



**Universidad Nacional Autónoma de México**  
Posgrado en Ciencias de la Tierra  
Instituto de Geología

Petrogénesis de la anortosita Mariscal-Soconusco y rocas asociadas en el Complejo  
Macizo de Chiapas

Tesis

Que para optar por el grado de:  
Maestro en Ciencias de la Tierra

**Presenta:**

Alejandro Omar Cisneros de León

**Tutor:**

Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez  
(Instituto de Geología, UNAM)

**Miembros del comité tutor:**

Dr. Bodo Weber

(Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada)

Dr. Peter Schaaf

(Instituto de Geofísica, UNAM)

Dr. Luigi Solari

(Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla)

Dr. Mario-Ramos-Arias

(Instituto de Geología, UNAM)

**México, D.F. Junio de 2015**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

# **Petrogénesis de la anortosita Mariscal- Soconusco y rocas asociadas en el Complejo Macizo de Chiapas**

## **Tesis de Maestría**

Por Alejandro O. Cisneros de León

## **Dirección:**

Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez

## **Revisión:**

Dr. Bodo Weber

Dr. Peter Schaaf

Dr. Luigi Solari

Dr. Mario Ramos-Arias



**Universidad Nacional Autónoma de México**

Instituto de Geología

Posgrado en Ciencias de la Tierra

# Contenido

<b>Resumen</b> .....	9
<b>Abstract</b> .....	10
<b>1. Introducción</b> .....	11
1.1 Planteamiento del problema .....	11
1.2 Objetivos .....	12
1.3 Marco teórico .....	13
1.3.1 Anortositas de tipo masivo .....	13
1.3.2 Temporalidad y distribución de las anortositas .....	14
1.3.3 Origen de las anortositas.....	15
1.3.3.1 Origen del magma parental.....	15
1.3.3.2 Condiciones de cristalización .....	18
1.3.4 Origen de los óxidos de Ti-Fe .....	19
1.3.4.1 Tipos de depósitos de Ti-Fe .....	20
Ilmenita (Gebro-) norítica ± apatito ± magnetita .....	20
Mena dominada por Ti-magnetita .....	20
Nelsonita .....	21
Mena de Rutilo-Ilmenita.....	21
1.3.4.2 Procesos de formación de las menas .....	21
Cristalización fraccionada .....	21
Inmiscibilidad .....	22
1.3.4.3 Factores que controlan la composición de la mena .....	24
Geoquímica del rutilo .....	24
Rutilo en rocas metamórficas.....	26
Rutilo en rocas magmáticas.....	27
Estabilidad de la ilmenita y magnetita .....	28
Reacción ilmenita-magnetita .....	29
Exsoluciones.....	29
1.4 Marco Geológico Regional .....	30
1.4.1 Límite Maya-Chortis.....	31
1.4.2 Terreno Maya.....	32
1.4.2.1 Complejo Guichicovi.....	33
1.4.2.2 Complejo Macizo de Chiapas.....	33

1.4.3 Terreno Zapoteco .....	35
1.4.3.1 Complejo Oaxaqueño .....	36
1.4.4 Complejo Chuacús .....	37
1.5 Metodología .....	38
1.5.1 Cartografía geológica .....	38
1.5.2 Análisis petrográfico.....	38
1.5.3 Geocronología U-Pb .....	38
1.5.4 Geoquímica.....	39
1.5.5 Microscopía electrónica .....	39
1.5.6 Resumen y coordenadas de muestras.....	40
<b>2. Geología Local .....</b>	<b>41</b>
2.1 Complejo plutónico El Triunfo .....	41
2.1.1 Geología y Petrografía de la Zona Mariscal .....	41
2.1.1.1 Complejo Anortosítico Mariscal .....	41
2.1.1.1.1 Anortosita .....	43
2.1.1.1.2 Hornblendita-Anfibolita .....	47
2.1.1.1.3 Meta-ferrodiorita.....	49
2.1.1.1.4 Óxidos de Ti-Fe (Rutilmenitita) .....	51
2.1.1.2 Gneis Chipilín .....	55
2.1.1.3 Unidad La Candelaria .....	58
2.1.1.4 Granitoide Monzonítico.....	61
2.1.2 Geología y Petrografía de la Zona Soconusco.....	63
2.1.2.1 Complejo Anortosítico Soconusco.....	63
2.1.2.1.1 Anortosita .....	64
2.1.2.1.2 Hornblendita-Anfibolita .....	67
2.1.2.1.3 Meta-gabronorita rica en óxidos de Ti-Fe y apatito.....	68
2.1.2.1.4 Nelsonita.....	70
2.1.2.1.5 Rutilmenitita .....	71
2.1.2.3 Clinopiroxenita La Piñuela .....	75
2.1.2.4 Unidad Los Cacaos.....	77
2.1.2.4.1 Gneises de biotita, hornblenda y clinopiroxeno .....	77
2.1.2.4.2 Esquisto de biotita, sillimanita, cordierita y granate.....	81
2.1.2.5 Unidad La Candelaria .....	83
2.3 Química Mineral .....	86
<b>3. Geocronología U-Pb.....</b>	<b>97</b>

