Grapes, 2011) para formar este tipo de texturas.

Las litologías asociadas a la retrogresión, están compuestas por anfibolitas con asociaciones minerales compuestas por Ca-Amp+Ep+WM+Ttn+Pl±Grt±Cpx con texturas nematoblásticas (conformadas por bandas de anfíboles rodeadas por bandas de epidotas), granoblásticas (bandas equigranulares de plagioclasas) y porfidoblastos de granate (Figura 24, Tabla A6). En conjunto, las litologías del pico metamórfico (meta-eclogitas) y las litologías de retrogresión metamórfica (anfibolitas), conforman al Grupo 2.

8.2 Origen de los protolitos y su evolución geoquímica a partir de una fuente empobrecida hasta su metamorfismo HP–LT

Las metabasitas estudiadas exhiben una probabilidad mayor al 85% de poseer un protolito tipo MORB (Figuras 30A, 30B y 30C), coincidente con la teoría planteada con Ortega-Gutiérrez et al., (2018) donde menciona que las rocas pertenecientes a la Suite Piaxtla que experimentaron un metamorfismo de HP-LT, tienen origen en un ambiente tectónico de rift durante principios del Paleozoico.

No obstante, los diagramas elementales de las Figuras 30E y 30F indican que existe una diferenciación entre los protolitos MORB, dividiéndolos entre un MORB empobrecido (bajas relaciones de Nb/Zr < 0.6 y Nb/Yb < 1) y un MORB enriquecido (altas relaciones de Nb/Zr > 0.6 y Nb/Yb > 1). La totalidad de los esquistos azules (Grupo 1) se agrupan en el campo de un MORB empobrecido; mientras que el Grupo 2 contiene una variedad de rocas caracterizadas como

anfíbolitas y meta-eclogitas, las cuales podrían ser afines a la etapa de retrogresión metamórfica, de acuerdo con sus asociaciones minerales (Grt, Cpx, Rt, Zo) y las texturas en desequilibrio que presentan, como simplectitas y coronas de reacción (Figura 22).

El enriquecimiento de elementos pertenecientes al grupo HFSE y/o HREE depende de la estabilidad de fases minerales como el rutilo, titanita, granate e ilmenita, principalmente (Rollinson, 1993). Específicamente, el rutilo y granate son fases minerales que presentan mayor abundancia en las meta-eclogitas, por lo que, el enriquecimiento de este grupo elemental podría atribuirse a etapas del pico metamórfico

Debido a lo anterior, en vez de suponer que existen distintas fuentes mantélicas para una misma suite de rocas básicas que han experimentado un metamorfismo HP-LT, se propone que existió un proceso de interacción fluido-roca relacionado al pico y post-pico metamórfico, el cual, enriqueció en elementos incompatibles y relativamente inmóviles (HFSE, HREE, Pb) al MORB inicial (Grupo 1) durante la formación de facies de eclogitas-anfíbolitas. Lo anterior permitió que el protolito (MORB empobrecido, Grupo 1) evolucionara hacia un MORB enriquecido (Grupo 2). Finalmente, el Grupo 1 (esquistos azules) representaría las condiciones geoquímicas más parecidas o afines al protolito que dio origen a las rocas estudiadas.

8.3 Geoquímica de los procesos de interacción fluido-roca

Existen dos eventos de interacción fluido-roca que ocasionaron la variación de elementos traza (principalmente LILE, HFSE, LREE y HREE) de las rocas estudiadas. El primero de ellos, corresponde a la alteración por la interacción con la corteza oceánica alterada (Interacción 1) y el segundo de ellos, es la interacción con fluidos generados durante el metasomatismo HP-LT (Interacción 2). A continuación, se describen las implicaciones de cada interacción con las rocas que componen a este estudio:

8.3.1 Interacción 1: Alteración por la interacción con el piso oceánico alterado y generación del AOC

La interacción 1 puede ser observada en los diagramas de las Figuras 31B, 31C, 31D y 31E. Este proceso afecta mayormente al Grupo 1, tal como sucede en el diagrama Th vs. Th/U y K vs. Ba/Rb. Esta interacción es caracterizada por el empobrecimiento en la relación Th/U ($R = 1-3.3$) y Ba/Rb ($R = 3.6-13$) respecto a los valores del MORB. También existe un enriquecimiento de K observado

en el diagrama de K vs. Ba/Rb en la Figura 31D; sin embargo, este enriquecimiento es considerablemente menor que el generado por la Interacción 2 (Metasomatismo HP-LT), por lo que la alteración del piso oceánico (responsable de generar al AOC) es una fuente que no influye significativamente en el aporte de K a las rocas máficas subducidas.

La mayoría de los fluidos liberados durante el metamorfismo prógrado de un basalto subducido bajo facies de esquisto azul, derivan de la parte superior de la corteza oceánica alterada (Harlov et al., 2013). Estos fluidos tienden a ser enriquecidos en elementos LILE (principalmente Rb y Cs) que son liberados preferentemente a $T < 600^{\circ}\text{C}$ (Becker et al., 2000). Por otro lado, también se ha documentado que la movilización de U proveniente desde las etapas de formación del AOC es favorecida por las condiciones de baja temperatura ($T < 600^{\circ}\text{C}$) en el metamorfismo de HP, así como por la existencia de fluidos altamente hidratados que permiten su transporte (John et al., 2004, 2008; Xiao et al., 2012), aunque su enriquecimiento en zonas de subducción suele ser menor comparado con otros elementos más móviles (p. ej. LILE, LREE) (Xiao et al., 2012).

8.3.2 Interacción 2: Metasomatismo de HP-LT por interacción con fluidos–fundidos provenientes de los metasedimentos subducidos.

El metasomatismo de HP-LT durante la transición de facies de esquistos azules a eclogitas y su retrogresión, ha sido ampliamente documentado por ser liderado por fluidos derivados de los sedimentos subducidos (Wang et al., 2017). En este caso, este proceso corresponde a la Interacción 2, la cual se presenta en los diagramas de las Figuras 31A, 31C, 31D y 31F. Esta interacción afecta principalmente al Grupo 2. Los rasgos geoquímicos que derivan de este proceso es un enriquecimiento en las relaciones Ba/Rb ($R = 4.3\text{--}25$ ppm), Nb/Zr ($R = 0.016\text{--}0.13$) y Th/U ($R = 1\text{--}6.2$), así como un aumento en el contenido de Pb ($R = 5\text{--}46$ ppm).

La adición de Pb y Th ha sido considerada como un aporte proveniente de fundidos–fluidos generados a partir de la deshidratación o bajos grados de fusión parcial de los sedimentos (p. ej., mica-esquisto con granate, muestra AC22-32A) durante el pico metamórfico y/o retrogresión metamórfica de HP-LT (Bebout, 2007). De igual forma, los residuos generados por los sedimentos subducidos bajo condiciones de HP-LT han sido caracterizados como la fuente principal de Ba, K y Pb, pues estos elementos son altamente compatibles con micas blancas (p. ej., paragonita, muscovita, fengita) y epidotas, minerales característicos de estos sedimentos (Bebout, 2007; van

der Straaten et al., 2008; Wang et al., 2017). Como se ilustra en la Figura 28D, el contenido de Pb en el mica-esquistos con granate disminuye desde su porción inalterada hasta el contacto de su residuo con la meta-eclogita, indicando un aporte de este elemento hacia la porción máfica.

Es importante recalcar que dentro del diagrama de $1/\text{Pb}$ vs. Ce/Pb , la mayoría de los EA del Grupo 1 (un 63% de $n = 12$) no fueron graficados debido a que no mostraron límites detectables de Pb (< 5 ppm). Además, las evidencias de campo indican que dentro del área de estudio los esquistos azules no interactuaron con fundidos provenientes del metasedimento ni formaron texturas migmatíticas con el mismo, por lo tanto, es poco probable que las rocas del Grupo 1 hayan sido afectadas por la Interacción 2. Por lo tanto, durante el pico metamórfico y retrogresión (facies de eclogitas-anfibolitas con granate, rocas pertenecientes al Grupo 2, reportadas en el área de Guadalupe oriental, Mimilulco y Ahuatlán) ocurrió un evento de fusión parcial en los metasedimentos subducidos (mica-esquistos con granate) que ocasionó no solo las texturas migmatíticas observadas en campo, sino también una variación en la composición de elementos traza del Grupo 2, expresado mayormente en el aumento de Pb.

En la Figura 31E, se puede notar que existe un aumento en la relación de Nb/Zr en el Grupo 2 respecto al Grupo 1 ($R = 0.016\text{--}0.13$). John et al. (2008) indica que esta tendencia es causada por la interacción con fluidos silicatados, lo cual podría ocurrir a $T > 600^\circ\text{C}$ (Hölttä et al., 2017). En la zona de estudio, el mica-esquistos con granate es el litodema que experimentó bajos grados de fusión parcial, como se ha mencionado anteriormente. Sin embargo, el diagrama multi-elemental del mica-esquistos con granate y sus residuos (Figura 28D) indica que no hubo movilización aparente de Nb y Ta; así como que existió un aumento de Zr y Hf desde la porción inalterada (muestra AC22-32A) hasta la porción del residuo (muestras AC-01 y AC-03). Esto indicaría que los bajos grados de fusión parcial del mica-esquistos con granate probablemente no representen la fuente que ocasionó del aumento en las relaciones HFSE (Nb/Zr, Nb/Yb) de las rocas máficas del Grupo 2.

Debido a lo anterior, se propone que los aumentos en las relaciones de Nb/Yb y Nb/Zr en el Grupo 2 son dadas por la estabilización de fases minerales como granate, rutilo y zircón, las cuales se ha discutido que son abundantes durante el pico metamórfico relacionado al Grupo 2.

8.4 Efectos geoquímicos–estructurales de la fusión parcial del mica-esquisto con granate en las meta-eclogitas.

Las relaciones de campo (Figura 17) sugieren que la región de Ahuatlán podría representar las primeras etapas de un proceso de fusión parcial asociado a las rocas de HP-LT del Complejo Acatlán. Es decir, que las meta-eclogitas de la región de Ahuatlán interaccionaron con el residuo derivado de la fusión/deshidratación del mica-esquisto con granate (afín con los valores del GLOSS en el diagrama de la Figura 28D), desarrollando texturas estromáticas y en parche (Figura 17), relacionadas a un proceso de migmatización incipiente (Sawyer, 2008).

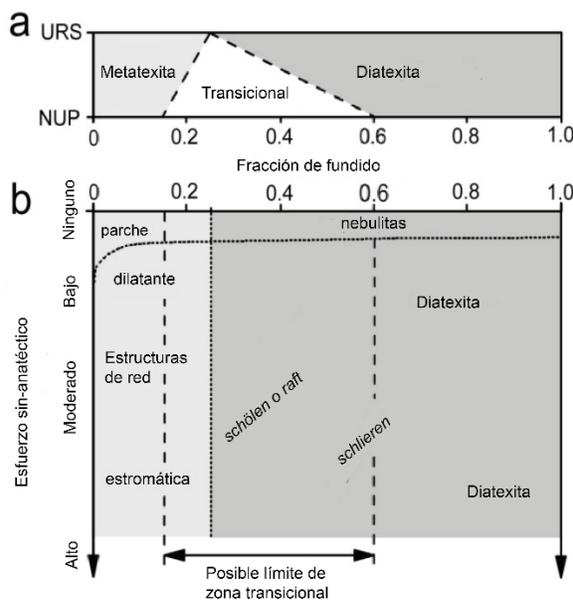


Figura 32 Esquema de clasificación de migmatitas, en función de su textura, fracción de fundido y el esfuerzo sin-anatético relacionado a ambos aspectos. URS se refiere al modelo donde los cristales sólidos son concebidos como esferas rígidas y uniformes. Los límites del modelo URS se muestran como partes sombreadas en grises. NPU se refiere al modelo donde los cristales sólidos no son uniformes en tamaño y forma. Los límites del modelo NPU se muestran como líneas punteadas. Los conceptos de nebulitas, estructuras de red, schölen y schlieren son definidos en la Tabla A1. Tomado y modificado de Sawyer, 2008.

A pesar de que el mica-esquisto con granate desarrolló texturas ocasionadas por fusión parcial en contacto con la meta-eclogita, Sawyer (2008) menciona que estas estructuras están asociadas a metatexitas, con una baja generación de fundidos (entre 0 y 20 wt% de fundido, Figura 32). Sin embargo, estos bajos grados de fusión parcial en el mica-esquisto con granate pudieron haber ocasionado una deshidratación crítica en esta roca, que además de ocasionar las estructuras de migmatización observadas en campo, tuvieron efecto en los siguientes aspectos:

- El mica-esquisto con granate (muestra AC22-32A, Figura 28A) comparado con sus residuos generados por deshidratación-fusión parcial (muestras AC-01 y AC-03, Figura 28C) presentan un decremento en el contenido de epidota, una fase mineral hidratada que

contiene cantidades importantes de Pb y Sr (Wang et al., 2017).

- En el diagrama multi-elemental de la Figura 28D, se puede observar una disminución sustancial de Pb y Sr partiendo desde el mica-esquistos con granate inalterado (muestra AC22-32A) hasta sus residuos sólidos (muestras AC-01 y AC-03).

Los aspectos anteriores tienen concordancia con el hecho de que los elementos traza pertenecientes a las muestras del residuo del mica-esquistos con granate (muestras AC-01 y AC-03) se mantienen bastante similares a su fuente inalterada (muestra AC22-32A) y al GLOSS, pues ya que el grado de fusión parcial fue bajo. Por lo tanto, aunque en la región de Mimilulco–Ahuatlán existen indicios de procesos de fusión parcial en los mica-esquistos con granate, la generación de fundido fue mínima (entre 0 y 20 wt% de fundido, Figura 32), lo que permitió únicamente la movilización de Pb y Sr a partir de la descomposición de epidota y posiblemente, paragonita (Xiao et al., 2012) bajo un proceso de deshidratación crítica durante las etapas de retrogresión/post–pico metamórfico.

Este evento incipiente de fusión parcial hablaría de un aumento en la temperatura (temperaturas entre los 550°C y 625°, de acuerdo con Sawyer et al., 2008) y altos esfuerzos sin-anatéticos que actuaron durante las etapas de retrogresión/post–pico metamórfico. Lo anterior podría estar relacionado al comportamiento plástico de fases minerales de alta presión (granates sin-tectónicos, de la Figura 19A, 19B, 19C y 19D) y fases minerales de retrogresión (principalmente actinolitas-tremolitas, Figura 19E) que exhiben el desarrollo de estructuras de deformación en porfidoblastos en sigmas izquierdos y derechos, dentro de meta-eclogitas y anfibolitas con granate.

8.5 Balance de masas

Derivado de la discusión acerca de la existencia de dos tipos de interacción fluido-roca que imperan sobre las metabasitas estudiadas, surge la necesidad de analizar la evolución de los fluidos que interaccionaron con las rocas estudiadas, tanto durante el metamorfismo prógrado (Grupo 1) y su pico metamórfico-exhumación metamórfica (Grupo 2). Es por ello, que en este apartado de la discusión se muestra un balance de masas calculado en ciertas rocas que representan estas etapas.

El cálculo de balance de masas es un método que logra aproximar las variaciones en masa de especies elementales durante procesos metasomáticos (Ague, 2003). De esta forma, el balance de masas representa la comparación de composiciones químicas entre una roca inalterada y sus productos durante procesos de interacción fluido-roca (Ague, 2003).

Con base en las evidencias acerca de la existencia de procesos de interacción fluido-roca en los esquistos azules y sus rocas asociadas en el Complejo Acatlán (Capítulo de Geoquímica, interacción fluido-roca), en donde dicho proceso puede llegar a controlar reacciones mineralógicas que lideran la transición de facies de menor grado metamórfico hacia facies de mayor grado metamórfico, se ha realizado un balance de masas que cuantifica la transferencia de elementos químicos durante el metamorfismo de las muestras extraídas de la zona de estudio.

8.5.1 Metodología para el cálculo de balance de masas:

Caracterización del protolito

De acuerdo con los diagramas tectono-discriminatorios en las Figuras 30A, 30B y 30C, el protolito de las rocas estudiadas corresponde a un MORB (dado que, un 85% de las muestras recae en este campo, como se mostró en el Capítulo de Geoquímica, Origen de los protolitos). En un balance de masas, las rocas involucradas deben compartir un mismo origen o bien, someterse a un mismo proceso geológico (Ague, 2003), por lo que, las rocas estudiadas cumplen ambos aspectos.

Elección de muestras

El proceso de elección de las muestras que participan en este análisis se basó en las observaciones petrológicas y de campo, con el objetivo de escoger:

- (1) Dos esquistos azules que registran el metamorfismo prógrado, uno de menor grado metamórfico (muestra AC21-17) y otro de mayor grado metamórfico (muestra AC21-29).
- (2) Una muestra que posea características del pico metamórfico de la zona de estudio, correspondiente a una meta-eclogita (muestra AC22-44). Esta meta-eclogita no presenta residuos generados a partir del mica-esquisto con granate.
- (3) Una muestra con evidencias de las etapas post-pico metamórfico y/o de exhumación (muestra AC22-47(B)) que corresponde a una meta-eclogita que interacciona con los residuos provenientes de la deshidratación del mica-esquisto con granate, en la región de Ahuatlán.

Adicionalmente, se eligió una primera comparación entre los valores del MORB (Gale et al., 2013) y el primer esquisto azul (muestra AC21-17), con el objetivo de estimar las variaciones de

transferencia de masa desde el protolito hacia las facies de esquistos azules. La ubicación de las muestras que participan en el balance de masas se encuentra en la Figura 12B.

Muestras con concentraciones elementales no detectables

Debido a que algunas de las muestras que participan en el cálculo de balance de masas no exhiben concentraciones detectables de ciertos elementos (Tabla 1), se optó por considerar una concentración representativa, esto es, los valores del MORB de Gale et al. (2013) para evitar operaciones indefinidas en el cálculo de balance de masas. Todos los valores modificados son menores al límite detectable del ICP de ActLabs, lo que garantiza que no afectarán el análisis comparativo del balance de masas. Además, dado que el protolito de las muestras estudiadas corresponde a un MORB, los valores modificados representarían la afinidad a las concentraciones originales de aquellas muestras.

Tabla 1 Valores de concentración modificados en las muestras del balance de masas. La columna “valor registrado por el ICP [ppm]” representa la concentración del elemento registrada por los análisis ICP de la Tabla A7. La columna “valor modificado” corresponde a la concentración del MORB de Gale et al., 2013, valor el cual participa en el cálculo de balance de masas.

Muestra	Elemento	Valor registrado por el ICP [ppm]	Valor modificado [ppm] (MORB de Gale et al., 2013).
AC21-17	Pb	< 5	0.51
AC22-29	Pb	<5	0.51
AC22-44	Cs	<0.1	0.02

Elección del parámetro inmóvil

Para el cálculo de los balances de masas se utilizó al Zr como marco de referencia, pues a través de distintos estudios (Ague, 2003; John et al., 2008; Taetz et al., 2016) se ha demostrado que mantiene un grado aceptable de inmovilidad durante el metamorfismo de HP-LT.

Cálculo de parámetros r , r_{inv} y τ .

La definición del cálculo de los parámetros r_i , r_i^{inv} y τ_i es propuesta por Ague (2003). A continuación, se explica brevemente el significado y ecuaciones de cada uno de ellos:

El parámetro r es definido por la siguiente expresión (Ecuación 1):

$$r_i = \frac{C_i^0}{C_i'}$$

Donde C_i^0 es la concentración inicial de un elemento, i en una roca inalterada o bien, predecesora al proceso de alteración en cuestión y C_i' es la concentración de este elemento después del proceso de alteración.