3.1 Rutilmenitita (ACL-5-10B).....	97
3.2 Meta-gabronorita (NF1302ACB).....	105
3.3 Anortosita (LI1307A).....	105
3.4 Anortosita (BR1302ACB).....	106
3.5 Monzonita (Monz-Mzp1).....	107
<b>4. Geoquímica</b> .....	<b>109</b>
4.1 Elementos Mayores y traza.....	109
4.1.1 CIPW.....	109
4.1.2 Diagramas de Clasificación.....	114
4.1.3 Diagramas Harker.....	115
4.1.4 Elementos Traza.....	118
4.1.5 Tierras Raras (REE).....	120
4.1.6 Discriminación Tectono-Magmática.....	122
4.2 Isótopos de Sr, Nd y Pb.....	126
<b>5. Discusión</b> .....	<b>131</b>
5.1 CJ-1 y CJ-4 (Estrada-Carmona <i>et al.</i> , 2012) ¿misma roca?.....	131
5.2 Eventos metamórficos el Complejo Mariscal-Soconusco.....	134
5.3 Edad de la anortosita Mariscal-Soconusco.....	136
5.4 Configuración tectónica y fuente del Complejo Anortosítico Mariscal-Soconusco.....	144
5.5 Petrogénesis del Complejo anortosítico Mariscal-Soconusco.....	153
5.5.1 Formación de la anortosita.....	153
5.5.2 Origen de la Rutilmenitita.....	153
5.5.2.1 Formación de coronas de zircón.....	155
5.5.2.2 Formación de la espinela, clinocloro y srilankita.....	157
5.5.3 Origen de la meta-gabronorita y nelsonita.....	158
5.5.4. Origen de la hornblendita y anfibolita.....	160
5.5.5 Origen de la meta-ferrodiorita.....	160
<b>Conclusiones</b> .....	<b>161</b>
<b>Referencias</b> .....	<b>164</b>

# Dedicatoria

Para mi esposa Tatiana:  
mapa y brújula de mi vida.

¿Por qué la tierra es mi casa?  
¿Por qué la noche es oscura?  
¿Por qué la luna es blanca  
que engorda como adelgaza?  
¿Por qué una estrella se enlaza  
con otra, como un dibujo?,  
Y ¿por qué el escaramujo es  
de la rosa y del mar?

Yo vivo de preguntar:  
saber no puede ser lujo.

El agua hirviendo en puchero  
suelta un ánima que sube  
a disolverse en la nube  
que luego será aguacero.  
Niño soy tan preguntero,  
tan comilón del acervo,  
que marchito si le pierdo  
una contesta a mi pecho.

Si saber no es un derecho,  
seguro será un izquierdo.

*-Escaramujo, Silvio Rodríguez*



# Agradecimientos

El maravilloso tema de las anortositas en Chiapas probablemente no hubiera visto la luz sino fuera por la motivación de mi amigo y maestro Alfredo Victoria Morales, quién quitó este tema de su lista de “*pendientes geológicos*” obsequiándomelo y apoyándome a realizar el primer trabajo sobre ellas. A él le debo la pasión por estas rocas, por la mineralogía y por la petrología ígnea y metamórfica. Por todo esto, estaré siempre agradecido y en deuda.

He sido muy afortunado de tener como tutor al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, al cual agradezco inmensamente el haber confiado en este proyecto desde su inicio; tener las puertas de su oficina siempre abiertas para mis dudas; las nutrientes discusiones y las supervisiones durante el proceso, pero sobre todo, agradezco infinitamente haber compartido un poco de su sabiduría y humildad conmigo, demostrando que esas dos cosas siempre deberían ir de la mano.

Dr. Bodo Weber, estaré por siempre agradecido con usted. Por todo su apoyo y enseñanzas en las salidas al campo; así como por las largas y divertidas discusiones post-campo que surgieron sobre este tema, resultando en invaluable consejos que enriquecieron de una forma muy grata esta tesis.

Al Dr. Peter Schaaf, quien me enseñó las reglas básicas del trabajo con isótopos, y quien estuvo siempre disponible ante mis numerosas dudas. De igual forma, por permitirme estar la mayor parte del posgrado “*viviendo*” en el LUGIS aun no siendo formalmente parte de él; por todo su apoyo a este proyecto desde la licenciatura, muchísimas gracias.

Al Dr. Luigi Solari, por todo el esfuerzo puesto en el arduo trabajo de fechar estas complicadas rocas y por sus valiosos comentarios críticos y constructivos que ayudaron a mejorar la tesis.

Al Dr. Mario Ramos Arias, por tomarse el tiempo de revisar la tesis a detalle y por todas sus sugerencias para nutrirla.

Un invaluable profesor, colega y amigo a lo largo de esta aventura ha sido Roberto Maldonado, con quien tuve la fortuna y placer de contar durante las estancias en campo, quien sin su ayuda y experiencia, el camino hubiera sido un poco más difícil y largo. Muchas gracias Roberto.

Definitivamente, la maestría no hubiera sido lo mismo sin la dicha de compartirla con mi amigo Gerardo Arrieta, personaje único e inigualable del posgrado! espero sigamos compartiendo caminos en un futuro cercano, gracias por todo.

A Reneé González agradezco mucho por los días compartidos en campo, por las largas pláticas e intercambios de puntos de vista sobre la geología chiapaneca, y en especial, por lo divertidos recuerdos que nos ha dejado trabajar ahí.

A toda mi familia, por el tremendo apoyo y confianza, en especial a mis padres: Maryluz y Richard, quienes hasta el día de hoy no se han cansado de apoyar mis sueños; a mis tíos Myrna y Genaro que hasta la fecha me hacen sentir en casa; a mi hermano Salvador y a mi cuñada Fernanda, a Lulú y Héctor, por todo el cariño y apoyo. De igual forma, quiero agradecer infinitamente el apoyo de la familia Bravo-García, de quienes su apoyo fue vital para llegar a esta meta.

A mis amigos Saukey Liy, Alba Legarda, Julie Roberge y Agustín Romero, quienes de algún modo fueron un escape feliz y divertido en los momentos de estrés durante la maestría.

Esta tesis no sólo es el resultado de un esfuerzo personal, sino del esfuerzo de muchas personas que participaron guiando y ayudándome a obtener los resultados analíticos, los cuales son en su mayor parte lo valioso de esta tesis.

Agradezco toda la asistencia y ayuda analítica de Ing. Teodoro Hernández Treviño y María del Consuelo Macías Romo durante los trabajos de separación mineral; a la M. en C. Gabriela Solís Pichardo, al Ing. Gerardo Arrieta García y a la Ing. Vianney Meza por la orientación y apoyo durante la separación y medición isotópica; a Patricia Girón García y Rufino Lozano Santacruz por la ayuda en las mediciones de elementos mayores y traza; a la Dra. Margarita Reyes Salas y al Ing. Carlos Linares López en la obtención de datos geoquímicos por medio de la microsonda electrónica; al Laboratorio de Estudios Isotópicos y a la M.C. Ofelia Pérez Arvizú del Centro de Geociencias por su trabajo y preparación de muestras; Al Dr. Arturo Gómez Tuena y al Dr. Carlos Ortega Obregón por los fechamientos U-Pb.

El financiamiento que fue vital para el éxito de esta investigación provino de los proyectos CONACYT CB-164454 Sistemas tectónicos de México, origen y evolución; CONACYT-180588 Evolución ígnea y metamórfica del bloque maya sur y su relación con otros terrenos peri-gondwánicos en el Paleozoico; PAPIIME 103912 Diseño de guías de aprendizaje de Petrología Metamórfica con en la integración de colecciones de rocas y preparación de guías para prácticas de campo, que permitan al alumno integrar conocimientos teóricos con trabajo de campo; Proyecto PAPIIT IN104914 Petrogénesis y evolución de las rocas metamórficas del Complejo Chuacús, Guatemala y sus implicaciones tectónicas; agradezco el financiamiento y el apoyo en campo de la empresa Cambria Geosciences, en particular de Helgi Sigurgeirson y Edward Nelles.