El parámetro τ_i cuantifica la transferencia de masa de un elemento a través de un proceso de alteración, comparándolo con el parámetro r_j de un elemento inmóvil j . El parámetro τ_i es utilizado para crear los diagramas de las Figuras 33, 34, 35 y 36. La expresión que define a este parámetro es dada por la Ecuación 2:

$$\tau_i = [r_j * r_i^{inv}] - 1$$

Al multiplicar τ_i por 100, se obtendrá el porcentaje de transferencia de masa del elemento i , que corresponde al porcentaje de masa transferida [%m].

El parámetro r_{inv} es utilizado para crear los diagramas multi-elementales que exhiben las anomalías compuestas por la comparación de una roca alterada y su equivalente alterado, como se muestra en los diagramas de la Figura 37 (T1-T4). Este parámetro es definido por la siguiente expresión (Ecuación 3):

$$r_i^{inv} = \frac{C_i'}{C_i^0}$$

8.5.2 Primera transición (T1): MORB–muestra AC21-17 (Esquisto azul).

La transición de MORB hacia el primer EA (AC21-17, región de Guadalupe, Figura 33) exhibe un notorio enriquecimiento de elementos LILE, (principalmente de Cs con un 2900 %m, seguidos por Rb (+290 %m), Ba (+140 %m)), U (+97% m) y Sr (+63 %m); con ganancias menos notorias en HREE y Hf (< 25 %m). En cuanto a los elementos empobrecidos, el más notorio de ellos es el Th (-35 %m), seguido por elementos HFSE (Ta, Nb, -40 %m); mientras que los empobrecimientos menos significativos corresponden a LREE (> 0.23 %m).

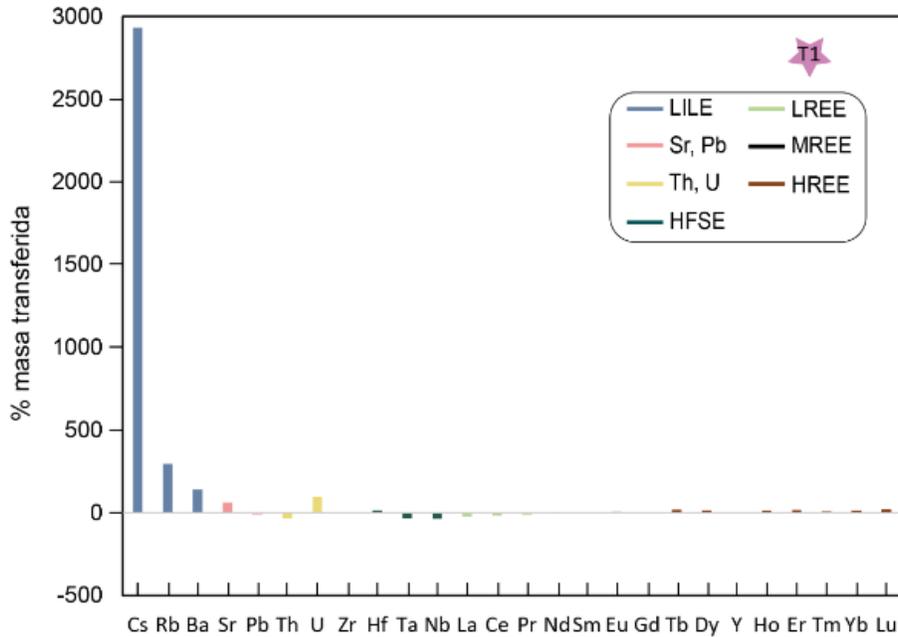


Figura 33 Balance de masas para la transición 1 (MORB–EA muestra AC21-17). En el eje vertical se grafica el porcentaje de masa transferida [%m] obtenido a partir de la ecuación 2. Cada grupo elemental se divide en colores, mostrados en la parte superior derecha. La ubicación de esta transición se encuentra en la figura 37.

8.5.3 Segunda transición (T2): Esquisto azul (muestra AC21-17)–Esquisto azul (muestra AC21-29).

La segunda transición (Figura 34) marca la continuación del metamorfismo prógrado, entre un EA de menor grado metamórfico (AC21-17) hacia otro EA de mayor grado metamórfico (AC22-29). En esta transición, ocurre el enriquecimiento en LILE (Cs (+320 %m), Rb (+290% m), Ba (+160 %m)), Th (68 %m), Pb (+50 %m), Sr (+7 %m), U (+17 %m) y REE con enriquecimientos entre R = 9% m – 30% m (excepto por Ce que se mantiene inmóvil). Los empobrecimientos registrados pertenecen al grupo HFSE (Nb, Ta y Hf) con valores menores al –48% m.

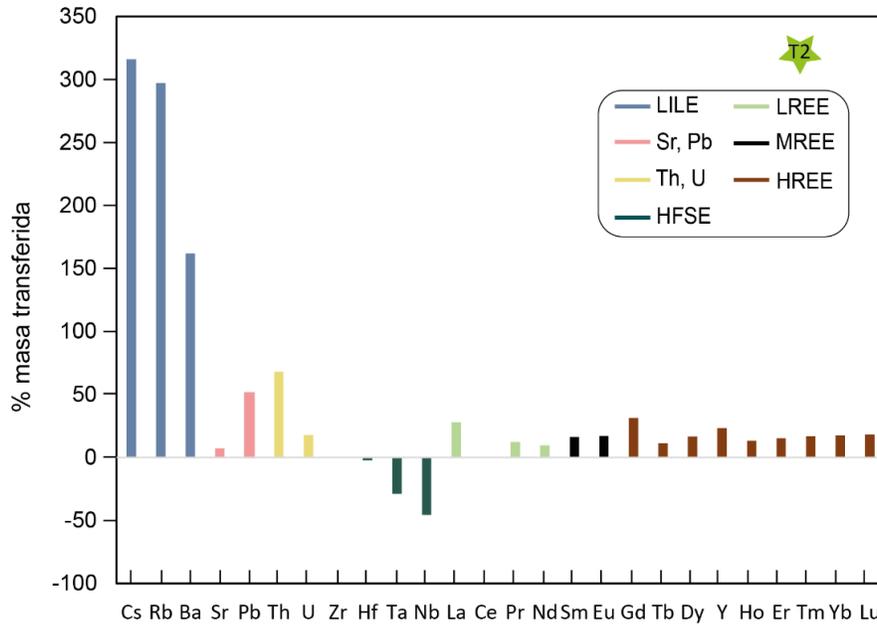


Figura 34 Balance de masas para la transición 2 (EA muestra AC21-17–EA muestra AC21 -29). En el eje vertical se grafica el porcentaje de masa transferida [%m] obtenido a partir de la ecuación 2. Cada grupo elemental se divide en colores, mostrados en la parte superior derecha. La ubicación de esta transición se encuentra en la figura 37.

8.5.4. Tercera transición (T3): Esquisto azul (muestra AC22-29)–meta-eclogita (muestra AC22-44)

La transición de facies de EA a meta-eclogita (Figura 35) está marcada por un enriquecimiento de casi todos los grupos elementales, empezando por: Pb (+400 %m) y Sr (+110 %m); HFSE (R= 9% m – 330% m); Th (+240 %m) y U (+8 %m); LREE (R = 17% m – 50 %m); HREE (R = 19% m – 45% m) y MREE (R = 11% m – 16 %m). Las pérdidas corresponden a los elementos LILE, alcanzando hasta un -100% m para Cs, seguido por Rb (-90% m) y Ba (-70% m).

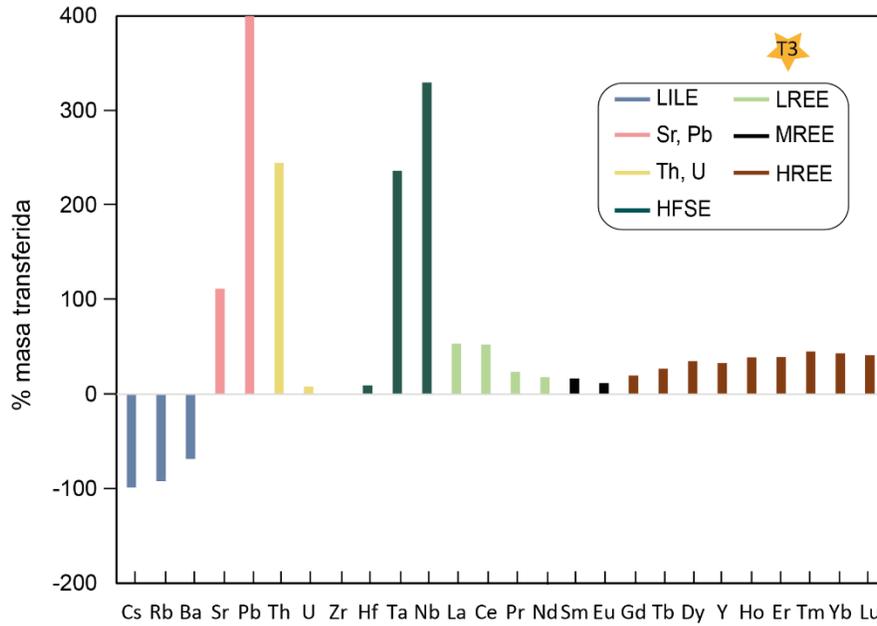


Figura 35 Balance de masas para la transición 3 (EA muestra AC21 -29–Meta-eclogita muestra AC22-44). En el eje vertical se grafica el porcentaje de masa transferida [%m] obtenido a partir de la ecuación 2. Cada grupo elemental se divide en colores, mostrados en la parte superior derecha. La ubicación de esta transición se encuentra en la figura 37.

8.5.5 Cuarta transición: Meta-eclogita (muestra AC22-44)–Meta-eclogita con interacción con el mica-esquisto con granate (muestra AC22-47(B))

Durante esta transición ocurren los enriquecimientos en LILE ($R = 146\%m - 2650\%m$); HFSE (Ta (+ 66% m) y Nb (+70 % m)); Th (+ 30% m) y U (+0.36 % m) y ($R = 6 \%m - 35 \%m$). Por otra parte, las pérdidas corresponden a elementos del grupo MREE ($R = 4 \%m - 6 \%m$) y HREE ($R= 21\%m - 29\%m$), en Hf (- 5% m) y nuevamente correlaciona el decremento de Sr (-30 % m) y Pb (-82 % m).

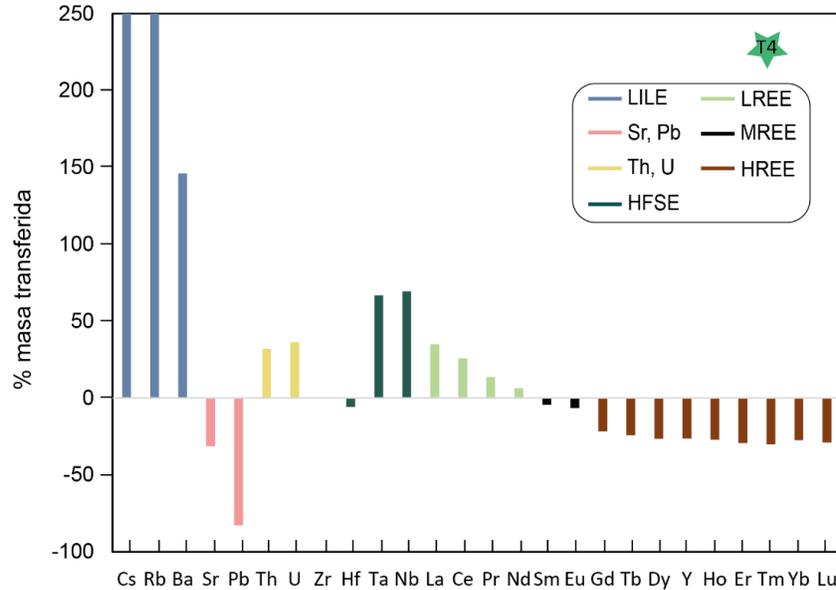
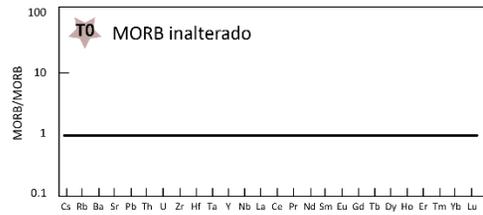


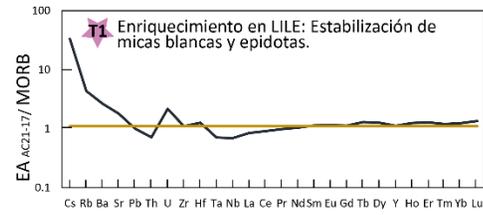
Figura 36 Balance de masas para la transición 4 (Metaeclogita AC22-44 – Metaeclogita AC2247A). En el eje vertical se grafica el porcentaje de masa transferida [%m] obtenido a partir de la ecuación 2. Cada grupo elemental se divide en colores, mostrados en la parte superior derecha. La ubicación de esta transición se encuentra en la figura 37.

8.6 Modelo de subducción y evolución geoquímica de los esquistos azules y meta-eclogitas en la región de Las Minas – Ahuatlán

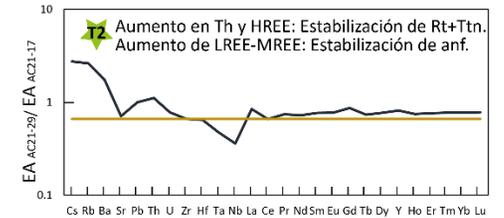
Con base en los cuatro balances de masa realizados en las cuatro transiciones (T1-T4, Figuras 33, 34, 35 y 36), se realizó un modelo que ilustra la ubicación de las muestras que participan en cada una de las transiciones dentro de una zona de subducción (Figura 37) bajo un metamorfismo de HP-LT. La Figura 37A representa un modelo de subducción actual propuesto por Palin et al., (2016). Este modelo ejemplifica como operan las zonas de subducción desde el Neoproterozoico (que es la Era donde comienza la subducción moderna y la aparición de los esquistos azules en la Tierra, de acuerdo con Brown et al., 2006; Palin et al., 2016 y Holder et al., 2019) hasta la actualidad. Dentro de este modelo, se puede apreciar la interacción entre la placa oceánica subducida, compuesta por la porción máfica-ultramáfica de litósfera oceánica, seguida por la corteza oceánica alterada y su subducción hacia una litósfera continental. Dentro del canal de subducción se ilustra la interacción de la porción ultramáfica (i.e., peridotitas), seguida por la corteza oceánica metamorfoseada en facies de EA–Eclogitas, los sedimentos subducidos y, finalmente, la interfaz slab-cuña del manto. Dentro del canal de subducción, se encuentra la ubicación P-T propuesta para las muestras correspondientes a la transición 1 (T1), transición 2 (T2), transición 3 (T3) y transición 4 (T4).



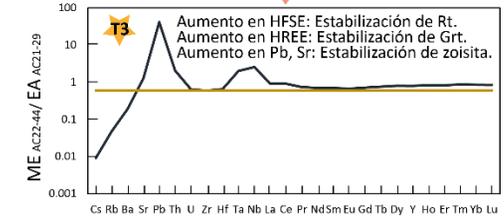
Interacción con AOC



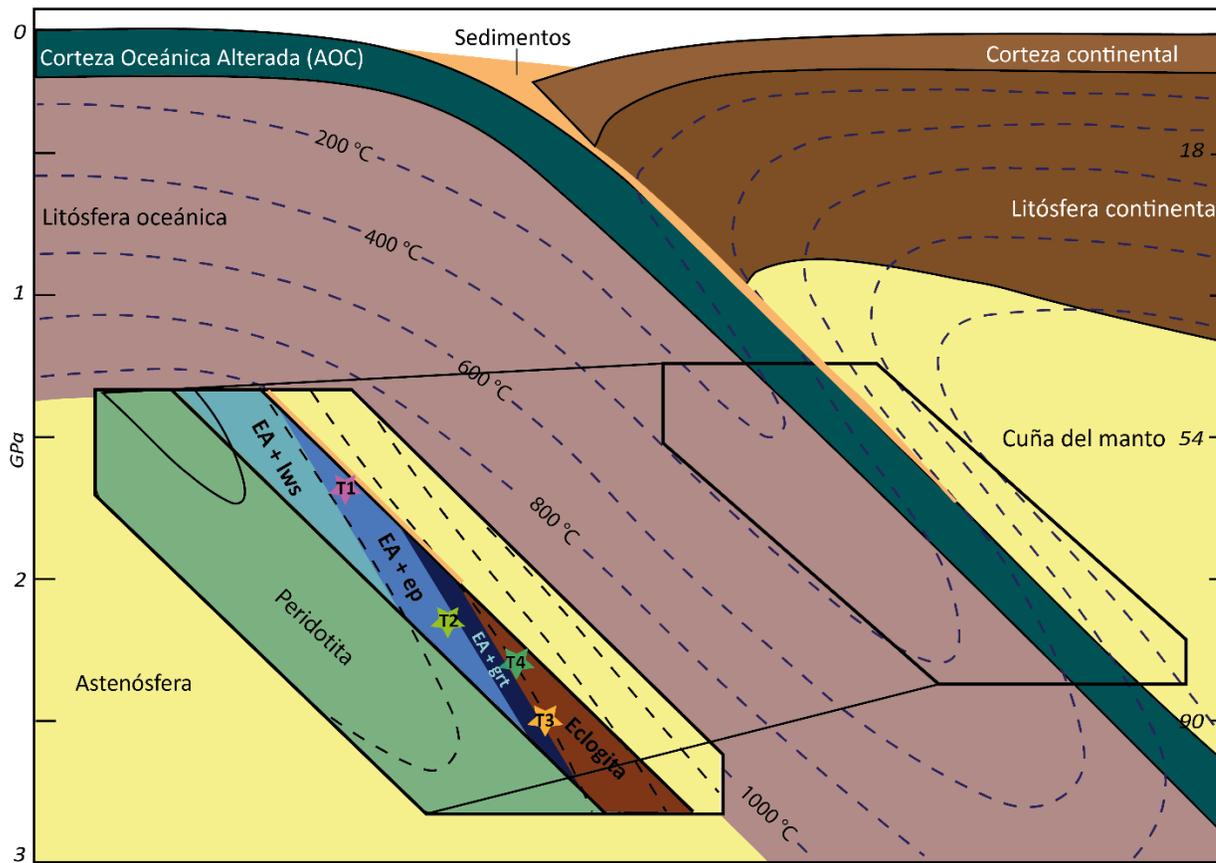
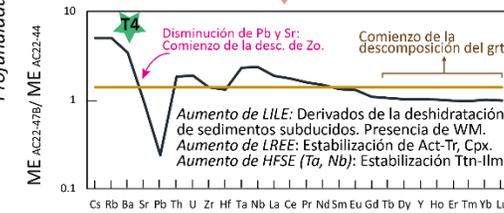
Interacción con AOC



Interacción con fundidos de los sedimentos subducidos



Interacción con fundidos de los sedimentos subducidos



Evolución de los grupos elementales durante la T1 a la T4 en función de $\tau(i)$

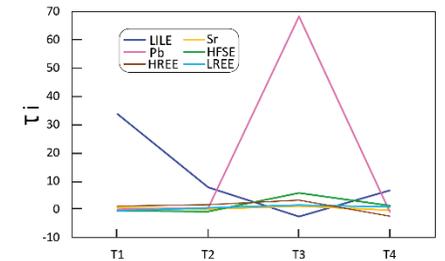


Figura 37 (A) Modelo de subducción para las rocas estudiadas, acompañado de la ubicación de las transiciones del balance de masas, denotadas como (T1-T4), (Modificado de Palin et al., 2016). (T0-T4): Balance de masas (Metodología de Ague, 2003), que denota la transición de un MORB (Gale et al., 2013) subducido hasta facies de esquisto azul-eclogitas. El parámetro inmóvil o de referencia corresponde a la concentración de Zr. (B) Evolución de los principales grupos elementales durante las cuatro transiciones (T1-T4), en función de τ (i). Abreviaciones: ME para meta-eclogita y EA para Esquisto Azul.