# Resumen

El Complejo Macizo de Chiapas localizado al sureste de México es considerado el basamento de la porción sur del terreno Maya. Está compuesto mayoritariamente de rocas ígneas y meta-ígneas de edad pérmica encajonadas en un basamento pre-mesozoico de alto grado metamórfico (facies anfibolita superior). Dentro de este complejo afloran cuerpos alargados de anortosita de tipo masivo ( $15 \text{ km}^2$ ) siguiendo una tendencia E-W al sur y norte de la falla Polochic. Estas anortositas están asociadas a depósitos de ilmenita y rutilo (rutilmenitita), nelsonitas, meta-gabronoritas y a bandas de anfibolita-hornblendita (0.1-3 m de espesor). Texturalmente muestran recristalización y retrogresión metamórfica (rutilo con coronas de titanita) sin evidencia relictiva de fases minerales como ortopiroxeno o granate que sugieran condiciones de facies granulíticas, como típicamente se presentan en otros afloramientos en México y en el mundo. Zirrones de las anortositas y algunas rocas asociadas muestran edades U-Pb concordantes grenvillianas de  $\sim 1.0 \text{ Ga}$ , pan-africanas de  $\sim 600 \text{ Ma}$ , ordovícicas de  $\sim 450 \text{ Ma}$  y permo-triásicas de  $\sim 250 \text{ Ma}$ , algunas veces en la misma roca. Estas dos últimas edades representan eventos metamórficos de alto grado que afectaron a las rocas del CMC, tal como lo sugieren las relaciones Th/U de los zirrones estudiados. La diversidad de edades está asociada a la relación peculiar de las anortositas con óxidos de Ti-Fe y la generación de zircón secundario a partir de la exsolución de Zr, formando texturas de corona durante los eventos metamórficos alrededor de los óxidos de Ti-Fe. Este fenómeno no sólo ocurre en rocas con óxidos de Ti-Fe de forma masiva ( $\geq 90\%$  vol. de óxidos, rutilmenita) sino también en rocas con ilmenita y rutilo diseminados ( $< 25\%$  vol. de óxidos), como es el caso de anortositas y anfibolitas. Asociado a las coronas de zircón se encuentran fases minerales que se reportan por primera vez en México como srilankita ( $[\text{Ti,Zr}]\text{O}_2$ ) y baddeleyita ( $\text{ZrO}_2$ ). Los elementos traza sugieren una afinidad tectónica por colisión, mientras que datos isotópicos de Nd en las anortositas exhiben una edad modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) de  $1.4 \text{ Ga}$  en promedio y una posible fuente mantélica con cierto aporte de contaminación cortical ( $\epsilon_{\text{Nd}} = +0.2$  a  $+4$ ).

# Abstract

The Chiapas Massif complex is located in southeastern Mexico and is considered to be the southern basement of the Maya block. It is mostly composed of Permo-Triassic igneous and meta-igneous rocks intruding a pre-Mesozoic high-grade metamorphic basement. Within this complex, inliers of massif-type anorthosites (15 km<sup>2</sup>) are found following an E-W trend parallel to the nearby Polochic-Motagua fault system. These anorthosites are related to bands and lenses of rutile-bearing ilmenite ore deposits (rutilmenitite), nelsonite, meta-gabbronorite, hornblendite, clinopyroxenite and amphibolite. Texturally they show recrystallization and metamorphic retrogression (rutile with titanite rims), with no evidence of anhydrous mineral phases such as orthopyroxene or garnet that would suggest granulite facies conditions as typically found elsewhere in Mexico. Zircons from anorthosites and other associated rocks show U-Pb age complexities with concordant Grenvillian (~1.0 Ga), Pan-African (~606 Ma), Ordovician (~450 Ma) and Permian (~250 Ma) ages, sometimes within the same rock. The two last ages are coincident with high-grade metamorphic events registered in the CMC, and are supported by Th/U low relations in zircons (<0.2). The age diversity is possibly related to secondary formation of zircon rims due to the exsolution of baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>) from Ti-Fe grains and subsequent formation of zircon during metamorphic events, converting baddeleyite rims to zircon rims. The occurrence of secondary zircon is not restricted to massive Ti-Fe oxide rocks (≥90% vol. of oxides) but it occurs as well in rocks where ilmenite and rutile is disseminated, such as anorthosites, oxide-apatite rich meta-gabbronorites and amphibolites (≤25% vol. oxides). Srilankite ([Ti,Zr]O<sub>2</sub>) and baddeleyite are found associated with zircon rims and constitute the first report of these minerals in Mexico. Trace element geochemistry suggests a collisional affinity for the tectonic generation of these anorthosites, whereas isotope systematics show an Nd model age (T<sub>DM</sub>) of 1.4 Ga and a mantle source with variable degrees of crustal contamination.

# 1. Introducción

## 1.1 Planteamiento del problema

Considerando los estudios recientes sobre la importancia tectónica y el origen mismo de las anortositas masivas a nivel mundial, se propone este capítulo el cual intenta actualizar al lector en la naturaleza de dichos avances.

Desde el descubrimiento de las anortositas masivas, ninguna teoría propuesta sobre su origen ha sido ampliamente aceptada, a esto se le conoce como “el problema de las anortositas” (Bowen, 1917). Desde entonces, existe un amplio debate entorno al ambiente tectónico donde se originan, la composición del magma parental, la fuente y mecanismos de emplazamiento de estas intrusiones mono-minerálicas temporalmente restringidas al Precámbrico (Ashwal, 1993).

En el sureste de México, dentro del Complejo Macizo de Chiapas (CMC), se localizan cuerpos de anortosita masiva caracterizados por su asociación ubicua con anfíbolitas y depósitos de óxidos de Ti-Fe. Estas rocas fueron descritas por primera vez en el Municipio de Mazapa de Madero por Carfantán (1977), quien las describe como estructuras anortosíticas en forma de diques asociados a piroxenitas. Un par de años después, Montesinos (1979) realizó una cartografía de la misma localidad donde define pobremente los cuerpos de anortosita y sus lentes de óxidos de Ti-Fe asociados, como parte de una exploración regional por titanio en el estado de Chiapas. Cisneros-de León (2011) realizó el estudio petrográfico y la caracterización geoquímica de la anortosita de Mazapa de Madero. Un año más tarde, Estrada-Carmona *et al.* (2012) publicaron el fechamiento de lo que describen como un xenolito de anortosita ubicado en el área de Motozintla, donde obtuvieron como resultados edades ordovícicas de aproximadamente 470 Ma.

En México existen pocas localidades donde afloran anortositas, tal es el caso del Complejo Oaxaqueño (Ortega-Gutiérrez, 1981a; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995). En este complejo se encuentran los afloramientos más extensos de México y los únicos depósitos de óxidos de Ti-Fe de proporciones económicas encontrados hasta el día de hoy. Otras localidades con anortositas en México son el Gneis del Novillo, en Tamaulipas (Ortega-Gutiérrez, 1978; Trainor *et al.*, 2011), y el Gneis Huiznopala, en Hidalgo (Lawlor *et al.*, 1999). El descubrimiento de estas tres localidades con una misma asociación litológica y geocronológica, así como xenolitos y perforaciones de distintas localidades, permitió plantear la teoría del micro-continente Oaxaquia, la cual indica que subyaciendo a la mayor parte de México existe una corteza de edad grenvilliana (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995). La posible extensión de Oaxaquia hacia el estado de Chiapas es incierta. Resultados de datos isotópicos ( $T_{DM}$ ) de gneises y granitoides, así como zircones heredados han indicado la presencia de precursores grenvillianos en el CMC (Schaaf *et al.*, 2002; Weber *et al.*, 2005).

Una característica típica de las anortositas masivas es su restricción aparente al Precámbrico; aunque existen anortositas comunes en el Fanerozoico en intrusiones máficas bandeadas y en secuencias ofiolíticas (Ashwal, 1993). Existe sólo una localidad donde se han reportado posibles anortositas masivas con edades paleozoicas, tal es el caso del Macizo de Arequipa en Perú, que experimentó en el Ordovício-Silúrico un magmatismo aproximadamente a los 465 Ma, incluyendo la formación de anortositas masivas (Casquet *et al.*, 2010); éstas sufrieron un metamorfismo de alta temperatura cerca de 430-440 Ma. Previamente estas anortositas fueron consideradas de edad grenvilliana, ya que se encuentran asociadas a una supuesta suite AMCG (Anortosita-Mangerita-Charnockita-Granito; Martignole *et al.*, 2005).

El Complejo Wilmington, localizado entre Delaware y Pensilvania, Estados Unidos, contiene anortositas con edades de  $502 \pm 20$  Ma, las cuales sufrieron un metamorfismo a los 440 Ma (Foland y Muessig, 1978). Al oeste de África, en el Macizo de Air (el cual forma parte de un complejo de tipo alcalino) existe magmatismo bimodal paleozoico, siendo conformada la parte básica por anortositas y rocas ricas en óxidos de Ti-Fe (Husch y Moreau, 1982). La existencia de un posible xenolito de anortosita en el área de Motozintla con edades ordovícicas, abre la posibilidad de que los macizos anortosíticos a lo largo de la porción sur del estado tengan la misma edad, o bien, que el sistema U-Pb fue afectado durante el metamorfismo ordovícico y pérmico restableciendo las relaciones isotópicas o generando nuevos granos de zircón.

El entendimiento geocronológico del CMC está aún poco definido, por lo tanto, el conocimiento de los eventos magmáticos y metamórficos ayudará al entendimiento de su evolución, así como de los procesos petrológicos involucrados, los cuales pudieron dar pauta a la formación de anortositas.