8.6.1 Anomalías de Pb y Sr asociadas con la evolución metamórfica de epidota

La concentración de Pb y Sr es controlada mayormente por el grupo de las epidotas, especialmente zoisita y clinozoisita (Brunsmann et al., 2001; Bebout et al., 2007; van der Straaten et al., 2008). Sin embargo, Bebout et al., (2007) reporta que las micas blancas y la paragonita pueden hospedar Sr durante la desestabilización de lawsonita y la estabilización de esquistos azules con epidota (aunque en menor cantidad que el grupo de las epidotas); mientras que Xiao et al., 2012 reporta que la paragonita puede albergar cantidades importantes de Sr y Pb.

Tanto los minerales mencionados del grupo de las epidotas y las micas blancas son fases comunes dentro de las muestras del mica–esquisto con granate (Figura 23), los esquistos azules (Figura 20) y las meta-eclogitas (Figura 22), abriendo la posibilidad de que estos litodemas pudieran almacenar el Pb y Sr observado en la 34 y 35. Es por ello que resulta útil asociar la movilidad de Pb y Sr a tres etapas de la trayectoria metamórfica de las rocas estudiadas en el balance de masas.

Enriquecimiento de Sr y Pb durante el metamorfismo prógrado (T1 – T2)

Durante la T1 (Figura 33) se reporta un aumento en el contenido de Sr (+63 %m, porcentaje de masa transferica) de la muestra del esquisto azul AC21-17; mientras que en la T2 (Figura 34) se presenta el enriquecimiento de Sr (+7 %m) y Pb (+50 %m) en la muestra del esquisto azul AC21-29. Bebout et al., (2007) explica que la lawsonita presente en sedimentos de HP-LT (durante facies de esquisto azul con lawsonita) puede contener importantes cantidades de Sr (entre 10^3 y 10^4 ppm, Bebout et al., 2007). La descomposición de la lawsonita en sedimentos de HP-LT durante la formación de esquistos azules con epidota desencadenaría la liberación de Sr hacia las rocas circundantes, que en este caso, son los esquistos azules de la T1 y T2.

El Sr liberado por la descomposición de la lawsonita podría almacenarse en las epidotas (Brunsmann et al., 2001) presentes en la mineralogía los esquistos azules de la T1 y T2 (Tabla A6). Adicionalmente, Xiao et al., (2012) menciona que el Pb y el Sr podrían ser almacenados de manera secundaria por micas blancas de los esquistos azules, como la paragonita.

A pesar de que la lawsonita no es una fase mineral detectada en el mica-esquisto con granate, los remanentes de esta fase mineral podrían ser la asociación de epidota + mica blanca + Na-plagioclasa (Bucher y Grapes, 2011; Tsujimori y Ernst, 2014; Hernández-Uribe et al., 2019a) reportados en este litodema (Tabla A6).

No obstante, la cantidad de Sr liberada durante las etapas prógradas del metamorfismo ha sido reportada como mínima, debido a que este elemento tiende a enriquecerse o transportarse preferentemente a temperaturas mayores a los 600 °C (Becker et al., 2000).

Enriquecimiento de Pb y Sr durante el pico metamórfico (T3)

El mayor incremento en %m (porcentaje de masa transferida) fue reportado en el Pb (+400 %m, Figura 35), el cual tiene un comportamiento similar con el Sr (+110 %m en la Figura 35) durante la T3 (Figura 37-T3), referida al pico metamórfico. Este primer enriquecimiento podría ser atribuido a un evento de deshidratación y/o bajos grados de fusión parcial (como se discutió en el apartado de discusión “*Efectos geoquímicos–estructurales de la fusión parcial en mica-esquisto con granate en las metaeclogitas*”) en el mica-esquisto con granate (muestra AC22-32(A)), fluidos los cuales interaccionarían con las meta-eclogitas (T3 y T4). Dada la anterior interacción, se podrían liberar importantes cantidades de Pb y, de manera secundaria, de Sr (Figura 35), principalmente a través de la deshidratación del grupo de las epidotas (Bebout et al., 2007) y de manera secundaria, por la desestabilización de la paragonita (Bebout et al., 2007; Xiao et al., 2007), ambos minerales encontrados dentro del mica-esquisto con granate (Tabla A6), que migrarían hacia las meta-eclogitas durante la T3 (como se observa en el afloramiento de la Figura 17A; en la geoquímica del mica-esquisto con granate en la Figura 28D y en el enriquecimiento de Pb en rocas del Grupo 2 de la Figura 31F). Dichos elementos se almacenarían en las zoisitas presentes en las meta-eclogitas (Tabla A6). El anterior hecho puede ser soportado por Brunsmann et al. (2001) y van der Straaten et al. (2008), que mencionan que la zoisita puede almacenar hasta un 70% del Sr y Pb presente en rocas máficas de HP – LT.

Brunsmann et al. (2001) sugiere que las zoisitas con texturas de segregación, hábitos alargados y orientadas aleatoriamente en rocas máficas de HP-LT son causadas por una sobresaturación de fluidos, durante un proceso de interacción fluido-roca. Collet et al., (2017) menciona que el aumento de H₂O en meta-eclogitas (entre 1.5 y 4 %mol) promueve la formación de zoisita a

presiones desde 1.2 Gpa hasta 2.2 Gpa, condiciones similares a las reportadas por Hernández-Uribe et al. (2019a) para la zoisita. Por ello, se sugiere que los cristales de zoisita reportados en las meta-eclogitas de las muestras AC22-44 y AC22-47(B) (Figura 22H), así como el enriquecimiento de Pb y Sr en la transición T3 (Figura 35), se deben a la interacción de las meta-eclogitas con fluidos provenientes de la deshidratación y/o bajos grados de fusión parcial del mica-esquisto con granate (muestra AC22-32(A)), durante el pico metamórfico.

Empobrecimiento de Pb y Sr durante las etapas post-pico metamórfico:

Durante la T4 (Figura 36 y 37-T4) comienza la retrogresión metamórfica de las rocas estudiadas, lo que podría desencadenar que la zoisita comience a descomponerse dentro de las meta-eclogitas, aproximadamente a temperaturas entre los 600 y 650 °C (Collet et al., 2017). Es por ello, que el empobrecimiento de Pb y Sr reportado durante la T4 puede estar relacionado a la descomposición de la zoisita durante etapas de retrogresión, la cual implicaría la liberación parcial de Pb y Sr.

En resumen, la transferencia de Pb y Sr hacia las metabasitas sería controlado por la interacción de fluidos derivados de la deshidratación del mica-esquisto con granate (referente a los sedimentos subducidos). Ambos elementos se almacenan principalmente dentro de la lawsonita (durante facies de esquisto azul con lawsonita, de acuerdo con Bebout et al., 2007) y epidotas (durante facies de esquisto azul con epidota y facies de eclogita, de acuerdo con Bebout et al., 2007; Xiao et al., 2012) en los mica-esquistos con granate. Dentro de las metabasitas, el Pb y Sr se hospedarían principalmente en minerales del grupo de las epidotas (Brunsmann et al., 2001; van der Straaten et al., 2008; Wang et al., 2017).

8.6.2 Anomalías de LILE asociadas con la evolución metamórfica de micas blancas

El enriquecimiento de elementos LILE es observado durante dos etapas: (1) la primera de ellas, corresponde a etapas prógradas del metamorfismo de los EA en la T1 (Figura 33 y Figura 37-T1) y en la T2 (Figura 34 y Figura 37-T2) con un enriquecimiento principal en Cs, Ba y Rb. Este incremento en LILE podría atribuirse a la estabilización de micas blancas (van der Straaten et al., 2008), las cuales fueron reportadas en el capítulo de Petrografía, formando texturas lepidoblásticas que siguen la foliación general NE-SW en las muestras involucradas.

Los resultados obtenidos en el diagrama de K vs Ba/Rb (elementos compatibles con micas blancas de acuerdo con Rollinson 1993, Figura 31D) sugieren que una fracción del enriquecimiento en LILE se debe a la interacción con fluidos metasomáticos provenientes del piso oceánico alterado, que dan paso a la formación de la corteza oceánica alterada (AOC). Además, el enriquecimiento en Cs, Ba y Rb ha sido interpretado por Ryan et al. (1995) y Becker et al., (2000) como el resultado de la interacción de las rocas subducidas con fluidos hidratados provenientes del piso oceánico alterado, que dan origen a la alteración de la corteza oceánica, donde estos elementos comienzan a liberarse a temperaturas menores a los 600 °C, atribuido a la etapa prógrada del metamorfismo de HP-LT.

La segunda etapa de enriquecimiento de LILE corresponde a las etapas de exhumación (T4, Figura 36 y Figura 37-T4). Este segundo pulso de incremento en LILE es considerablemente menor que el observado durante las T1 (Figura 33) y T2 (Figura 34). La fuente de este enriquecimiento está relacionada a la interacción con los residuos de la deshidratación del mica-esquistos con granate (anteriormente mencionados en el apartado de discusión 8.4 *Efectos geoquímicos–estructurales de la fusión parcial del mica-esquistos con granate en las meta-eclogitas*). La deshidratación y/o bajos grados de fusión parcial del mica-esquistos con granate podría liberar elementos LILE hacia la meta-eclogita con la que interactúan durante la T4 y como se muestra en la Figura 28D. Plank et al. (1993) y Ryan et al. (1995), proponen que los fundidos y/o residuos provenientes de los sedimentos subducidos representan una fuente de enriquecimiento en LILE hacia las rocas con las que interactúan, por lo que los residuos derivados de la deshidratación y/o bajos grados de fusión parcial sedimentos subducidos (muestra AC22-32(A), Figura 28A y Figura 28D) podrían controlar el contenido de LILE en las rocas máficas durante las primeras etapas de exhumación.

8.6.3 Anomalías de HFSE asociadas con la evolución metamórfica de rutilo, titanita y zircón

La variación en el contenido de HFSE (excepto de Zr, que fue utilizado como parámetro en el balance de masas) en rocas de HP-LT dependerá principalmente de la estabilización de fases hospedadoras como rutilo, titanita y zircón (Pearce & Peate, 1995; Gao et al., 2007; van der Straaten et al., 2008). Así, se distinguen dos comportamientos principales en los enriquecimientos de las rocas estudiadas: El primero es observado en la etapa prógrada durante la T2 (Figura 34), que involucra a rocas del Grupo 1, esquistos azules. Este evento tiene coincidencia con cristales de rutilo como inclusiones en el glaucófano, cristales individuales de titanitas dentro de la matriz y

bandas de rutilos-titanitas concordantes con la foliación (Figura 20E y 20I) encontradas en los esquistos azules (Grupo 1).

El enriquecimiento más notorio de HFSE ocurre durante la T3 (Figura 35), que es considerada la representación del pico metamórfico (ver ubicación de la T4 en la Figura 37A) y de manera secundaria, en la T4 (Figura 36). Dentro de la petrografía se observó que las muestras AC22-44 (meta-eclogita) y AC22-47(B) (meta-eclogita en interacción con residuos provenientes del mica-esquisto) contienen porfidoblastos de granates, bandas de titanitas y rutilos dentro de la matriz, inclusiones de titanitas y rutilos en el granate, así como cristales de titanitas que rodean a los bordes de los granates. (Figura 21).

Gao et al., (2007) explica que el crecimiento de rutilos y la movilización del Nb (HFSE) en eclogitas durante el metamorfismo de HP-LT puede ser debido a la interacción de la roca con fluidos acuosos capaces de movilizar a estos elementos. Esta observación podría estar en concordancia con Bebout (2007), que menciona que los elementos HFSE pueden ser movilizados a través de líquidos supercríticos. Pearce y Peate (1995), sin embargo, mencionan que la movilidad de elementos HFSE es dada por fundidos silicatados (generados a $T > 600$ °C). A pesar de que podrían existir fundidos provenientes de la deshidratación y/o bajos grados de fusión parcial del mica-esquisto con granate, la baja producción de fundidos mostrada en la Figura 32, así como el enriquecimiento de HFSE desde el mica-esquisto inalterado hacia sus residuos (Figura 28D), resulta ser una fuente poco probable para el enriquecimiento de HFSE en las rocas máficas del Grupo 2. En cambio, este enriquecimiento se debe al crecimiento común de rutilos, granates y titanitas durante facies de eclogitas. Aunque bien se ha reportado la existencia de fluidos acuosos (ricos en CO_2 , F^- , Na, Ca, Al, Cl, *etc.* de acuerdo con Gao et al., 2007) capaces de movilizar elementos como Ti, Nb y Ta durante la transición de esquistos azules a eclogitas (Gao et al., 2007), se necesitarían estudios en inclusiones fluidas para conocer la naturaleza del fluido y datos de elementos traza de minerales que albergan HFSE.

Debido a lo anterior, el aumento de HFSE reportado durante la T3 (Figura 35 y 37-T3) y T4 (Figura 36 y 37-T4) es ocasionado por la estabilización de rutilo, granate y titanitas en las meta-eclogitas de la zona de estudio.

8.6.4 Variación del contenido de HREE asociado a granates, titanitas y rutilos.

Por último, la variación en la concentración de HREE puede ser dividida por dos comportamientos: (1) El primero de ellos es marcado por un enriquecimiento de HREE observado en la T2 (Figura 34 y Figura 37-T2). Debido a que en la T2 no hay presencia de granate (ver Petrología), el aumento de estos elementos se atribuiría a la estabilización de rutilo y titanita (van der Straaten et al., 2008), que como se ha mencionado con anterioridad, son fases presentes dentro de los esquistos azules. Además, en la Figura 29A se muestra la evidencia que las titanitas pertenecientes a los esquistos azules (muestras AC21-09 y AC21-17) exhiben patrones de enriquecimiento en HREE, lo que tendría relación con el enriquecimiento de estos elementos en la T2 del balance de masas (Figura 34).

El segundo enriquecimiento de HREE se presenta durante la T3 (Figura 35, Figura 37-T3), el cual es atribuido a la estabilización del granate (Rollinson, 1993), encontrado dentro de las meta-eclogitas durante el pico metamórfico (Figura 22, Tabla A6).

(2) El segundo comportamiento corresponde a la T4 (Figura 36), que como se ha mencionado antes, está asociada a etapas de exhumación, por lo que existen evidencias de la desestabilización del granate y rutilo, expresadas en texturas simplectíticas y coronas de reacción en la Figura 22. El evento de exhumación metamórfica en las meta-eclogitas causaría un empobrecimiento en HREE durante esta última transición T4.

8.7 Migración de fluidos

La migración de fluidos durante el metamorfismo de HP-LT ha sido documentada por distintos autores (John et al., 2008; Plümper et al., 2017; Taetz et al., 2018). En este apartado de discusión, se propone un modelo para la migración de los fluidos (Figura 37) que afectan a las rocas máficas HP-LT del Complejo Acatlán; el cual combina las teorías de estos tres autores, así como las observaciones de campo, petrográficas y geoquímicas, para otorgar una aproximación acerca de los posibles mecanismos de migración de los fluidos que participan durante el metamorfismo HP-LT de las rocas del Complejo Acatlán. No obstante, esta propuesta necesitaría un modelo experimental y numérico para comprobar las condiciones geoquímicas y estructurales que experimentan las rocas de estudio al ser sometidas a dichas interacciones de fluido – roca; por lo

que este apartado de discusión es únicamente una propuesta basada en los resultados expuestos a lo largo de este trabajo.

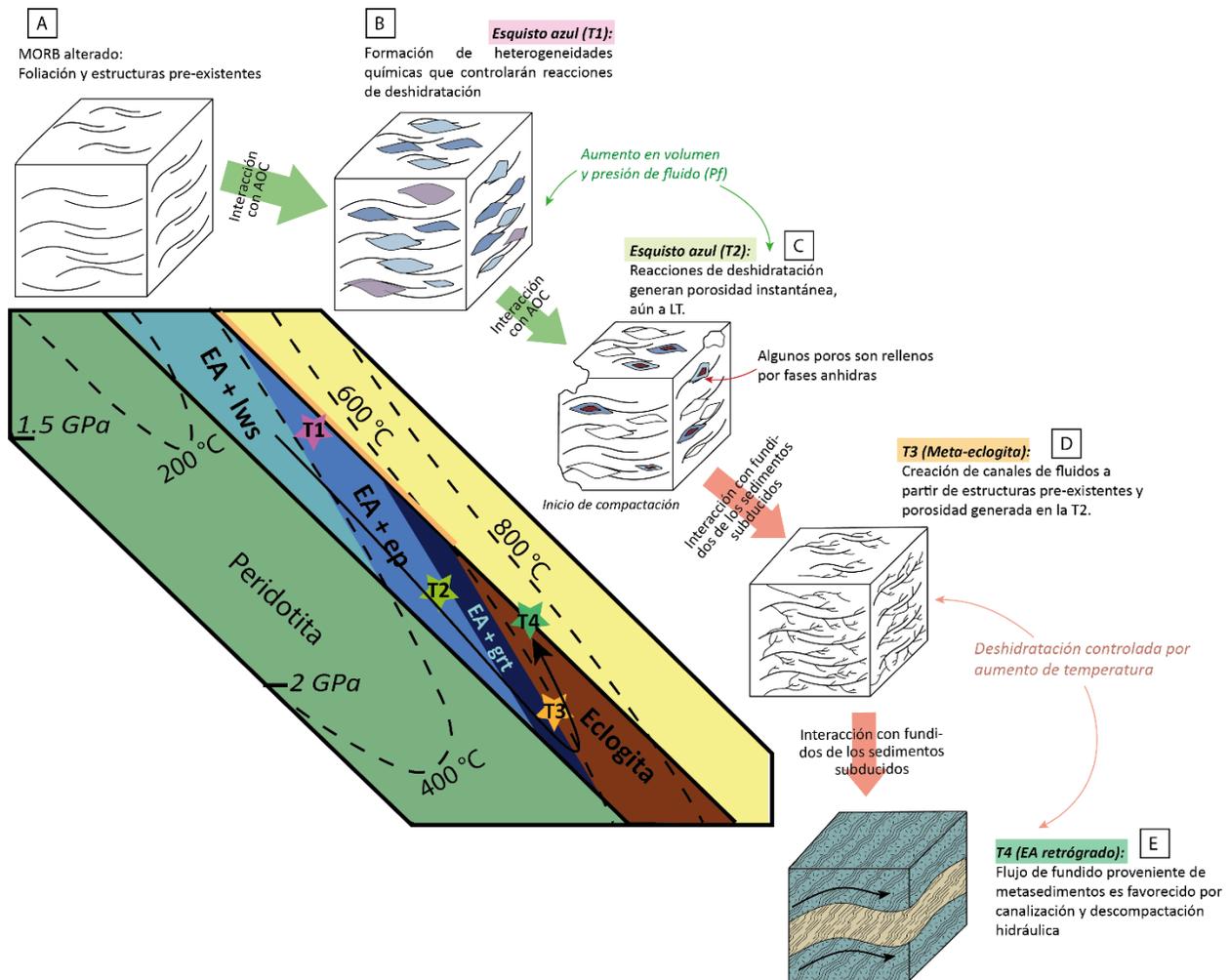


Figura 38 Modelo de migración de fluidos involucrados en las muestras de la T1, T2, T3 y T4, durante facies de esquistos azules a eclogitas. Este modelo ha sido construido a partir de las observaciones petrográficas y estructurales de los litodemas de esquistos azules y metaeclogitas; así como de los mecanismos de flujo de fluidos propuestos por Plümper et al. (2017) y Taetz et al. (2018). Las condiciones P-T para el modelo de slab subducido fueron tomadas de Palin et al., (2016).