## 1.2 Objetivos

La presente investigación pretende caracterizar petrológica, geocronológica y geoquímicamente al conjunto de anortositas y rocas asociadas localizadas al sur del estado de Chiapas, con el fin de constreñir su relación espacio-temporal con el CMC, así como los posibles procesos tectónicos y mecanismos petrológicos que originaron la formación de estas rocas. Para lograr lo anterior, se proponen los siguientes objetivos:

### **Objetivo 1. Cartografía geológica (escala 1:100 000) del complejo anortosítico Mariscal-Soconusco al sur de Chiapas.**

Se han reconocido afloramientos de anortosita desde la porción sureste de Chiapas (Acacoyagua) hasta el Departamento de San Marcos en Guatemala. Por lo que se sugiere la existencia de un posible cinturón anortosítico continuo, o bien, un desplazamiento del cuerpo anortosítico debido al sistema de fallas Polochic-Motagua.

**Objetivo 2. Petrografía detallada del complejo anortosítico y de rocas espacialmente asociadas a éstas.**

Se caracterizará petrográficamente a las anortositas así como a las rocas asociadas a ellas para identificar paragénesis que puedan ayudarnos a entender las condiciones de su formación y la evolución que ha sufrido en la corteza.

**Objetivo 3. Geocronología de la anortosita y otras rocas asociadas por medio de U-Pb.**

Se pretende definir la edad de cristalización del complejo anortosítico en Chiapas, para una posible correlación con otros complejos de México y América del Sur, donde existen rocas de naturaleza similar.

**Objetivo 4. Caracterización geoquímica del complejo anortosítico (elementos mayores, menores, traza e isótopos).**

Por medio de los datos geoquímicos e isotópicos se realizará la discriminación de los posibles ambientes tectónicos de formación de los cuerpos anortosíticos y del origen de los magmas que los formaron.

**Objetivo 5. Implicaciones tectónicas.**

Las anortositas tienen una importancia relevante en la correlación paleogeográfica del precámbrico, por lo que se pretende asociarlas con otros macizos anortosíticos de América del Sur y México, donde se ha reconocido la presencia de anortositas masivas.

## **1.3 Marco teórico**

### **1.3.1 Anortositas de tipo masivo**

Las anortositas masivas son cuerpos ígneos que varían en tamaño desde pequeños plutones individuales hasta grandes complejos intrusivos (15,000 a 20,000 km<sup>2</sup>), compuestos por más de 90% de plagioclasa de composición casi siempre restringida (An<sub>30-60</sub>) y principalmente de edad precámbrica (Fig. 1.1; Ashwal, 1993).

Los macizos anortosíticos pueden estar compuestos de diferentes tipos de rocas: anortosita pura (>90% plagioclasa), leucotroctolita, leuconorita, leucogabronorita, y litologías más máficas tales como troctolita, norita y gabronorita (Emslie *et al.*, 1994). Estas rocas comúnmente se encuentran asociadas a una *suite* conformada por anortosita-mangerita (monzonita de ortopiroxeno)-charnockita (granito con ortopiroxeno)-granito (de textura rapakivi con hornblenda-biotita) (AMCG, Emslie, 1978), aunque algunas veces, ciertos miembros de esta suite pueden no estar presentes o aflorando.

### 1.3.2 Temporalidad y distribución de las anortositas

Los plutones anortosíticos masivos y su suite de rocas asociadas AMCG ocurren en varios tipos de terrenos y están estrictamente restringidos al Proterozoico (edades de cristalización desde 2.1 – 0.9 Ga, Ashwal, 1993; Morisset, 2008). Están localizados en Norte América, América del Sur, Europa, Asia (China e India) y África. La distribución de estas rocas en cinturones metamórficos grenvillianos son trazadores clave de interacciones continentales en los márgenes de los cratones durante el ensamble de Rodinia en el Mesoproterozoico tardío (Cardona *et al.*, 2010).

La provincia meso-proterozoica grenvilliana de Norte América es la más importante en volumen; donde se han datado dos pulsos diferentes de magmatismo de tipo AMCG con edades de 1160-1140 Ma y 1080-1050 Ma (Charlier, 2007).

En México, este tipo de magmatismo ha sido reportado entre 1035-1010 Ma (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010). En el Complejo Oaxaqueño, el magmatismo de tipo AMCG ha sido datado en ~1012 Ma (Solari *et al.*, 2003); mientras que, en el Complejo Guichicovi, este magmatismo se fechó en ~1.2 a 1 Ga (Weber y Köhler, 1999b; Weber y Hecht, 2003). Por otro lado, al norte de México en el Gneis del Novillo, la suite tiene una edad que va de 1035 a 1010 Ma (Trainor *et al.*, 2011); en Huiznopala, Hidalgo, el complejo anortosítico tiene una edad de 1007 Ma (Lawlor *et al.*, 1999). Otras manifestaciones de rocas grenvillianas han sido reportadas en xenolitos de la corteza inferior (Ruiz *et al.*, 1988; Schaaf *et al.*, 1994; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995); en perforaciones como es el caso de Las Uvas, Coahuila (Lopez *et al.*, 2001), en Tamanzunchale, San Luis Potosí y Tampico, Tamaulipas (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995). En Sonora, se han descrito anortositas en la localidad conocida como El Tecolote (Iriondo y Premo, 2010).