8.7.1 Migración de fluidos durante el metamorfismo prógrado (Facies de esquisto azul)

Durante las primeras etapas del inicio de una subducción, se ha reportado que la corteza oceánica cuenta con estructuras preexistentes (p. ej., fallas, fracturas, discontinuidades litológicas, estructuras las cuales pueden estar interconectadas entre sí o alineadas en direcciones preferenciales) y heterogeneidades composicionales (p. ej., variabilidad en el contenido de fluidos y fases minerales más propensas a descomponerse una vez que la roca es sometida al metamorfismo, de acuerdo con Bebout, 2021) tanto en la porción máfica y ultramáfica, así como

en su cubierta sedimentaria (Shillington et al., 2015). La dinámica de las estructuras preexistentes favorece la curvatura de la placa oceánica al momento de subducirse por debajo de una placa continental, lo que iniciaría las primeras etapas del metamorfismo (Shillington et al., 2015; Plümper et al., 2017). En estas etapas, la litósfera oceánica desarrollaría cierto grado de foliación y/o bandeamiento en las rocas que la componen, como se propone en la Figura 38A. Una vez que estas rocas alcanzan las facies de esquistos azul (Figura 38B), dentro de ellas se forman heterogeneidades geoquímicas, debido a la hidratación del basalto durante el metamorfismo de HP-LT (p. ej., micas blancas, anfíboles sódicos, epidotas, cloritas, etc.), tal como sucede en los esquistos azules del Grupo 1 (Figura 20). John et al. (2008) y Plümper et al., (2017) mencionan que existen dominios geoquímicos que son más susceptibles a deshidratarse primero durante el metamorfismo HP-LT, aun cuando no existen incrementos de temperatura (p. ej., los anfíboles que contienen altas concentraciones de Fe, son más inestables durante el metamorfismo prógrado de HP-LT (John et al., 2008).

Una vez que el fluido externo (de composición diferente a la roca) entre en contacto con la roca subducida, se generará un gradiente químico entre ambos componentes, el cual favorecerá las reacciones de deshidratación (Taetz et al., 2018), provocando que aquellos dominios más susceptibles a deshidratarse primero (p. ej., clorita, paragonita, anfíbol de acuerdo con John et al., 2008 y Xiao et al., 2012) generen una porosidad inicial que no dependerá del aumento de temperatura, ilustrado en la Figura 38C (Plümper et al., 2017). Adicionalmente, estos poros generados durante facies de esquistos azul, pueden ser rellenos por fases anhidras, relacionadas a la transición de facies de esquistos azul–eclogitas (Plümper et al., 2017; Taetz et al., 2018; Angiboust et al., 2022). Un ejemplo del proceso anterior se puede observar en la Figura 20E del capítulo de Petrografía, donde los anfíboles sódicos (glaucófano) contienen inclusiones de rutilo.

A pesar de que el tiempo de interacción fluido-roca es relativamente corto (John et al., 2012; Taetz et al., 2016) y depende del grado de saturación de fluidos en el sistema, composición del fluido y velocidad de transporte de fluido (John et al., 2008), si éste llega a ser continuo y favorecido por los aspectos anteriormente descritos, pueden ocasionar estructuras posteriores a la porosidad inicial durante facies de eclogitas, favoreciendo la migración de fluidos, la cual, se discutirá a continuación.

8.7.2 Migración de fluidos durante el pico (y post-pico) metamórfico (Facies de eclogitas)

El mayor pulso de deshidratación de la corteza oceánica ocurre durante la transición de EA-Eclogitas, donde se ha calculado que existe una liberación aproximada entre 4 y 5 wt% de H₂O (John et al., 2008) para aquellos escenarios donde la corteza oceánica está saturada de agua o bien; puede liberar aproximadamente un 1.5 wt% de H₂O en condiciones no saturadas (Hernández-Uribe et al., 2019b). No obstante, el porcentaje de agua liberado desde la deshidratación del MORB subducido hacia los demás componentes del canal de subducción depende fuertemente de aspectos como la edad de la placa oceánica subducida y su estructura térmica (Abers et al., 2020). Esta importante cantidad de fluidos liberados es favorecida por la creación de redes de flujo y canales generados a partir de la porosidad inicial descrita en el metamorfismo prógrado, así como gracias a la compactación progresiva de la roca, que causa un fracturamiento hidráulico (Figura 38D) (Audet et al., 2009; Plümper et al., 2017). Tomando en cuenta las observaciones hechas en el apartado de Interacción fluido-roca, se identificó que al terminar la interacción con el AOC (Interacción 1) comienza la interacción con fundidos provenientes de los sedimentos subducidos (Interacción 2).

La interacción 2 está relacionada a un aumento de temperatura ($T > 600$ °C), así como al pico metamórfico de las rocas estudiadas. En estas etapas, se han registrado evidencias de fusión parcial de los sedimentos subducidos (Figura 17 y Figura 32), que han ocasionado texturas estromáticas relacionadas a la intrusión de este fundido a través de planos de debilidad de las meta-eclogitas. Plümper et al., (2017) describe que el incremento de temperatura favorece reacciones de deshidratación (en este caso, en los metasedimentos subducidos) ocasionando un aumento en la presión y volumen de fluido dentro de las meta-eclogitas. Una vez que los valores de presión y volumen de fluido llegan a un límite máximo de capacidad de poro, se creará un flujo canalizado (Figura 38D) durante el pico metamórfico de las meta-eclogitas (Plümper et al., 2017; Gutiérrez-Aguilar et al., 2022).

En las etapas post-pico metamórfico, Plümper et al., (2017) sugiere que, si el flujo de fluidos continúa, éste ocurrirá gracias a una descompactación hidráulica (Figura 38E), dominado principalmente por esfuerzos de flotabilidad (concepto definido en la Tabla A1) positiva, de acuerdo con Mahadevan et al. (2010). Debido a que se ha atribuido la inyección de los residuos generados por el mica-esquistos con granate hacia las meta-eclogitas a etapas de exhumación, el

proceso de descompactación hidráulica de la Figura 38E podría explicar parte de la formación de las texturas estromáticas observadas en la Figura 17.

Finalmente, si bien la migración de fluidos es un proceso que ocurre gracias a reacciones de deshidratación, que dependen a su vez de factores como: proporción fluido/roca; composición del fluido; velocidad de transporte del fluido; existe una predominancia de factores que controlan a estas reacciones durante cada etapa metamórfica: La Interacción 1, ocurrida durante las facies de esquistos azules, promoverá la migración de fluidos a través de la deshidratación de dominios químicamente susceptibles a esta (heterogeneidades geoquímicas), generando una porosidad inicial. En la Interacción 2, ocurrida durante facies de eclogitas y post-pico metamórfico, la deshidratación será promovida principalmente por el aumento de temperatura; y la migración ocurrirá a través de canales creados a partir de la porosidad inicial.

8.8 Implicaciones relacionadas a la liberación de fluidos durante el metamorfismo de HP-LT

Anteriormente se han discutido los efectos que tienen las reacciones de hidratación y deshidratación sobre la geoquímica de las rocas máficas subducidas bajo un régimen de HP-LT. Especialmente, el mayor pulso de liberación de fluidos ocurre durante la transformación de la corteza máfica hacia esquistos azules (4-5 wt% de fluido) y durante la transición de este último hacia eclogitas (1 wt%).

En los resultados, se ha comprobado que la deshidratación de los esquistos azules (representada por la T3 en la Figura 35) libera importantes cantidades de elementos LILE, hasta un 100% en masa transferida de Cs, Ba y Rb, transportados en fluidos acuosos; mientras que la desestabilización de las meta-eclogitas puede ocasionar la liberación de elementos LILE (Pb y Sr) y MREE – HREE durante la T4 (Figura 36). Estos fluidos ricos en elementos móviles pueden ascender por flotabilidad hacia la cuña del manto (Taetz et al., 2016), enriqueciendo a este último reservorio en dichos elementos, o bien, continuar su subducción hacia partes más profundas del canal de subducción. En el caso de los esquistos azules, se ha reportado que la cantidad de agua que poseen los anfíboles sódicos es entre un 0.39 wt% y un 1.22 wt%, cantidad de H₂O suficiente para desencadenar procesos de fusión parcial y magmatismo de arco (Bang et al., 2021). Es por

ello, que la transición de esquisto azul a eclogita podría no solo desencadenar parte del proceso de magmatismo de arco, si no también contribuir a la caracterización de su firma geoquímica.

Diversos autores también han reportado que los intervalos de profundidad a los cuales ocurren fenómenos sísmicos y no-sísmicos (por sus nombres en inglés: *megathrust earthquakes*; *episodic tremor y slip events*; *silent earthquakes y creep*) coinciden con los intervalos de profundidad de deshidratación del glaucófano (Figura 4A y Figura 4B), tanto para zonas de subducción calientes y frías (Taetz et al., 2018; Bang et al., 2021). Esto es posible gracias a que las reacciones de deshidratación pueden provocar un aumento en la presión del fluido ubicado dentro de la porosidad de las rocas. Cuando se ha acumulado suficientes fluidos dentro de los esquistos azules y el límite de presión de fluido es alcanzado, se desencadenan estos fenómenos sísmicos (Taetz et al., 2018).

La interacción fluido-roca tiene implicaciones no solo locales en la geoquímica de la roca con la que interacciona, sino que también puede representar un mecanismo de transporte de elementos hacia la cuña del manto; al igual que la acumulación de fluidos en las rocas metamórficas puede desencadenar cambios en las propiedades petrofísicas de la roca, desencadenando eventos de sismicidad.

9. CONCLUSIONES

1. En las regiones Las Minas–Ahuatlán existe un aumento en el grado metamórfico de W a E, donde en las porciones más occidentales afloran esquistos azules que registrarían el metamorfismo prógrado (Grupo 1, compuesto por una asociación mineral de $Gln+Ep+Anf+Ttn\pm Rt\pm Grt$); en las partes centrales – orientales ocurre la transición a meta-eclogitas, que representarían al pico metamórfico (Grupo 2, con una asociación mineral conformada por $Cpx+Grt+Rt+Zo+Qz\pm Anf$) y en las porciones orientales afloran estructuras migmatíticas entre el residuo de deshidratación del mica-esquisto con granate (compuestos por $Ph+Plg+Qz+Grt+Ep+Zo+Rt+Cld+Chl$) y las meta-eclogitas, que registrarían las etapas de retrogresión.
2. El protolito de las rocas máficas estudiadas (Grupo 1 y Grupo 2) tiene como origen una fuente tipo MORB empobrecido (N-MORB). El Grupo 1 (esquistos azules) representa las composiciones geoquímicas más aproximadas al protolito, pues conserva relaciones bajas de Nb/Zr y Nb/Yb. Por otra parte, el Grupo 2 experimentó una evolución geoquímica a partir de la transición de facies de esquistos azules a eclogitas, otorgando enriquecimientos en las relaciones Nb/Zr y Nb/Yb relativas al Grupo 2.
3. Existen dos tipos de interacción fluido-roca que causaron variaciones en la concentración de elementos traza de las rocas estudiadas:

La Interacción 1 está relacionada a la formación de la corteza oceánica alterada (AOC) y rocas del Grupo 1, misma que generó el enriquecimiento de elementos LILE (Rb, Cs, K, U) durante etapas prógradas del metamorfismo.

La Interacción 2 es provocada por la interacción de las rocas máficas con residuos provenientes de la deshidratación y/o bajos grados de fusión parcial de los sedimentos subducidos (mica-esquisto con granate), lo que desencadenaría un enriquecimiento en Pb, Sr y Ba en las rocas del Grupo 2. Este tipo de interacción ha sido atribuida a etapas del pico metamórfico y exhumación.
4. De acuerdo con el balance de masas:

La Interacción 1 (responsable de la generación del AOC) estaría ligada a la estabilización de micas blancas, capaces de almacenar el enriquecimiento en LILE ($R = 290 - 2900 \%m$ durante la T1 y $R = 160 - 320 \%m$ durante la T2); mientras que el aumento de Th ($68 \%m$

durante T2) y REE ($R = 9 - 30$ %m durante la T2) se almacenaría en anfíboles (para LREE) y titanitas (para HREE) (Rollinson, 1993), dentro de los esquistos azules durante la T1 y T2 (etapas prógradas del metamorfismo).

La Interacción 2 controlaría la transferencia de Pb, Sr y LILE desde el mica-esquisto con granate hacia las meta-eclogitas durante el pico metamórfico (T3) y exhumación metamórfica (T4). De manera específica, el aumento de Pb (400% m en la T3) y Sr (110% m en la T3) es derivado de la descomposición de epidotas pertenecientes a los sedimentos subducidos, durante su deshidratación a $T > 600^{\circ}\text{C}$ (Wang et al., 2017; Xiao et al., 2012) y ambos elementos se almacenarían en las zoisitas encontradas dentro de las meta-eclogitas. Por otro lado, la transferencia de elementos LILE hacia meta-eclogitas durante las etapas post-pico metamórfico (T4) podría representar un pulso de re-hidratación en este litodema. Durante la T3 y la T4 existe un aumento en el contenido de HFSE ($R = 9 - 330$ %m durante la T3 y $R = 66 - 70$ %m durante la T4) y HREE ($R = 19 - 45$ %m durante la T3) para las meta-eclogitas. Se propone que ambos enriquecimientos son causados por la estabilización de rutilo y titanita (para albergar HFSE y HREE), así como de granate (que albergaría HREE) en las meta-eclogitas. Aunque diversos autores proponen que la estabilización de estas fases puede ser ocasionada por la interacción con fluidos acuosos ricos en CO_2 (Gao et al., 2007), esta afirmación no puede ser confirmada sin antes realizar otra serie de estudios (p. ej., análisis de inclusiones fluidas y análisis de elementos traza en fases minerales como rutilo, titanita y zircón).

5. En la región de Ahuatlán se encontraron texturas estromáticas y en parche conformadas por meta-eclogitas y el residuo de la deshidratación del mica-esquisto con granate (afín a los valores del GLOSS). A pesar de que ambas texturas y la movilización de elementos traza en el mica-esquisto con granate y sus residuos (Figura 28D) indican bajos grados de fusión parcial (a partir de temperaturas superiores a los 600°C , de acuerdo con Sawyer, 2008) en la unidad meta-sedimentaria y, por ende, bajas tasas de generación de fundido (Figura 32), dicho evento podría representar las primeras etapas de un proceso de fusión parcial en los sedimentos subducidos, asociado a las etapas de retrogresión metamórfica de las rocas HP-LT del Complejo Acatlán.

Adicionalmente, se ha asociado a la temporalidad del evento de fusión parcial la deformación de los porfidoblastos de granate pertenecientes a las meta-eclogitas y a las

anfíbolitas en las regiones de Mimilulco – Ahuatlán. Dicha deformación registra uno o dos eventos sintectónicos de cizalla izquierda/derecha, relacionados a etapas de pico metamórfico y retrogresión metamórfica de las rocas máficas HP mencionadas.

Ambos procesos necesitan ser estudiados con mayor detalle para poder establecer su posible relación con los mecanismos de exhumación de las rocas de HP del Complejo Acatlán.

6. La migración de los fluidos que afectan a las rocas metamórficas de HP-LT de la zona de estudio, es favorecida por la generación de heterogeneidades geoquímicas durante el metamorfismo prógrado (que genera una porosidad inicial por reacciones de deshidratación); así como por redes de flujo (canales) y aumento de temperatura durante etapas del pico metamórfico-exhumación.
7. La interacción fluido-roca ocurrida durante el metamorfismo de HP-LT de las rocas máficas del Complejo Acatlán puede ser un factor relevante en la evolución de las facies metamórficas involucradas, pues dependiendo de la composición del fluido que interactúe con la roca, podrán existir reacciones mineralógicas que desencadenan variaciones composicionales en la roca subducida respecto a su protolito original. El estudio acerca de los mecanismos de movilización y composición de fluidos hospedadores de elementos traza en el metamorfismo HP-LT podría otorgar una aproximación acerca de su influencia en las firmas geoquímicas del magmatismo de arco y en la ocurrencia de eventos de sismicidad.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abers, G. A., van Keken, P. E., & Wilson, C. R. (2020). Deep decoupling in subduction zones: Observations and temperature limits. *Geosphere*, 16(6), 1408-1424.
- ActLabs. (2022). Lithochemistry, Actlabs. <https://actlabs.com/geochemistry/lithochemistry-and-whole-rock-analysis/litogeochemistry/>
- ActLabs. (2018). Analytical Report FUS-ICP and FUS-MS. *Actlabs*. A17-02221 Revised 2.
- Ague, J. J. (2003). Fluid infiltration and transport of major, minor, and trace elements during regional metamorphism of carbonate rocks, Wepawaug Schist, Connecticut, USA. *American Journal of Science*, 303(9), 753-816.
- Angiboust, S., & Raimondo, T. (2022). Permeability of subducted oceanic crust revealed by eclogite-facies vugs. *Geology*, 50(8), 964-968.
- Audet, P., Bostock, M. G., Christensen, N. I., & Peacock, S. M. (2009). Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature*, 457(7225), 76-78.
- Bang, Y., Hwang, H., Kim, T., Cynn, H., Park, Y., Jung, H., ... & Lee, Y. (2021). The stability of subducted glaucophane with the Earth's secular cooling. *Nature communications*, 12(1), 1496.
- Bebout, G. E. (2007). Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 260(3-4), 373-393.
- Bebout, G. E., Bebout, A. E., & Graham, C. M. (2007). Cycling of B, Li, and LILE (K, Cs, Rb, Ba, Sr) into subduction zones: SIMS evidence from micas in high-P/T metasedimentary rocks. *Chemical Geology*, 239(3-4), 284-304.
- Bebout, G. E. (2021). Insights Into Subduction Zone Dynamics.

- Becker, H., Jochum, K. P., & Carlson, R. W. (2000). Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones. *Chemical Geology*, 163(1-4), 65-99.
- Brunsmann, A., Franz, G., & Erzinger, J. (2001). REE mobilization during small-scale high-pressure fluid–rock interaction and zoisite/fluid partitioning of La to Eu. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(4), 559-570.
- Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Science & Business Media.
- Collett, S., Štípská, P., Kusbach, V., Schulmann, K., & Marciniak, G. (2017). Dynamics of Saxothuringian subduction channel/wedge constrained by phase-equilibria modelling and micro-fabric analysis. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(3), 253-280.
- De Cserna, Z. D., Ortega-Gutiérrez, F., & Palacios-Nieto, M. (1980). Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla. *V Convención Geológica Nacional, Libro–guía de la Excursión Geológica a la Parte Central de la Cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla: México, DF, Sociedad Geológica Mexicana*, 1-33.
- Domanik KJ, Holloway JR (2000) Experimental synthesis and phase relations of Phengitic Muscovite from 6.5 to 11 Gpa in a Calcareous Metapelite from the Dabie Mountains, China. *Lithos* 52:51–77.
- Elias-Herrera, M., & Ortega-Gutiérrez, F. (1998). The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center—Comment. *Tectonophysics*, 292(3-4), 321-326.
- Elías-Herrera, M., & Ortega-Gutiérrez, F. (2002). Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications. *Tectonics*, 21(3), 4-1.

- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., & Iriando, A. (2005). La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 83-109.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Scherer, E. E., Martens, U., & Elías-Herrera, M. (2016). Lu-Hf geochronology of Mississippian high-pressure metamorphism in the Acatlán Complex, southern México. *Gondwana Research*, 34, 174-186
- Galaz, G., Keppie, J. D., Lee, J. K., & Ortega-Rivera, A. (2013). A high-pressure folded klippe at Tehuitzingo on the western margin of an extrusion zone, Acatlán Complex, southern México. *Gondwana Research*, 23(2), 641-660.
- Gale, A., Dalton, C. A., Langmuir, C. H., Su, Y., & Schilling, J. G. (2013). The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3), 489-518.
- Gao, J., John, T., Klemd, R., & Xiong, X. (2007). Mobilization of Ti–Nb–Ta during subduction: evidence from rutile-bearing dehydration segregations and veins hosted in eclogite, Tianshan, NW China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(20), 4974-4996.
- Gutiérrez-Aguilar, F., Hernández-Uribe, D., Holder, R. M., & Condit, C. B. (2022). Fluid-Induced Fault Reactivation Due To Brucite+ Antigorite Dehydration Triggered the Mw7. 1 September 19th Puebla-Morelos (Mexico) Intermediate-Depth Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 49(20), e2022GL100814
- Harlov, D. E., Austrheim, H., & Klemd, R. (2013). Metasomatism during high-pressure metamorphism: eclogites and blueschist-facies rocks. *Metasomatism and the chemical transformation of rock: the role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes*, 351-413.
- Hernández-Uribe, D., Gutiérrez-Aguilar, F., Mattinson, C. G., Palin, R. M., & Neill, O. K. (2019a). A new record of deeper and colder subduction in the Acatlán complex, Mexico: Evidence from phase equilibrium modelling and Zr-in-rutile thermometry. *Lithos*, 324, 551-568.

- Hernández-Urbe, D., & Palin, R. M. (2019b). A revised petrological model for subducted oceanic crust: Insights from phase equilibrium modelling. *Journal of Metamorphic Geology*, 37(6), 745-768.
- Hölttä, P., & Heilimo, E. (2017). Metamorphic map of Finland. *Bedrock of Finland at the scale, 1(1)*.
- John, T., Scherer, E. E., Haase, K., & Schenk, V. (2004). Trace element fractionation during fluid-induced eclogitization in a subducting slab: trace element and Lu–Hf–Sm–Nd isotope systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 227(3-4), 441-456.
- John, T., Klemd, R., Gao, J., & Garbe-Schönberg, C. D. (2008). Trace-element mobilization in slabs due to non steady-state fluid–rock interaction: constraints from an eclogite-facies transport vein in blueschist (Tianshan, China). *Lithos*, 103(1-2), 1-24.
- John, T., Gussone, N., Podladchikov, Y. Y., Bebout, G. E., Dohmen, R., Halama, R., ... & Seitz, H. M. (2012). Volcanic arcs fed by rapid pulsed fluid flow through subducting slabs. *Nature Geoscience*, 5(7), 489-492.
- Kearey, P., Klepeis, K. A., & Vine, F. J. (2009). *Global tectonics*. John Wiley & Sons.
- Kelley, K. A., Plank, T., Ludden, J., & Staudigel, H. (2003). Composition of altered oceanic crust at ODP Sites 801 and 1149. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(6).
- Keppie, J. D., Dostal, J., & Elías-Herrera, M. (2007). Ordovician–Devonian oceanic basalts in the Cosoltepec Formation, Acatlán Complex, southern México: Vestiges of the Rheic Ocean?.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Miller, B. V., Ramos-Arias, M. A., Morales-Gómez, M., Nance, R. D., ... & Cooper, P. (2008). Ordovician–earliest Silurian rift tholeiites in the Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence of rifting on the southern margin of the Rheic Ocean. *Tectonophysics*, 461(1-4), 130-156.
- Mahadevan, L., Bendick, R., & Liang, H. (2010). Why subduction zones are curved. *Tectonics*, 29(6).

- Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., & Ortega-Gutierrez, F. (2003). Tectonometamorphic evolution of the Acatlan Complex eclogites (southern Mexico). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(1), 27-44.
- Mineral Separations. (s. f.). <http://geoseps.com/services-provided/mineral-separations/>
- Morales-Gámez, M., Keppie, J. D., & Norman, M. (2008). Ordovician–Silurian rift-passive margin on the Mexican margin of the Rheic Ocean overlain by Carboniferous–Permian periarctic rocks: evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico. *Tectonophysics*, 461(1-4), 291-310.
- Mori, L., & Becerra Torres, E. (2022). Apuntes de Geoquímica.
- National Institute of Standards and Technology (NIST). (1970). Standard Reference Materials: NIST-612. Gaithersburg, MD: National Institute of Standards and Technology.
- Nance, R. D., Keppie, J. D., Miller, B. V., Murphy, J. B., & Dostal, J. (2009). Palaeozoic palaeogeography of Mexico: constraints from detrital zircon age data. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 239-26
- Ortega-Gutiérrez, F. (1978). Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca baja, estados de Puebla y Oaxaca. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(2), 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., & López, R. (1999). Late Ordovician–Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, 27(8), 719-722.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., & Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183, 2-37.
- Ortega-Obregon, C., Keppie, J. D., Murphy, J. B., Lee, J. K. W., & Ortega-Rivera, A. (2009). Geology and geochronology of Paleozoic rocks in western Acatlán Complex, southern Mexico: evidence for contiguity across an extruded high-pressure belt and constraints on Paleozoic reconstructions. *Geological Society of America Bulletin*, 121(11-12), 1678-1694.

- Palin, R. M., & White, R. W. (2016). Emergence of blueschists on Earth linked to secular changes in oceanic crust composition. *Nature Geoscience*, 9(1), 60-64.
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. (2005). *Microtectonics*. Springer Science & Business Media.
- Peacock, S. M., Rushmer, T., & Thompson, A. B. (1994). Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and planetary science letters*, 121(1-2), 227-244.
- Peacock, S. M. (2020). Advances in the thermal and petrologic modeling of subduction zones. *Geosphere*, 16(4), 936-952.
- Pearce, J. A., & Peate, D. W. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual review of Earth and planetary sciences*, 23(1), 251-285.
- Plank, T., & Langmuir, C. H. (1993). Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature*, 362(6422), 739-743.
- Plank, T. (2014). *The chemical composition of subducting sediments*. Elsevier.
- Plümper, O., John, T., Podladchikov, Y. Y., Vrijmoed, J. C., & Scambelluri, M. (2017). Fluid escape from subduction zones controlled by channel-forming reactive porosity. *Nature Geoscience*, 10(2), 150-156.
- Poli, S., & Schmidt, M. W. (2002). Petrology of subducted slabs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30(1), 207-235.
- QGIS.org, (2013). QGIS Geographic Information System. QGIS Association. <http://www.qgis.org>
- Ramírez-Tello y Armenta-De la Cruz. (2006). Carta geológico-minera Coatzingo E14-B63 Puebla. Escala 1:50,000. México: Servicio Geológico Mexicano.
- Ramos-Arias, M. A., Keppie, J. D., Ortega-Rivera, A., & Lee, J. W. K. (2008). Extensional Late Paleozoic deformation on the western margin of Pangea, Patlanoaya area, Acatlán Complex, southern Mexico. *Tectonophysics*, 448(1-4), 60-76.
- Ramos-Arias, M. A., Keppie, J. D., Lee, J. K., & Ortega-Rivera, A. (2012). A Carboniferous high-pressure klippe in the western Acatlán Complex of southern México: Implications for the

tectonothermal development and palaeogeography of Pangea. *International Geology Review*, 54(7), 779-798.

Rollinson, H. R. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical.

Ryan, J.G., Morris, J., Tera, F., Leeman, W.P., Tsvetkov, A., 1995. Cross arc geochemical variations in the kurile arc as a function of slab depth. *Science* 270 (5236), 625–627.

Sawyer, E. W. (2008). *Atlas of migmatites* (Vol. 9). NRC Research press.

Scambelluri, M., Cannà, E., & Gilio, M. (2019). The water and fluid-mobile element cycles during serpentinite subduction. A review. *European Journal of Mineralogy*, 31(3), 405-428.

Schmidt, M. W., & Poli, S. (1998). Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4), 361-379.

Schmidt, M., & Poli, S. (2013). Devolatilization during subduction. In *Treatise on geochemistry: vol. 4: The Crust* (Vol. 4, pp. 669-701). Elsevier.

Shillington, D. J., Bécel, A., Nedimović, M. R., Kuehn, H., Webb, S. C., Abers, G. A., ... & Mattei-Salicrup, G. A. (2015). Link between plate fabric, hydration and subduction zone seismicity in Alaska. *Nature Geoscience*, 8(12), 961-964

Silva-Romo, G. (2008). Guayape-Papalutla fault system: A continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortis block? Tectonic implications. *Geology*, 36(1), 75-78.

Smye, A. J., Greenwood, L. V., & Holland, T. J. B. (2010). Garnet–chloritoid–kyanite assemblages: eclogite facies indicators of subduction constraints in orogenic belts. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(7), 753-768.

Stern, R. J. (2005). Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology*, 33(7), 557-560.

- Taetz, S., John, T., Bröcker, M., & Spandler, C. (2016). Fluid–rock interaction and evolution of a high-pressure/low-temperature vein system in eclogite from New Caledonia: insights into intraslab fluid flow processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171, 1-27.
- Taetz, S., John, T., Bröcker, M., Spandler, C., & Stracke, A. (2018). Fast intraslab fluid-flow events linked to pulses of high pore fluid pressure at the subducted plate interface. *Earth and Planetary Science Letters*, 482, 33-43.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Meza-Figueroa, D. M., Vega-Granillo, R., & Campa-Uranga, M. F. (2005). U–Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(3-4), 682-699.
- Tolson, G. (2005). La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 111-122.
- Tsujimori, T., & Ernst, W. G. (2014). Lawsonite blueschists and lawsonite eclogites as proxies for palaeo-subduction zone processes: A review. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(5), 437-454.
- UnWedge Documentation | Fisher Statistical Distribution. (s. f.). Rocscience. <https://www.rocscience.com/help/unwedge/documentation/theory/probabilistic-analysis/statistical-distributions/fisher-statistical-distribution>.
- van der Straaten, F., Schenk, V., John, T., & Gao, J. (2008). Blueschist-facies rehydration of eclogites (Tian Shan, NW-China): implications for fluid–rock interaction in the subduction channel. *Chemical Geology*, 255(1-2), 195-219.
- Vega-Granillo, R. (2005). Petrologia, termobarometría y análisis estructural en la región NW del complejo Acatlán, Puebla, México: implicaciones tectónicas. Tesis de doctorado. UNAM. TESIUNAM.
- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Gehrels, G.E., López-Martínez, M., & de la Cruz-Vargas, J. C. (2007). Pressure-temperature-time evolution of Paleozoic high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): implications for

the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10), 1249-1264.

Vega-Granillo, R., Calmus, T., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., & López-Martínez, M. (2009). Structural and tectonic evolution of the Acatlán Complex, southern Mexico: Its role in the collisional history of Laurentia and Gondwana. *Tectonics*, 28(4).

Vermeesch, P. (2006). Tectonic discrimination diagrams revisited. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(6).

Vollmer, F. W. (1995). C program for automatic contouring of spherical orientation data using a modified Kamb method. *Computers & Geosciences*, 21(1), 31-49.

Wang, S. J., Teng, F. Z., Li, S. G., Zhang, L. F., Du, J. X., He, Y. S., & Niu, Y. (2017). Tracing subduction zone fluid-rock interactions using trace element and Mg-Sr-Nd isotopes. *Lithos*, 290, 94-103.

Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187.

Winter, J. D. (2013). Principles of igneous and metamorphic petrology. Pearson education.

Xiao, Y., Lavis, S., Niu, Y., Pearce, J. A., Li, H., Wang, H., & Davidson, J. (2012). Trace-element transport during subduction-zone ultrahigh-pressure metamorphism: Evidence from western Tianshan, China. *Bulletin*, 124(7-8), 1113-1129.

Yardley, B. W., MacKenzie, W. S., & Guilford, C. (1997). *Atlas de rocas metamórficas y sus texturas*. Masson.

ANEXO Tabla A1. Glosario

Glosario

AOC	Siglas en inglés para el término <i>Altered Oceanic Crust</i> , que se refiere a la alteración de la porción basáltica de la corteza oceánica durante facies de esquistos verde y esquistos azul, por interacción con el agua marina y los sedimentos subducidos (Bebout, 2007).
CL	Siglas que se refieren a la técnica analítica de catodoluminiscencia.
Coronas de reacción	Textura metamórfica en la cual crece un mineral alrededor de un mineral pre-existente, debido a la reacción entre el mineral preexistente y fluidos metamórficos (Passchier et al., 2005).
EA	Siglas para el término Esquistos Azules.
Elementos traza	Son elementos que conforman menos del 0.1 wt% de una composición en roca total. Se expresan en su forma elemental y en unidades de ppm (Mori et al., 2022).
Estructuras en red	Estructura migmatítica donde el neosoma presenta dos patrones de inyección en el paleosoma, creando intersecciones o redes entre sí (Sawyer et al., 2008).
Facies metamórficas	Conjunto de minerales y texturas desarrolladas a través del metamorfismo de una roca. Cada facies metamórfica está limitada a un rango de presión y temperatura (Bucher y Grapes et al., 2011)
Fluido	Fase no cristalina y desordenada que consiste en partículas en movimiento y de composición no especificada, comúnmente rica en moléculas como H ₂ O y CO ₂ y que contiene elementos mayores y traza disueltos (Bebout, 2007).
Fluido hidratado	Fluido cuyos componentes son mayormente H ₂ O (Pearce y Peate, 1995).
Fluido silicatado	Término referente a un fundido generado por la fusión parcial de algún material. Su composición es mayormente la disolución de minerales silicatados (Pearce y Peate, 1995).
Flotabilidad (<i>buoyancy</i>)	La flotabilidad o <i>buoyancy</i> en inglés, se refiere a la capacidad que tiene una placa subducida para flotar o exhumarse (flotabilidad positiva) o para subducirse libremente (flotabilidad negativa). Este proceso dependerá de la diferencia de densidad entre la litósfera oceánica y el manto (Kearey et al., 2009).
Fusión Parcial	Proceso geológico en el cual una roca cruza la curva del solidus para comenzar a fundirse, dado un aumento de temperatura (Winter, 2013).
GLOSS	Siglas en inglés para el término <i>Global Subducting Sediment</i> . Se refiere a los valores globales de los sedimentos subducidos, que en este trabajo son aquellos recolectados por Plank, 2014.
HFSE	Siglas en inglés para el término <i>High Field Strength Elements</i> o en español, Elementos de alto potencial iónico. Son parte de la clasificación elemental de Goldschmidt y se caracterizan por tener una alta carga iónica. Engloban a los elementos Zr, Hf, Nb y Ta (Mori et al., 2022).
HREE	Siglas en inglés para el término <i>Heavy Rare Earth Elements</i> o en español, Elementos de Tierras Raras Pesadas. Se refiere a aquellos elementos de este grupo con mayor número atómico, por lo que engloba desde Gd hasta Lu (Mori et al., 2022)
ICP-MS	Siglas en inglés para la técnica analítica <i>Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry</i>
LA-ICP-MS	Siglas en inglés para la técnica analítica <i>Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry</i>
LILE	Siglas en inglés para el término Large Ion Lithophile Elements o bien, nombrados en español como Elementos alcalinos y alcalino-térreos. Son parte de la clasificación de Goldschmidt y son considerados elementos elementos solubles y móviles durante el metamorfismo, al igual que poseen un radio iónico grande (su valencia es +1 o +2). Conforman comúnmente al K, Ba, Cs, Rb, Sr, Li y Be (Mori et al., 2022).
Líquido supercrítico	Fluido estable a P - T mayores que el punto crítico o curva del solidus en el sistema (Bebout, 2007).

Tabla A1. Glosario (Continuación)

Glosario	
LREE	Siglas en inglés para el término <i>Light Rare Earth Elements</i> o en español, Elementos de Tierras Raras Ligeras. Se refiere a aquellos elementos de este grupo con menor número atómico, por lo que engloba desde La hasta Eu (Mori et al., 2022).
Metamorfismo HP-LT	Las siglas HP-LT son un término en inglés que significa <i>High Pressure - Low Temperature</i> ; por lo que este metamorfismo se refiere al que ocurre durante facies de esquisto azul - eclogitas, involucrando un gradiente geotérmico frío (Tipo Franciscano) y un ambiente tectónico de subducción (Bucher y Grapes, 2011).
Metatexita	División morfológica para las migmatitas, donde domina la presencia del paleosoma sobre el neosoma y por ende, el grado de fusión parcial es bajo (Sawyer, 2008).
MORB	Siglas en inglés para el término <i>Mid Ocean Ridge Basalt</i> , que se refiere a los basaltos generados en un ambiente de dorsal medio-oceánicas.
P	Presión
Porfidoblasto	Mineral embebido o discordante a una matriz de grano más fino. Su crecimiento se relaciona a un evento posterior a la creación del protolito (por ejemplo, durante el metamorfismo) de acuerdo con Passchier et al., 2005.
Porfidoclasto	Fragmento de roca o mineral redondeado embebido en una matriz de grano más fino, relacionado al origen de la roca o protolito (Passchier et al., 2005).
Protolito	Se refiere a la roca original antes de someterse al metamorfismo (Bebout et al., 2007).
REE	Siglas en inglés para el término <i>Rare Earth Elements</i> o en español, Elementos de Tierras Raras. Son parte de la clasificación elemental de Goldschmidt (Mori et al., 2022).
Slab	Término en inglés para referirse a una litósfera oceánica subducida.
Simplectita	Textura de intercrecimiento de al menos dos minerales, causada por un reemplazamiento metamórfico (Passchier et al., 2005).
T	Temperatura
Textura en parche	Textura migmatítica que involucra la distribución del neosoma en sitios particulares del paleosoma, formando "parches" que no son concordantes a la foliación del paleosoma (Sawyer et al., 2008).
Textura estromática	Textura que consiste en la intercalación de bandas de leucosomas (neosomas) orientadas paralelamente a la orientación del paleosoma (Sawyer et al., 2008).
Textura granoblástica	Acomodo aproximadamente equidimensional de granos subhedrales o anhedrales (Passchier et al., 2005).
Textura lepidoblástica	Orientación preferencial de minerales tabulares y planares. Normalmente es utilizado para describir la foliación de las micas (Passchier et al., 2005).
Textura nebulítica	Textura migmatítica donde el límite entre el paleosoma y el neosoma es difuso (Sawyer et al., 2008).
Textura nematoblástica	Orientación preferencial de minerales aciculares o elongados, normalmente referido a la foliación de anfíboles (Passchier et al., 2005).
Textura schlieric	Término en alemán que hace referencia a una estructura migmatítica donde se desarrollan estructuras de flujo, a través de la orientación de minerales planos o alargados (p. ej. biotita, silimanita, plagioclasa o anfíboles). Esta textura está relacionada al aumento del grado de fusión parcial, donde la presencia del neosoma es mayor a la del paleosoma y los restos del paleosoma están en su totalidad alterados o deformados (Sawyer et al., 2008).
Textura schöllen	Término en alemán que hace referencia a una estructura migmatítica conformada por fragmentos de los remanentes más resistentes del paleosoma embebidos dentro del neosoma. Ocurre durante la transición de metatexita a diatexita (Sawyer et al., 2008).
UHP	Siglas en inglés para el término <i>Ultra High Pressure</i> , o sea, Ultra Alta Presión.

Tabla A2. Datos de orientación de las muestras de geoquímica y petrografía.

Clave	Grupo	Región	Litología	Ubicación		Orientación	
				E	N	Rumbo	Echado
AC21-01	Grupo 2	Las Minas	AG	567745	2050549	89	38
AC21-02	Grupo 2	Las Minas	AG	567526	2050639	65	35
AC21-03	Grupo 2	Las Minas	AG	567503	2050650	46	41
AC21-04	Grupo 2	Las Minas	A	567503	2050650	63	38
AC21-07	Grupo 2	Las Minas	AG	567868	2050516	110	35
AC21-08	Grupo 1	Las Minas	EA	567770	2050220	322	23
AC21-09	Grupo 1	Las Minas	EA	567825	2050495	-	-
AC21-11	Grupo 2	Guadalupe	AG	571442	2055487	166	30
AC21-13	Grupo 1	Guadalupe	EA	571569	2055508	44	47
AC21-14	Grupo 1	Guadalupe	EA	571569	2055508	70	34
AC21-16	Grupo 1	Guadalupe	EA	571569	2055508	50	61
AC21-17	Grupo 1	Guadalupe	EA	571569	2055508	-	-
AC21-18	Grupo 2	Las Minas	AG	568185	2050746	41	56
AC21-19	Grupo 1	Las Minas	EA	568118	2050792	54	41
AC21-26	Grupo 1	Guadalupe	EA	571533	2055552	100	42
AC21-29	Grupo 1	Guadalupe	EA	571442	2055488	50	49
AC21-32(A)	Grupo 2	Guadalupe	ESQ MIC	571938	2055680	360	10
AC22-33	Grupo 1	Guadalupe	EA	571900	2055803	69	47
AC22-37	Grupo 1	Guadalupe	EA	18.5897	-98.3134	70	25
AC22-39	Grupo 1	Mimilulco	EA	575402	2055589	30	64
AC22-41	Grupo 2	Mimilulco	ME	575265	2055753	67	60
AC22-44	Grupo 2	Mimilulco	ME	575130	2056394	32	29
AC22-45	Grupo 2	Ahuatlán	ME	577174	2053670	33	54
AC22-47 (A)	Grupo 2	Ahuatlán	ME	574970	2053864	41	30
AC22-47 (B)	Grupo 2	Ahuatlán	ME	574970	2053864	35	24

AG= Anfíbolita con granate; A= Anfíbolita; EA= Esquisto azul; ESQ MIC= Esquisto de mica con granate; ME= Meta-eclogita.

Tabla A3. Datos estructurales de la región de “Las Minas”.

Estación	Coordenadas		Tipo de dato	Coordenadas	
	E	N		Rumbo	Echado
1	567926	2051005	Foliación de metasedimento "Cosoltepec"	303	65
				275	57
				279	32
				280	42
				302	51
				177	60
				264	48
				284	39
				325	35
				263	49
				295	31
				249	40
				284	28
				284	36
				240	28
279	30				
2	567944	2051052	Contacto entre Cosoltepec y EA	60	45
3	567953	2050937	Foliación de EA	115	35
				120	36
				113	15
				104	11
				110	46
				90	32
				92	31
				98	35
				121	28
				109	11
				121	25
				110	26
				125	36
				155	13
90	15				
108	29				
EA= Esquisto azul; MIC-ESQ-GRT=Mica esquisto con granate; Gln=Glaucófano; Ep=Epidota; Grt=Granate.					

Tabla A3. Datos estructurales de la región de “Las Minas” (continuación).

Estación	Coordenadas		Tipo de dato	Coordenadas	
	E	N		Rumbo	Echado
4	568016	2050901	Foliación de metasedimento "Cosoltepec"	28	33
				40	32
				50	27
				40	21
				45	30
				50	29
				60	48
				45	27
				47	51
				25	18
				60	31
				40	26
				52	38
50	24				
55	31				
5	568027	2050893	Contacto entre intrusivo dacítico y metasedimento "Cosoltepec"	61	38
6	568067	2050843	Foliación de EA	34	67
				39	68
				35	60
				50	52
				40	59
				54	54
				45	57
				40	55
				35	62
				48	54
				35	68
				42	54
				40	49
45	42				
49	43				
45	44				

EA= Esquisto azul; MIC-ESQ-GRT=Mica esquisto con granate; Gln=Glaucófano; Ep=Epidota; Grt=Granate.

Tabla A3. Datos estructurales de la región de “Las Minas” (continuación).

Estación	Coordenadas		Tipo de dato	Coordenadas	
	E	N		Rumbo	Echado
7	568073	205084	Aparición de Ep en EA	-	-
8	568092	2050818	Foliación de EA y aparición de Gln	61	41
				70	49
				54	47
				51	59
				52	49
				50	55
				50	44
				66	52
				50	53
				70	50
				60	45
				55	60
				65	72
64	49				
51	52				
68	53				
68	58				
55	54				
9	568116	2050794	Foliación de EA	85	50
				90	50
				63	65
				75	58
				81	40
				70	30
				66	61
				80	78
				75	60
				72	60
				73	68
				72	60
70	71				
65	49				
60	49				

EA= Esquisto azul; MIC-ESQ-GRT=Mica esquisto con granate; Gln=Glaucófano; Ep=Epidota; Grt=Granate.

Tabla A3. Datos estructurales de la región de “Las Minas” (continuación).

Estación	Coordenadas		Tipo de dato	Coordenadas	
	E	N		Rumbo	Echado
10	568121	2050783	Plano de falla, cinemática sinistral	195	75
				215	80
11	568181	2050228	Foliación de EA	52	67
				59	60
				10	41
				60	49
				15	42
				10	41
				10	49
				10	45
				15	46
				55	41
				45	59
				39	54
15	41				
70	66				

EA= Esquisto azul; MIC-ESQ-GRT=Mica esquisto con granate; Gln=Glaucófano;
Ep=Epidota; Grt=Granate.

Tabla A4. Datos estructurales de la región "Guadalupe".

Estación	Coordenadas		Tipo de dato	Coordenadas	
	E	N		Rumbo	Echado
12	571150	2055597	Foliación de metasedimento "Cosoltepec"	320	55
				352	49
				349	51
				340	21
				354	51
				332	40
				350	51
				349	41
				341	29
				340	60
				342	65
				352	53
				350	49
				275	29
13	571211	2055633	Foliación de EA	276	30
				321	19
				330	13
				321	22
14	571266	2055633	Foliación EA-Cosoltepec	30	24
				30	19
				10	16
				18	17
				15	8
				32	14
15	571331	2055584	Contacto EA-Cosoltepec	300	32
			Foliación de metasedimento "Cosoltepec"	314	40
			Foliación EA	328	46
16	571491	2055554	Foliación de metasedimento "Cosoltepec"	125	62
				121	71
				124	71
17	571529	2055554	Foliación de EA	85	44
				95	57
				101	41
				95	32
				85	39
				85	39
				96	41
				84	76
78	66				
95	42				
96	37				
EA= Esquisto azul; MIC-ESQ-GRT=Mica esquisto con granate; Gln=Glaucófano; Ep=Epidota; Grt=Granate.					

Tabla A4. Datos estructurales de la región "Guadalupe" (continuación).

Estación	Coordenadas		Tipo de dato	Coordenadas	
	E	N		Rumbo	Echado
18	571551	2055531	Foliación EV-EA	70	28
				79	19
				75	32
				72	42
				71	40
				70	60
				80	36
				79	65
				110	48
				40	40
				60	56
				45	39
				70	61
				80	38
				76	44
				70	44
				65	44
19	571492	2055488	Foliación de EA	60	10
				100	36
				120	20
				98	20
				62	34
				54	51
				55	40
				62	25
				50	15
				50	39
				75	25
				50	30
				55	32
69	45				
55	32				
45	42				
20	571448	2055480	Aparición de Ep en EA	-	-
21	571433	2055455	Foliación de metasedimento "Cosoltepec"	74	52
				55	23
				70	55
				50	42
				20	33
				55	29
				60	37
				37	39
40	39				

EA= Esquisto azul; MIC-ESQ-GRT=Mica esquisto con granate; Gln=Glaucófano; Ep=Epidota; Grt=Granate.

Tabla A4. Datos estructurales de la región “Guadalupe” (continuación).

Estación	Coordenadas		Tipo de dato	Coordenadas	
	E	N		Rumbo	Echado
22	571423	2055468	Aparición de mica-esquistos con granate	-	-
23	571428	2055439	Foliación MIC-ESQ-GRT	24	33
				26	34
				44	34
				51	39
24	571823	2055551	Foliación de EA	10	28
25	571725	2055818	Contacto entre filita y Unidad de MIC-ESQ-GRT	230	23
				235	25
				240	21
				215	24
				210	33
				214	21
				200	31
				215	30
				211	24
				201	35
				225	33
				237	22
				225	29
				220	30
212	35				
26	571938	2055680	Foliación MIC-ESQ-GRT	315	22
				340	70
				350	30
				355	125
				355	10
				360	42
				340	20
				353	30
				10	40
				360	65
360	26				
27	571885	2055819	Foliación de EV-EA	15	22
				330	20
28	571900	2055803	Foliación de EV-EA	358	29
29	571936	2055769	Foliación de EA	357	26
				40	39
				55	48
				61	30
				102	23

EA= Esquisto azul; MIC-ESQ-GRT=Mica esquisto con granate; Gln=Glaucófano; Ep=Epidota; Grt=Granate.

Tabla A4. Datos estructurales de la región “Guadalupe” (continuación).

Estación	Coordenadas		Tipo de dato	Coordenadas	
	E	N		Rumbo	Echado
30	571979	2055762	Foliación de EA	64	16
				62	20
				80	18
				70	25
				60	12
				320	60
31	572028	2055740	Planos de fracturas	100	90
				141	89
			120	84	
			340	15	
			340	18	
			60	32	
			49	16	
			45	30	
			50	37	
			48	21	
			349	22	
			58	40	
			310	34	
			50	32	
50	20				
32	572104	2055717	Foliación de EA	48	42
				55	48
				42	35
				56	49
				55	46
				54	60
33	572123	2055716	Contacto EA-Mica esquisto con granate.	40	28
			Foliación de EA	20	62
				22	61
				42	41
				30	45
34	572191	2055696	Foliación MIC- ESQ-GRT	16	20
				11	25
				86	31
				10	20

EA= Esquisto azul; MIC-ESQ-GRT=Mica esquisto con granate; Gln=Glaucófano;
Ep=Epídota; Grt=Granate.

Tabla A5. Datos estructurales de las regiones “Mimilulco” y “Ahuatlán”.

Región	Estación	Coordenadas		Tipo de dato	Coordenadas	
		E	N		Rumbo	Echado
Mimilulco	35	18.5905	-98.315	Foliación MIC-ESQ-GRT	41	49
					54	50
					46	72
					48	51
					54	42
					40	38
					39	50
					51	40
	36	18.5903	-98.3146	Bandeamiento en anfibolita con grt.	58	40
	37	18.5897	-98.3134	Bandeamiento en anfibolita	40	32
				40	24	
				44	29	
38	575265	2055753	Contacto entre EA y Mica esquistos con grt.	-	-	
39	575643	2055340	Bandeamiento en anfibolita con grt.	50	48	
40	575406	2055841	Bandeamiento de anfibolita con grt.	320	65	
				345	68	
				21	60	
				30	56	
41	575313	2055912	Bandeamiento de anfibolita con grt.	210	62	
42	575290	2055936	Aparición de metaeclogita en contacto paralelo con mica-esquistos con granate	-	-	
43	575130	2056394	Metaeclogita	10	80	
				12	84	
				9	80	
				15	82	
44	577174	2053670	Metaeclogita	78	39	
				88	42	
				60	40	
45	575069	2053769	Metaeclogita	80	46	
				91	49	
46	574988	2053850	Metaeclogita en contacto con mica-esquistos con granate	18	30	
				15	38	
				34	20	

EA= Esquistos azules; MIC-ESQ-GRT=Mica esquistos con granate; Gln=Glaucófano; Ep=Epidota; Grt=Granate.

Tabla A6. Petrografía de las rocas estudiadas.

Muestra	Tipo	Glc	Epd	MW	Chl	Grt	Cld	Zo	Ttn	Rt	Ilm	Hbl	Pl	Cpx	Act-Tr	Qz
AC21-01	Anfibolita con grt.		✓	✓	✓	✓			✓			✓	✓	Alterado		✓
AC21-02	Anfibolita con grt.		✓	✓	✓			✓	✓				✓	✓	✓	✓
AC21-03	Anfibolita con grt.		✓	✓	✓	✓			✓		✓		✓	✓	✓	✓
AC21-04	Anfibolita		✓	✓	✓						✓	✓	✓	✓	✓	✓
AC21-07	Anfibolita con grt.		✓	✓	✓	✓		✓	✓		✓		✓	✓		✓
AC21-08	Esquisto azul	✓	✓	✓	✓	✓			✓	✓						✓
AC21-09	Esquisto azul	✓	✓	✓	✓			✓	✓	✓		✓	✓		✓	
AC21-11	Anfibolita con grt.		✓		✓	✓		✓	✓		✓		✓			✓
AC21-13	Esquisto azul	✓	✓		✓			✓	✓		✓		✓			✓
AC21-14	Esquisto azul	✓	✓	✓	✓				✓	✓	✓		✓			
AC21-16	Esquisto azul	✓	✓		✓				✓	✓	✓		✓			✓
AC21-17	Esquisto azul	✓	✓	✓	✓			✓	✓				✓		✓	✓
AC21-18	Anfibolita con grt.		✓		✓	✓			✓		✓		✓			✓
AC21-19	Esquisto azul	✓	✓		✓				✓		✓		✓			
AC21-26	Esquisto azul	✓	✓	✓	✓						✓		✓		✓	✓
AC21-29	Esquisto azul	✓	✓	✓	✓				✓				✓		✓	
AC21-32(A)	Mica esquisto con grt.		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓			✓			✓
AC22-33	Esquisto azul	✓	✓	✓	✓				✓	✓	✓		✓		✓	✓
AC22-37(A)	Esquisto azul	✓	✓	✓	✓				✓	✓	✓		✓			✓
AC22-39	Esquisto azul	✓	✓	✓	✓			✓	✓				✓		✓	
AC22-41(B)	Meta-eclogita		✓		✓	✓		✓	✓	✓	✓			✓	✓	✓
AC22-44	Meta-eclogita		✓		✓	✓		✓	✓	✓	✓			✓	✓	✓
AC22-45	Meta-eclogita		✓		✓	✓		✓	✓	✓	✓			✓	✓	✓
AC22-47(A)	Meta-eclogita		✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓			✓	✓	✓	✓
AC22-47(B)	Meta-eclogita		✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓			✓	✓	✓	✓

Abreviaciones minerales de Whitney et al., 2010.

Tabla A7. Óxidos mayores

Coord. E	567745	567526	567503	567503	567868	567770	567825	571442	571569	571569	571569
Coord. N	2050549	2050639	2050650	2050650	2050516	2050220	2050495	2055487	2055508	2055508	2055508
Localidad	Las Minas	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe						
Litología	AG	AG	AG	AG	AG	EA	EA	AG	EA	EA	EA
Grupo	Grupo 2	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 1				
Muestra	AC21-01	AC21-02	AC21-03	AC21-04	AC21-07	AC21-08	AC21-09	AC21-11	AC21-13	AC21-14	AC21-16
SiO2 [wt%]	42.19	45.62	49.3	47.16	46.24	44.83	42.4	48.03	48.01	46.84	46.37
Al2O3 [wt%]	15.27	12.51	15.06	15.38	16.26	15.73	17.05	17.83	15.78	15.17	17.72
Fe2O3 [wt%]	13.49	13.18	10.77	12.53	12.78	13.53	14.64	10.4	11.85	12.49	15.59
MnO [wt%]	0.217	0.234	0.174	0.192	0.228	0.223	0.207	0.146	0.2	0.189	0.205
MgO [wt%]	4.68	7.06	6.86	6.3	4.41	4.58	2.83	6.41	7.42	7.57	3.53
CaO [wt%]	10.48	10.04	9.5	12.16	10.19	12.23	11.68	6.34	5.91	9.69	8.78
Na2O [wt%]	0.69	2.91	3.4	2.52	0.08	2.47	2.31	3.28	3.87	2.89	2.71
K2O [wt%]	1.67	0.03	0.12	0.03	1.23	0.57	2.02	0.77	0.02	0.03	0.31
TiO2 [wt%]	1.673	1.698	1.17	1.507	1.493	1.692	1.659	1.115	1.217	1.671	2.077
P2O5 [wt%]	0.1	0.15	0.11	0.1	0.24	0.14	0.16	0.12	0.13	0.15	0.27
LOI	8.13	6.85	2.75	2.4	5.91	3.91	5.02	4.8	4.3	3.4	2.97
Total	98.6	100.3	99.23	100.3	99.04	99.91	99.98	99.25	98.7	100.1	100.5

AG= Anfibolita con granate; A= Anfibolita; EA= Esquisto azul; ESQ MIC= Esquisto de mica con granate; ME= Meta-eclogita.

Tabla A7. Óxidos mayores (continuación)

571569	568185	568118	571533	571442	571938	571900	18.5897	575402	575265	575130	577174	574970	574970
2055508	2050746	2050792	2055552	2055488	2055680	2055803	-98.3134	2055589	2055753	2056394	2053670	2053864	2053864
Guadalupe	Las Minas	Las Minas	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe	Mimilulco	Mimilulco	Mimilulco	Ahuatlán	Ahuatlán	Ahuatlán
EA	AG	EA	EA	EA	MIC-ESQ	EA	EA	EA	ME	ME	ME	ME	ME
Grupo 1	Grupo 2	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 2	Grupo 2	Grupo 2	Grupo 2
AC21-17	AC21-18	AC21-19	AC21-26	AC21-29	AC22-32(A)	AC22-33	AC22-37	AC22-39	AC22-41(B)	AC22-44	AC22-45	AC22-47(A)	AC22-47(B)
47.33	46.02	43.93	36.35	47.11	49.54	46.22	45.86	47.71	52.73	48.98	49.47	48.79	48.67
17.35	14.86	16	13.32	18.84	23.09	16.98	16.48	14.6	15.55	14.35	11.78	14.87	14.72
15.21	12.37	12.92	11.15	12.12	9.04	14.24	12.12	9.97	10.11	11.16	10.39	12.46	10.59
0.196	0.267	0.192	0.181	0.194	0.108	0.211	0.176	0.168	0.17	0.162	0.25	0.121	0.163
3.54	5.92	5.03	5.68	3.4	3.12	4.47	6.06	5.59	6.28	7.97	4.73	6.62	8.02
8.11	9.79	12.45	18.05	10.24	3.06	9.88	7.12	11.11	4.96	11.44	14.25	8.07	11.99
3.68	2.37	3.1	2.43	3	3.08	2.72	4.39	3.56	5.92	2.37	2.57	3.51	2.66
0.34	0.05	0.12	0.12	1.06	3.41	0.97	0.06	1.09	0.11	0.08	0.17	0.13	0.19
1.967	1.597	1.536	1.569	1.391	1.045	1.746	1.567	1.311	1.621	0.925	1.268	1.724	1.177
0.14	0.15	0.14	0.14	0.15	0.15	0.19	0.11	0.15	0.21	0.07	0.21	0.1	0.1
2.53	7.19	4.72	11.54	2.71	3.92	2.63	5.21	4.3	2.21	1.26	5.52	2.27	1.81
100.4	100.6	100.1	100.5	100.2	99.57	100.3	99.17	99.56	99.86	98.76	100.6	98.65	100.1

AG= Anfibolita con granate; A= Anfibolita; EA= Esquisto azul; ESQ MIC= Esquisto de mica con granate; ME= Meta-eclogita.