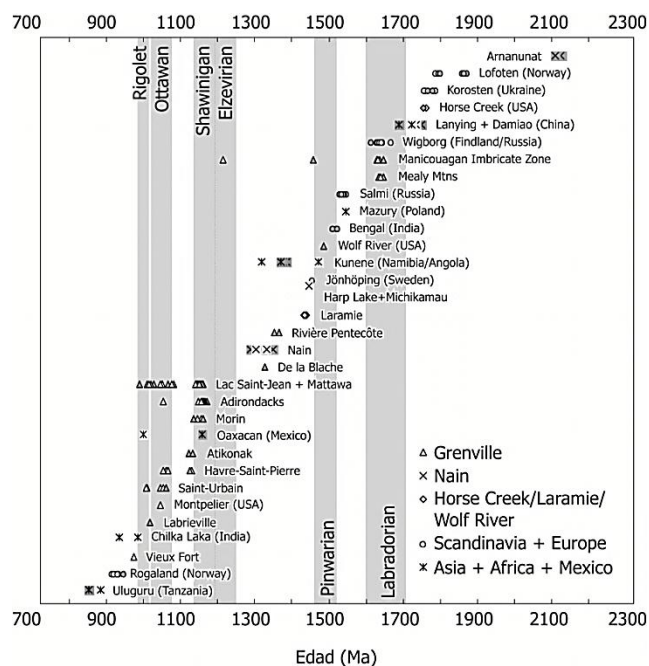
La exposición de rocas grenvillianas en América Central es escasa, reportadas al noroeste de Honduras en el Progreso y Yoro, con edades de 1017±20 Ma (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007 y referencias ahí citadas), aunque sin la existencia de rocas anortosíticas.

En América del Sur existen varias manifestaciones descritas de rocas anortosíticas grenvillianas a lo largo de la cadena costera de los Andes. Por ejemplo, en Colombia existen varios afloramientos precámbricos siendo el más extenso el Macizo de Garzón con edades U-Pb de 1158±23 Ma y un metamorfismo a los 1000±25 Ma (Altenberger *et al.*, 2012). Otro macizo precámbrico es el de Santa Marta, donde sus rocas, entre ellas anortositas masivas, presentan posibles edades de cristalización de 1513±35 Ma, con un metamorfismo a los 971±8 y 456±60 Ma (Restrepo-Pace *et al.*, 1997; Ordoñez-Carmona *et al.*, 2002). El fechamiento de otras litologías en Santa Marta arrojan edades entre 1197-1007 Ma (Ramos, 2010). En las Sierras Pampeanas, en Argentina, se descubrieron recientemente dos complejos anortosíticos (Maz y Espinal), cortados por diques de jotunitas ubicados entre meta-sedimentos y rocas meta-ígneas. La edad de cristalización es



de  $1070 \pm 41$  Ma con un evento tectonotermal a los  $431 \pm 30$  Ma (U-Pb SHRIMP, en zircones; Casquet *et al.*, 2005).

Se considera que los bloques paleo-proterozoicos, tales como el Terreno Maz al oeste de las Sierras Pampeanas, el Bloque de Arequipa en Perú y el bloque de Rio Apa, formaron una masa continental mayor (cratón MARA), el cual colisionó con Amazonia a los 1.3 Ga. El continente resultante se adhirió a Laurentia durante la orogenia Grenvilliana en el Mesoproterozoico medio y tardío como parte de la formación de Rodinia (Casquet *et al.*, 2012).