Tabla A8. Elementos traza

Coord. E	567745	567526	567503	567503	567868	567770	567825	571442	571569	571569	571569	571569
Coord. N	2050549	2050639	2050650	2050650	2050516	2050220	2050495	2055487	2055508	2055508	2055508	2055508
Localidad	Las Minas	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe						
Litología	AG	AG	AG	AG	AG	EA	EA	AG	EA	EA	EA	EA
Grupo	Grupo 2	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 1				
Muestra	AC21-01	AC21-02	AC21-03	AC21-04	AC21-07	AC21-08	AC21-09	AC21-11	AC21-13	AC21-14	AC21-16	AC21-17
Sc [ppm]	44	44	42	49	42	48	49	31	45	45	53	58
Be [ppm]	1	1	1	< 1	< 1	< 1	< 1	1	< 1	< 1	< 1	< 1
V [ppm]	305	376	317	384	306	318	295	218	281	359	378	317
Cr [ppm]	390	80	140	80	310	300	330	250	170	260	320	340
Co [ppm]	51	47	34	36	48	52	61	42	57	51	72	60
Ni [ppm]	120	40	60	40	100	100	140	120	100	110	100	120
Cu [ppm]	80	130	40	200	10	80	< 10	80	70	90	60	90
Zn [ppm]	120	110	70	70	120	80	90	80	90	80	120	130
Ga [ppm]	16	15	16	22	22	20	21	19	17	20	23	22
Ge [ppm]	1.6	1.2	1.8	2.2	2.9	2.2	2.5	1.1	1.5	1.6	2.3	2.2
As [ppm]	< 5	9	13	18	11	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb [ppm]	75	< 1	4	1	49	18	48	31	< 1	< 1	10	8
Sr [ppm]	174	120	160	206	190	312	372	121	89	223	177	230
Y [ppm]	31.2	25.4	20	25.9	35.7	38.6	39.2	31.1	29.4	36.8	49	37.1
Zr [ppm]	93	89	58	76	81	93	97	89	60	94	117	112
Nb [ppm]	1.8	6.1	4	5.3	2.5	1.9	1.7	7.8	1.1	1.8	2.6	2.5
Mo [ppm]	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag [ppm]	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In [ppm]	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sn [ppm]	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1
Sb [ppm]	0.5	0.2	0.2	0.5	0.8	1.5	0.9	0.3	0.7	0.3	0.5	0.7
Cs [ppm]	4.7	0.1	0.2	0.2	3.8	2	6.3	1.8	0.1	0.1	0.9	0.8
Ba [ppm]	348	10	56	18	258	68	622	134	16	13	73	52

AG= Anfibolita con granate; A= Anfibolita; EA= Esquisto azul; ESQ MIC= Esquisto de mica con granate; ME= Meta-eclogita.

Tabla A8. Elementos traza (continuación)

Coord. E	568185	568118	571533	571442	571938	571900	18.5897	575402	575265	575130	577174	574970	574970
Coord. N	2050746	2050792	2055552	2055488	2055680	2055803	-98.3134	2055589	2055753	2056394	2053670	2053864	2053864
Localidad	Las Minas	Las Minas	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe	Mimilulco	Mimilulco	Mimilulco	Ahuatlán	Ahuatlán	Ahuatlán
Litología	AG	EA	EA	EA	MIC-ESQ	EA	EA	EA	ME	ME	ME	ME	ME
Grupo	Grupo 2	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 2	Grupo 2	Grupo 2	Grupo 2
Muestra	AC21-18	AC21-19	AC21-26	AC21-29	AC22-32(A)	AC22-33	AC22-37	AC22-39	AC22-41(B)	AC22-44	AC22-45	AC22-47(A)	AC22-47(B)
Sc [ppm]	42	48	40	49	26	50	49	34	35	43	34	50	41
Be [ppm]	< 1	< 1	< 1	< 1	3	< 1	1	1	2	< 1	< 1	1	< 1
V [ppm]	339	359	314	288	223	332	323	272	270	320	277	359	298
Cr [ppm]	250	180	240	310	120	290	290	320	210	350	90	240	250
Co [ppm]	40	46	38	49	21	60	45	39	34	48	29	41	38
Ni [ppm]	70	50	110	110	60	120	100	160	100	120	50	90	110
Cu [ppm]	40	80	60	50	40	50	70	60	30	120	60	20	50
Zn [ppm]	70	80	70	80	110	120	90	80	100	80	60	100	70
Ga [ppm]	16	16	16	16	28	19	17	16	18	15	14	17	16
Ge [ppm]	1.5	1.7	1.4	1.9	2.2	2.6	2	2	1.7	1.4	1.2	1.6	1.5
As [ppm]	< 5	< 5	< 5	< 5	10	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb [ppm]	2	2	3	21	174	23	2	31	1	1	3	2	5
Sr [ppm]	104	192	189	163	91	183	153	174	81	205	271	135	195
Y [ppm]	32	32	34.5	30.2	38.8	39.2	34.4	30.8	36.7	23.9	28.7	30.1	24.4
Zr [ppm]	87	77	91	74	140	104	92	139	187	44	73	75	61
Nb [ppm]	1.4	1.1	1.4	0.9	18	1.9	1.9	6.3	5.5	2.3	7.7	10.4	5.4
Mo [ppm]	4	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag [ppm]	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In [ppm]	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sn [ppm]	1	1	1	1	5	1	1	1	1	< 1	1	1	< 1
Sb [ppm]	0.5	0.3	0.4	0.4	< 0.2	0.9	0.6	0.3	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0.2	0.2
Cs [ppm]	0.6	0.3	0.3	2.2	8.2	2.3	0.2	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1
Ba [ppm]	45	21	13	90	602	83	14	169	16	17	75	20	58

AG= Anfíbolita con granate; A= Anfíbolita; EA= Esquisto azul; ESQ MIC= Esquisto de mica con granate; ME= Meta-eclogita.

Tabla A8. Elementos traza (continuación)

Coord. E	567745	567526	567503	567503	567868	567770	567825	571442	571569	571569	571569	571569
Coord. N	2050549	2050639	2050650	2050650	2050516	2050220	2050495	2055487	2055508	2055508	2055508	2055508
Localidad	Las Minas	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe						
Litología	AG	AG	AG	AG	AG	EA	EA	AG	EA	EA	EA	EA
Grupo	Grupo 2	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 1				
Muestra	AC21-01	AC21-02	AC21-03	AC21-04	AC21-07	AC21-08	AC21-09	AC21-11	AC21-13	AC21-14	AC21-16	AC21-17
La [ppm]	3.68	6.38	4.33	6.45	3.83	4.18	6.64	20.1	3.01	3.92	4.58	3.54
Ce [ppm]	10.8	16	10.7	15.6	10.4	12	16	42	7.48	11.7	13.4	11.3
Pr [ppm]	1.83	2.34	1.64	2.38	1.76	1.98	2.61	5.24	1.48	2.03	2.52	1.94
Nd [ppm]	10.2	11.7	8.49	11.8	10.1	11.4	13.7	21.5	8.51	11.1	14.1	11.1
Sm [ppm]	3.79	3.43	2.66	3.4	3.52	3.89	4.66	5.12	2.94	3.93	5.04	3.96
Eu [ppm]	2.02	1.19	0.983	1.4	1.27	1.46	1.58	1.34	1.14	1.46	1.9	1.45
Gd [ppm]	4.56	4.19	3.05	4.12	4.64	5.16	5.45	5.05	3.95	5.01	6.5	5.1
Tb [ppm]	0.93	0.74	0.6	0.78	0.94	1.04	1.07	0.94	0.78	1	1.31	1.06
Dy [ppm]	5.64	4.87	3.68	4.93	6.16	7.11	7.02	5.83	5.24	6.65	8.75	6.93
Ho [ppm]	1.21	0.99	0.79	1.01	1.34	1.48	1.47	1.2	1.07	1.41	1.87	1.47
Er [ppm]	3.46	2.93	2.28	2.85	3.86	4.27	4.4	3.51	3.2	4.19	5.48	4.37
Tm [ppm]	0.514	0.412	0.308	0.4	0.557	0.622	0.621	0.508	0.481	0.599	0.799	0.622
Yb [ppm]	3.34	2.7	2.06	2.68	3.86	4	4.17	3.29	3.01	3.84	5.18	4.07
Lu [ppm]	0.507	0.412	0.32	0.414	0.6	0.63	0.653	0.507	0.453	0.595	0.794	0.647
Hf [ppm]	2.5	2.3	1.5	2	2.1	2.6	2.6	2.5	1.7	2.5	3.4	3.1
Ta [ppm]	0.13	0.38	0.24	0.34	0.13	0.13	0.13	0.62	0.08	0.12	0.17	0.17
W [ppm]	< 0.5	< 0.5	3.4	5.3	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Tl [ppm]	0.38	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.26	0.09	0.2	0.16	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Pb [ppm]	46	10	11	6	29	15	18	12	< 5	6	< 5	< 5
Bi [ppm]	0.3	0.1	0.1	< 0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Th [ppm]	0.13	0.52	0.3	0.44	0.41	0.45	0.94	7.87	0.09	0.33	0.21	0.18
U [ppm]	0.13	0.4	0.13	0.13	0.23	0.22	0.39	1.27	0.07	0.13	0.2	0.18

AG= Anfibolita con granate; A= Anfibolita; EA= Esquisto azul; ESQ MIC= Esquisto de mica con granate; ME= Meta-eclogita.

Tabla A8. Elementos traza (continuación)

Coord. E	568185	568118	571533	571442	571938	571900	18.5897	575402	575265	575130	577174	574970	574970
Coord. N	2050746	2050792	2055552	2055488	2055680	2055803	-98.3134	2055589	2055753	2056394	2053670	2053864	2053864
Localidad	Las Minas	Las Minas	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe	Guadalupe	Mimilulco	Mimilulco	Mimilulco	Ahuatlán	Ahuatlán	Ahuatlán
Litología	AG	EA	EA	EA	MIC-ESQ	EA	EA	EA	ME	ME	ME	ME	ME
Grupo	Grupo 2	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 2	Grupo 2	Grupo 2	Grupo 2
Muestra	AC21-18	AC21-19	AC21-26	AC21-29	AC22-32(A)	AC22-33	AC22-37	AC22-39	AC22-41(B)	AC22-44	AC22-45	AC22-47(A)	AC22-47(B)
La [ppm]	2.82	2.64	3.35	2.99	52	4.04	4.18	14.6	11.4	2.73	8.34	8.55	5.11
Ce [ppm]	9.15	7.93	10.4	7.45	108	11.9	12	32.8	28.4	6.76	19.8	14.7	11.8
Pr [ppm]	1.63	1.48	1.79	1.44	12.5	2.06	1.92	4.33	4.12	1.06	2.59	2.6	1.67
Nd [ppm]	8.92	8.64	10.1	8.04	46.9	11.5	10.5	19.2	19.1	5.64	12.5	12.6	8.32
Sm [ppm]	3.4	3.16	3.69	3.04	9.46	4.13	3.74	4.96	5.44	2.11	3.54	3.84	2.8
Eu [ppm]	1.41	1.19	1.31	1.12	1.96	1.55	1.41	1.42	1.61	0.745	1.17	1.29	0.966
Gd [ppm]	4.38	4	4.96	4.42	7.87	5.81	5.14	5.39	6.16	3.15	4.5	5.02	3.42
Tb [ppm]	0.88	0.83	0.89	0.78	1.22	1.07	0.96	0.9	1.04	0.59	0.76	0.89	0.62
Dy [ppm]	5.78	5.62	6.1	5.34	7.5	7.12	6.21	5.85	7	4.28	4.92	5.66	4.36
Ho [ppm]	1.22	1.19	1.28	1.1	1.48	1.49	1.29	1.18	1.42	0.91	1.02	1.15	0.92
Er [ppm]	3.73	3.53	3.76	3.33	4.28	4.42	3.78	3.29	4.1	2.76	3.01	3.44	2.71
Tm [ppm]	0.542	0.502	0.535	0.48	0.62	0.659	0.558	0.47	0.593	0.415	0.436	0.502	0.403
Yb [ppm]	3.4	3.25	3.52	3.16	4.2	4.18	3.45	3.14	3.84	2.69	2.71	3.28	2.71
Lu [ppm]	0.511	0.524	0.547	0.505	0.666	0.685	0.528	0.477	0.605	0.425	0.433	0.502	0.419
Hf [ppm]	2.3	2	2.5	2	3.8	2.7	2.5	3.4	4.3	1.3	1.8	2.1	1.7
Ta [ppm]	0.13	0.06	0.11	0.08	1.51	0.14	0.12	0.41	0.32	0.16	0.5	0.55	0.37
W [ppm]	88.3	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Tl [ppm]	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.73	0.08	< 0.05	0.12	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Pb [ppm]	< 5	< 5	7	< 5	30	< 5	6	8	8	21	< 5	9	5
Bi [ppm]	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.6	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Th [ppm]	0.18	0.17	0.29	0.2	18.5	0.43	0.68	2.73	2.25	0.41	0.92	0.67	0.75
U [ppm]	0.06	0.09	0.09	0.14	2.55	0.16	0.23	0.81	0.52	0.09	0.42	0.23	0.17

AG= Anfibolita con granate; A= Anfibolita; EA= Esquisto azul; ESQ MIC= Esquisto de mica con granate; ME= Meta-eclogita.

Tabla A9. Elementos traza de titanitas de la muestra AC21-09

Muestra	Si	Mg	P	Ca	Ti	Mn	Sr	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Ttn09_1	4.00E+05	19	706	1.99E+05	3.26E+05	173.7	12.49	16.66	46	0	-2.60E-07	0	0	0.037	0.043	0.195
Ttn09_2	4.03E+05	54	577	1.99E+05	3.23E+05	203.5	13.41	21.87	30.9	0	-2.64E-07	0	0	0.102	0.06	0.308
Ttn09_3	4.04E+05	23.1	444	1.99E+05	3.22E+05	200.4	15.95	43.3	11	0	0.064	0.042	0.18	0.296	0.178	1.11
Ttn09_4	4.11E+05	29	175	2.00E+05	3.27E+05	186.9	12.17	51.3	510	0	0.193	0.069	0.41	0.7	0.386	1.82
Ttn09_5	4.08E+05	274	212	1.98E+05	3.16E+05	212.1	13.01	17.07	5.71	0	-2.78E-07	0	0	0.118	0.07	0.359
Ttn09_6	4.15E+05	520	241	1.95E+05	3.15E+05	214.3	19.28	36.52	280	0	0.056	0	0.36	0.26	0.154	1
Ttn09_7	4.02E+05	31	387	1.99E+05	3.23E+05	188.1	17.15	34.08	101	0	0.017	0	0	0.189	0.123	0.72
Ttn09_8	3.97E+05	59	278	1.99E+05	3.22E+05	191	15.6	18.3	9.06	0	0.029	0	0	0.142	0.086	0.42
Ttn09_9	4.09E+05	161	246	1.97E+05	3.26E+05	159	10.96	31	403	0	0.011	0.017	0.18	0.29	0.187	0.78
Ttn09_10	4.01E+05	13.4	192	1.99E+05	3.27E+05	199.5	14.68	30.15	464	0	-3.25E-07	0	0	0.186	0.115	0.498
Ttn09_11	3.94E+05	13	278	2.00E+05	3.24E+05	183.8	17.55	29.3	970	0	0.031	0	0	0.177	0.127	0.58
Ttn09_12	4.00E+05	380	167	1.93E+05	3.12E+05	193	16.59	23.52	22	0	-3.39E-07	0	0	0.19	0.106	0.59
Ttn09_13	4.03E+05	371	240	1.95E+05	3.21E+05	197	19.71	31.03	95	0	0.044	0.031	0	0.148	0.185	0.79
Ttn09_14	4.09E+05	13.5	292	1.99E+05	3.28E+05	213.3	16.81	39.43	208	0	0.034	0	0	0.213	0.158	0.824
Ttn09_15	4.09E+05	417	313	1.98E+05	3.23E+05	223.5	17.4	36.94	18	0	-3.48E-07	0	0	0.217	0.15	0.77
Ttn09_16	3.96E+05	40.7	213	1.99E+05	3.19E+05	224.8	26	24.45	13.9	0	0.134	0.009	0.3	0.169	0.154	0.73
Ttn09_17	4.22E+05	1130	142	1.84E+05	2.96E+05	207	17.72	28.3	10.7	0	0.042	0	0	0.194	0.144	0.71
Ttn09_18	4.12E+05	16.9	258	1.98E+05	3.25E+05	217.6	18.76	41.2	10.33	0	0.075	0.019	0.32	0.323	0.13	0.94
Ttn09_19	3.76E+05	304	187	1.99E+05	3.29E+05	226	18.22	44.8	207	0	0.038	0	0	0.265	0.194	1.08
Ttn09_20	3.95E+05	48	149	1.99E+05	3.24E+05	213.3	18.88	26.14	303	0	-4.10E-07	0	0	0.132	0.098	0.539
Ttn09_21	4.02E+05	28.9	215	1.99E+05	3.25E+05	221.7	19.5	32.2	720	0	0.035	0	0	0.237	0.077	0.591
Ttn09_22	4.05E+05	28.3	180	2.00E+05	3.23E+05	213.9	19	34.1	1160	0	-4.13E-07	0	0	0.149	0.072	0.63
Ttn09_23	4.04E+05	27	223	1.96E+05	3.19E+05	187.1	16.49	25.9	437	0	-4.15E-07	0	0	0.099	0.073	0.395
Ttn09_24	4.06E+05	162	273	1.95E+05	3.17E+05	222.8	15.54	35.9	303	0	0.012	0	0.033	0.327	0.17	0.82
Ttn09_25	3.24E+05	100	398	1.91E+05	3.04E+05	136	8.98	46.7	80	0	0.043	0	0	0.198	0.059	0.53
Ttn09_26	3.99E+05	22	185	1.97E+05	3.16E+05	228.4	16.62	12.68	5.58	0	-4.38E-07	0	0	0.05	0.036	0.369
Ttn09_27	4.08E+05	17	162	1.97E+05	3.20E+05	156.7	12.62	18.7	304	0	-4.38E-07	0	0	0.116	0.043	0.391
Ttn09_28	3.92E+05	21	83	1.98E+05	3.30E+05	346	15.1	122	27	0.098	1.06	0.42	4.63	5.01	1.8	8.94
Ttn09_29	3.95E+05	24.9	177	1.98E+05	3.27E+05	180.6	16.7	27.1	91	0	0.057	0.0049	0.27	0.271	0.106	0.69

Todas las cantidades están expresadas en ppm.

Tabla A9. Elementos traza de titanitas de la muestra AC21-09 (continuación)

Muestra	Tb	Dy	H	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Hg	Pb (204)	Pb (206)	Pb (207)	Pb (208)	Th (232)	U (238)
Ttn09_1	0.114	1.77	0.639	3.42	0.893	8.1	1.354	5.6	71	6.28	5.49	5.01	5.3	0	0.0105
Ttn09_2	0.159	2.4	0.843	4.39	1.119	9.96	1.66	5.73	70	4.2	4.9	4.68	4.828	0	0.0076
Ttn09_3	0.398	5.25	1.655	7.35	1.49	12.07	1.672	1.68	69	4.9	5.94	5.64	5.61	0	0.0137
Ttn09_4	0.563	6.88	2.016	8.23	1.671	14.13	2.32	14.7	28	4	2.67	2.65	2.67	0.45	0.072
Ttn09_5	0.13	1.81	0.634	3.21	0.77	6.64	0.995	0.658	12	4.1	4.86	4.86	4.93	0	0.0041
Ttn09_6	0.395	4.58	1.458	6.01	1.139	9.05	1.264	9.7	48	6.2	6.11	5.71	5.55	0.0206	0.035
Ttn09_7	0.301	4.1	1.292	6.03	1.279	9.7	1.334	4.51	46	5.41	6.78	6.09	6.33	0.0095	0.0274
Ttn09_8	0.173	2.12	0.719	3.52	0.767	6.96	1.012	1.31	34	5.51	6.07	5.56	5.91	0	0.003
Ttn09_9	0.25	3.4	1.08	5.11	1.179	11.42	1.92	12.3	39	3.3	2.65	2.43	2.42	0.056	0.094
Ttn09_10	0.253	3.41	1.179	5.38	1.178	10.46	1.674	13.6	6	2.4	4.07	3.79	3.98	0.0343	0.063
Ttn09_11	0.242	3.3	1.098	5.5	1.253	11.8	2.07	24.5	27	7.5	7.28	6.92	7.14	0.041	0.107
Ttn09_12	0.228	3.05	0.985	4.47	0.953	7.71	1.023	1.5	-6	6.43	6.32	6.08	6.16	0.0056	0.0032
Ttn09_13	0.294	3.68	1.168	5.4	1.237	10.08	1.47	2.6	4	7.1	7.41	6.83	7.05	0.0116	0.0222
Ttn09_14	0.352	4.82	1.506	7.04	1.581	13.38	2.02	6.4	32	4.7	5.72	5.34	5.34	0.0133	0.047
Ttn09_15	0.336	4.19	1.394	6.66	1.436	11.82	1.741	0.93	5	4.95	6.08	5.63	5.84	0.0014	0.0102
Ttn09_16	0.287	3.42	0.984	3.99	0.792	5.59	0.752	2.23	15	7.8	6.62	6.18	6.34	0.0124	0.0098
Ttn09_17	0.288	3.38	1.011	4.4	0.932	6.11	0.846	1.38	57	4.9	5.26	5.11	4.93	0	0.0054
Ttn09_18	0.371	4.81	1.58	7.37	1.54	10.86	1.452	1.9	53	5.5	6.13	5.52	5.72	0	0.0101
Ttn09_19	0.469	5.17	1.69	7.82	1.668	13.67	1.878	6.1	42	5	5.15	5.09	5.16	0.0179	0.06
Ttn09_20	0.267	3.15	1.019	4.53	1.018	7.96	1.209	9.1	24	6.4	5.62	5.24	5.31	0.0273	0.056
Ttn09_21	0.222	3.06	1.127	5.37	1.179	10.34	1.76	21	75	6.7	7.59	7.05	7.1	0.06	0.116
Ttn09_22	0.208	3.27	1.154	5.52	1.245	10.85	1.78	26.2	-4	7.8	6.46	6.2	6.29	0.0313	0.073
Ttn09_23	0.229	3.19	0.973	4.63	1.039	9.37	1.64	13.2	56	7.1	7.34	6.57	6.59	0.064	0.04
Ttn09_24	0.348	4.55	1.445	6.25	1.361	11.36	1.86	8.3	-6	5.07	5.08	4.77	4.89	0.0237	0.0438
Ttn09_25	0.275	4.77	1.89	8.75	1.99	15.71	2.25	4	53	3.4	2.81	2.52	2.48	0.0076	0.0213
Ttn09_26	0.086	1.52	0.499	2.16	0.474	4.03	0.55	0.632	41	8.5	7.78	7.36	7.59	0	0.0031
Ttn09_27	0.137	2.09	0.676	3.65	0.919	8.4	1.36	9	7	4.2	3.93	3.77	3.77	0.0245	0.087
Ttn09_28	2.8	26.1	5.61	18.5	3.39	22.8	2.18	1.34	19	4.32	4.96	4.62	4.71	0.0168	0.09
Ttn09_29	0.252	3.34	1.095	4.93	1.154	9.07	1.343	2.94	-10	6.8	6.52	5.95	6.02	0.0109	0.04

Todas las cantidades están expresadas en ppm.

Tabla A10. Elementos traza de titanitas de la muestra AC21-17

Muestra	Si	Mg	P	Ca	Ti	Mn	Sr	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Ttn17_1	4.08E+05	2980	240	1.97E+05	3.14E+05	364.4	10.42	120.3	9.16	0	0.254	0.075	1.26	1.68	0.74	5.38
Ttn17_2	3.99E+05	760	220	2.02E+05	3.34E+05	1180	8.59	102.6	8.82	0	0.119	0.087	1.01	1.42	0.453	4.02
Ttn17_3	3.20E+04	400	-600	1.86E+05	2.28E+05	150	8.28	113	11.1	0	1.11	0.45	1.6	4.2	0.94	9.4
Ttn17_4	4.22E+05	13	480	2.03E+05	3.28E+05	179.7	8.98	76.1	16.9	0	0.23	0.154	1.97	2.09	0.548	4.66
Ttn17_5	4.27E+05	19	360	2.00E+05	3.20E+05	174.4	9.4	146.4	9.88	0.033	0.69	0.254	4.07	4.36	1.068	9.86
Ttn17_6	4.31E+05	171	340	2.03E+05	3.22E+05	267.8	8.53	156.3	7.02	0.015	0.51	0.295	2.39	2.81	1.011	7.23
Ttn17_7	4.27E+05	61	130	2.03E+05	3.18E+05	196.7	8.49	128.2	96	0.026	0.327	0.136	1.83	2.61	0.7	6.53
Ttn17_8	4.19E+05	25	430	2.02E+05	3.24E+05	290.2	7.96	248.4	15	0.044	0.63	0.421	3.47	4.33	1.125	11.96
Ttn17_9	4.23E+05	22	280	1.99E+05	3.20E+05	275.5	7.68	150.4	14.9	0	0.571	0.248	1.74	2.83	0.956	7.07
Ttn17_10	4.19E+05	25	150	2.01E+05	3.19E+05	188	10.93	88.1	24.1	0	0.48	0.14	1.61	2.4	0.713	5.19
Ttn17_11	4.12E+05	5420	130	1.92E+05	3.08E+05	254	9.86	116.3	24	0.039	0.417	0.173	2.27	2.8	0.841	6.44
Ttn17_12	4.14E+05	20.4	280	2.05E+05	3.27E+05	239.5	8.7	186.7	7.61	0.029	0.436	0.137	2.11	2.42	0.846	6.67
Ttn17_13	4.18E+05	93	190	2.02E+05	3.25E+05	273.6	8.48	91.7	10.2	0.01	0.341	0.121	1.35	1.59	0.548	3.91
Ttn17_14	4.17E+05	216	220	2.03E+05	3.25E+05	294.9	7.85	83.3	6.88	0	0.213	0.078	0.71	1.04	0.413	2.63
Ttn17_15	4.15E+05	13.9	390	2.06E+05	3.25E+05	213.6	8.85	131.4	5.44	0	0.246	0.105	1.56	2.07	0.5	4.77
Ttn17_16	3.25E+05	48	220	2.06E+05	3.30E+05	189.6	10.48	176.3	51	0.061	0.55	0.213	2.19	3.58	0.894	8.69
Ttn17_17	4.22E+05	19.6	290	2.00E+05	3.17E+05	253.6	8.85	81.3	10.84	0	0.122	0.068	0.5	1.09	0.507	2.85
Ttn17_18	4.18E+05	8	170	2.02E+05	3.22E+05	271.7	7.66	90.3	12.17	0	0.07	0.055	0.34	0.92	0.401	2.4
Ttn17_19	4.23E+05	231	230	2.03E+05	3.20E+05	213.3	8.6	79.4	84	0.06	0.161	0.128	0.74	1.7	0.47	3.48
Ttn17_20	4.22E+05	74	220	2.00E+05	3.22E+05	229.1	8.64	173.6	18.5	0	0.23	0.144	1.33	2.21	0.653	5.86
Ttn17_21	4.12E+05	420	170	1.97E+05	3.26E+05	261	8.23	108.4	81	0	0.302	0.139	1.86	1.96	0.618	5.29
Ttn17_22	4.17E+05	17.8	190	2.01E+05	3.25E+05	193.9	9.56	203.7	86	0.086	0.8	0.413	4.19	4.73	1.348	12.4
Ttn17_23	4.04E+05	19	180	2.02E+05	3.27E+05	192.6	9.36	165.9	620	0.024	0.669	0.26	3.36	3.96	1.027	9.91
Ttn17_24	4.15E+05	10	250	2.01E+05	3.25E+05	210.3	8.64	86.2	5.8	0	0.227	0.098	1.65	1.58	0.49	3.59
Ttn17_25	4.31E+05	840	178	2.00E+05	3.24E+05	214.1	9.5	102.6	5.85	0	0.484	0.202	2.15	2.71	0.707	6.12
Ttn17_26	4.19E+05	18	293	2.02E+05	3.22E+05	170.9	9	200.2	293	0.035	0.82	0.403	4.28	5.3	1.602	13.05
Ttn17_27	4.20E+05	700	230	1.98E+05	3.22E+05	178.9	7.83	96.7	16.06	0.033	0.335	0.191	1.68	2.91	0.752	6.83
Ttn17_28	4.16E+05	26	140	2.02E+05	3.22E+05	208	9.02	146.7	12.9	0	0.201	0.054	0.82	1.72	0.509	4.61
Ttn17_29	4.25E+05	178	208	2.02E+05	3.28E+05	180	7.7	100	7.06	0.006	0.47	0.238	2.7	3.09	0.565	6.85
Ttn17_30	4.25E+05	117	280	2.02E+05	3.22E+05	182.2	7.62	93.9	10.82	0	0.43	0.177	2.2	2.94	0.487	6.77
Ttn17_31	4.08E+05	65	207	2.00E+05	3.32E+05	241.3	8.59	204.4	8.98	0.05	0.753	0.475	4.82	5.63	1.433	13.58
Ttn17_32	4.19E+05	29	220	2.00E+05	3.29E+05	207	8.97	167.1	11.6	0.039	0.71	0.288	4.04	5.35	1.303	12.68
Ttn17_33	3.95E+05	590	470	1.88E+05	2.76E+05	331	83	193.6	39	2.36	6.7	1.27	7.5	5.3	1.51	10.02
Ttn17_34	4.24E+05	30	375	2.03E+05	3.30E+05	210	9.47	247.7	164	0.094	0.97	0.416	3.89	5.31	1.574	12.39
Ttn17_35	4.02E+05	890	120	1.92E+05	2.97E+05	281.5	40.4	87.7	50	1.05	3.61	0.6	3.16	1.58	0.42	3.39
Ttn17_36	4.12E+05	16	164	2.02E+05	3.23E+05	237.8	8.13	71.2	13.18	0.016	0.346	0.128	1.64	1.77	0.623	4.32
Ttn17_37	4.16E+05	196	200	2.01E+05	3.27E+05	215.3	8.13	230.8	14.4	0.05	0.507	0.258	2.24	3.89	1.21	9.79
Ttn17_38	4.10E+05	420	250	2.01E+05	3.25E+05	226.5	8.48	97.1	35	0	0.358	0.145	1.25	1.87	0.448	4.18
Ttn17_39	4.16E+05	4	56	2.00E+05	3.24E+05	254	8.72	79.1	48	0.053	0.369	0.184	2.38	2.72	0.577	5.4
Ttn17_40	4.18E+05	25	159	1.98E+05	3.21E+05	320.5	7.37	92.6	280	0	0.227	0.134	1.47	1.73	0.457	3.79
Ttn17_41	3.99E+05	10.6	25	2.02E+05	3.33E+05	271.3	7.47	195.6	14.3	0.041	0.64	0.448	4.13	5.11	1.01	11.77
Ttn17_42	4.11E+05	39.8	146	2.01E+05	3.23E+05	230	8.31	155.9	17.3	0.058	0.83	0.428	5.37	5.86	1.095	12.67

Todas las cantidades están expresadas en ppm.

Tabla A10. Elementos traza de titanitas de la muestra AC21-17 (continuación)

Muestra	Tb	Dy	H	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Hg	Pb (204)	Pb (206)	Pb (207)	Pb (208)	Th (232)	U (238)
Tm17_1	1.6	16.13	4.9	21.01	5.01	46.8	6.92	1.73	369	3.07	2.62	2.43	2.47	0.0079	0.091
Tm17_2	1.133	13.43	4.16	20.24	4.91	48.4	7.15	1.45	18	0.61	1.34	1.2	1.24	0.00064	0.0139
Tm17_3	2.3	19.2	4.23	14.8	2.24	14.33	2.05	0.95	63	14.9	9.3	8.14	8.76	0.02	0.026
Tm17_4	1.292	12.71	3.37	12.72	2.33	17.05	2.345	2.54	60	1.66	1.2	1.143	1.15	0.0026	0.0131
Tm17_5	2.64	24.12	5.94	20.31	3.3	22.68	3.2	2.48	75	1.2	1.26	1.27	1.24	0.0037	0.0234
Tm17_6	2.017	21.55	6.23	25.16	4.98	40.64	6.18	0.87	90	2.36	1.67	1.58	1.52	0.0122	0.0273
Tm17_7	2.003	20.05	5.44	20.18	3.71	27	3.64	4.6	66	2.18	1.67	1.65	1.59	0.0106	0.0278
Tm17_8	3.509	37.5	10.79	44.41	9.51	81.1	10.98	1.4	20	1.05	1.36	1.16	1.27	0.009	0.0462
Tm17_9	2.194	23.29	6.45	27.2	5.56	47.1	6.28	1.82	70	2.09	1.46	1.36	1.48	0.0027	0.0275
Tm17_10	1.398	13.96	3.6	13.5	2.44	18.85	2.76	3.53	51	1.43	1.26	1.11	1.23	0.0021	0.0122
Tm17_11	1.757	17.75	4.78	17.42	3.26	24.04	3.456	1.28	65	0.73	0.97	0.897	0.868	0.0089	0.0295
Tm17_12	2.041	23.37	7.08	33.66	7.91	76.4	10.78	1.24	62	2	1.43	1.35	1.38	0.0023	0.0347
Tm17_13	1.253	13.6	3.93	17.38	4.25	39.6	6.04	1.07	26	0.85	1.38	1.15	1.19	0.0044	0.0183
Tm17_14	0.928	11.15	3.57	17.87	4.87	52.6	7.59	1.2	53	0.82	1.21	1.06	1.03	0	0.0132
Tm17_15	1.456	17.21	5.1	23.49	5.19	48.3	6.64	1.02	34	1.54	1.15	1.04	1.05	0	0.016
Tm17_16	2.334	24.87	6.76	26.74	5.16	39.8	6.17	2.5	41	2.5	0.99	0.871	0.885	0.0164	0.042
Tm17_17	0.914	10.36	3.27	14.04	2.86	25.5	3.77	3.02	53	0.83	1.2	1.07	1.1	0.00066	0.0082
Tm17_18	0.945	11.14	3.64	16.77	3.78	33.49	4.78	4.77	55	1.25	0.858	0.769	0.792	0	0.0065
Tm17_19	0.995	10.16	2.97	12.66	2.91	26.06	3.9	4.69	42	1.21	1.05	0.96	1.04	0.0035	0.0095
Tm17_20	1.91	22	6.82	31.3	7.11	62	8.47	3.02	55	1.31	1.46	1.35	1.36	0.0023	0.0171
Tm17_21	1.56	16.42	4.64	18.57	3.96	34	5.1	4.33	77	2.57	1.6	1.46	1.51	0.0091	0.0265
Tm17_22	3.37	31.47	8.38	29.67	5.3	37.7	5.67	3.71	13	0.97	1.1	1.068	1.08	0.0113	0.0424
Tm17_23	2.621	25.74	6.51	24.02	4.25	32.6	5.14	19.2	-21	1.02	0.829	0.782	0.727	0.0129	0.0428
Tm17_24	1.082	11.18	3.36	14.42	2.91	25.64	3.8	0.94	74	1.94	1.37	1.19	1.29	0.003	0.0089
Tm17_25	1.648	15.68	4.02	15.13	2.797	22.77	3.42	0.96	111	0.92	0.86	1.02	0.945	0.0098	0.0163
Tm17_26	3.552	32.02	8.18	29.31	5.13	39.39	5.7	7.6	73	1.31	1.36	1.2	1.24	0.0292	0.0716
Tm17_27	1.82	16.02	4.01	14.59	2.467	17.24	2.46	3.54	82	1.38	1.56	1.57	1.54	0.0055	0.0162
Tm17_28	1.545	18.48	5.73	26.1	5.51	46.2	6.36	2.49	77	2.44	1.83	1.66	1.74	0.0056	0.0176
Tm17_29	1.8	16.69	4.22	15.28	3	23.63	3.42	1.14	3	1.63	1.25	1.24	1.23	0.0115	0.0204
Tm17_30	1.694	15.9	4.04	14.89	2.75	22.9	3.29	2.27	23	1.68	1.36	1.26	1.25	0.0097	0.0214
Tm17_31	3.75	34.24	8.7	31.16	5.8	44.1	6.43	1.38	-30	0.95	1.16	1.03	1.05	0.0105	0.0346
Tm17_32	3.155	29.78	7.22	22.88	3.79	27.04	3.89	2.64	47	0.54	0.99	0.915	0.821	0.0091	0.0235
Tm17_33	2.614	26.87	7.72	33.3	7.43	65.9	9.57	2.03	55	2.6	1.9	1.68	1.63	0.112	0.103
Tm17_34	3.53	34.4	9.83	39.65	8.03	65.1	9.56	5.4	10	1.79	0.91	0.846	0.832	0.0105	0.0703
Tm17_35	1.074	11.71	3.73	16.76	3.85	35.53	5.23	2.3	13	1.64	1.79	1.61	1.7	0.257	0.0379
Tm17_36	1.055	9.92	2.63	11.36	2.22	19.42	3.26	3.29	56	1.64	1.33	1.3	1.29	0.001	0.0091
Tm17_37	3	31.84	9.25	38.1	7.55	61.2	8.54	1.41	76	1.54	1.38	1.2	1.27	0.0055	0.0358
Tm17_38	1.299	12.96	3.8	17.15	4.08	37	5.25	3.59	17	1.39	1.1	1.07	1.15	0.0054	0.0119
Tm17_39	1.458	12.54	3.309	12.71	2.465	19.97	3.21	2.84	47	1.7	1.25	1.23	1.3	0.0029	0.0147
Tm17_40	1.193	12.5	3.67	17.14	4.16	40.75	6.42	9.2	13	1.34	1.06	1.07	1.05	0.0154	0.0348
Tm17_41	3.29	31.7	8.7	31.78	6.13	47.7	6.61	2.8	16	0.99	0.95	0.84	0.86	0.0064	0.03
Tm17_42	2.918	25.43	6.39	21.19	3.69	26.32	3.52	3.36	65	1.19	1.12	1.07	1.07	0.0108	0.0212

Todas las cantidades están expresadas en ppm.