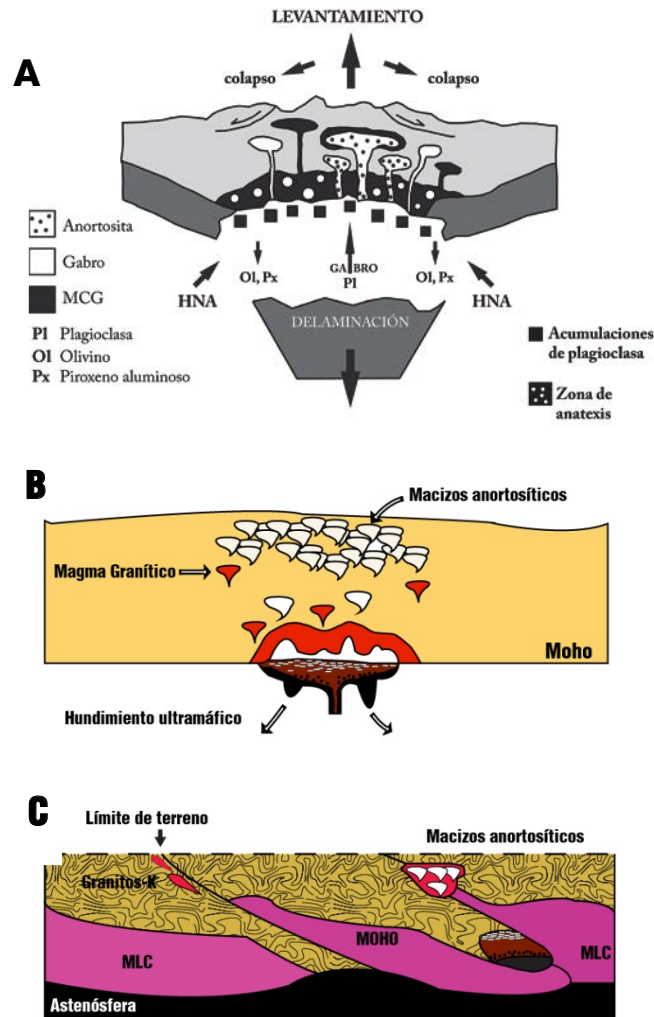
**Figura 1.1.** *Compilación de edades de cristalización por U-Pb en zircón/baddeleyita para magmatismos AMCG mundialmente. Las líneas grises indican el periodo de eventos orogénicos, tomado de Morisset et al. (2010).*

### 1.3.3 Origen de las anortositas

#### 1.3.3.1 Origen del magma parental

La composición de los magmas parentales de los macizos anortosíticos varía desde basaltos aluminosos a jotuniticos (monzodiorita con ortopiroxeno). Una de las preguntas más frecuentes es si los magmas parentales son producidos por fusión parcial del manto en un ambiente anorogénico (Fig. 1.2B, Ashwal, 1993) o por la fusión parcial de una corteza inferior o el manto en un régimen post-colisional (Fig. 1.2C, Duchesne et al., 1999; Fig. 1.2A, McLelland et al., 2010). Los estudios isotópicos de Sm-Nd y Rb-Sr no han podido resolver este dilema, ya que no son eficientes en la distinción entre un magma derivado del

manto con contaminación de una corteza inferior máfica con tiempos de residencia cortos (juvenil).



**Figura 1.2.** Modelos para la génesis de anortositas de tipo masivas A) Modelo de McLelland et al. (2010) de un orógeno colisional sobregrosado sufriendo delaminación y consecuente rebote orogénico y colapso a lo largo de fallas normales durante las últimas fases de la orogénesis. HNA se refiere a la astenosfera que asciende a la interface corteza-manto y sufre fusión por descompresión para producir un magma gabróico que fracciona olivino (Ol) y piroxeno (Px), el cual se hunde de regreso al manto, y plagioclasa intermedia (PI), la cual flota. La plagioclasa se acumula (cuadros negros) en la base de la corteza. El calor ambiental y el calor por cristalización funden la corteza inferior para formar magmas mangeríticos, charnoquíticos y graníticos (MCG) de la suite (AMCG). B) Modelo de dos etapas anorogénico de Ashwal (1993). Los fundidos máficos son derivados del manto y estancados en el límite corteza-manto, donde cristalizan los silicatos máficos y

*se hunden. Los magmas residuales se enriquecen en Al y Fe/Mg. La plagioclasa es flotable en estos fundidos, lo que produce acumulaciones anortosíticas en la parte superior de la cámara magmática. La masa rica en plagioclasa se convierte gravitacionalmente inestable, se eleva a través de la corteza, y se enfría como plutones en la parte superior de la corteza. El calor de la cristalización del magma derivado del manto causará anatexis de la corteza para formar magmas graníticos. C) Modelo post-colisional de fusión de lenguas de la corteza de Duchesne et al. (1999). La colisión de terrenos apilados produce un cabalgamiento sobre lenguas de la corteza inferior (underthrusting); los líquidos graníticos se producen por anatexis de material de la corteza media en cual intrusión a niveles someros por medio de los límites entre los terrenos. Debido a delaminación lineal a lo largo de las zonas de debilidad se eleva la temperatura y se funde una lengua de composición adecuada, esto ocurre algunas decenas de Ma después, por lo que se desarrolla una cámara magmática profunda en donde la plagioclasa flota para acumularse en el techo; los acumulados máficos se hunden; los diapiros de anortosita se elevan a través de la corteza canalizados por las zonas de debilidad, y se enfrían mucho más arriba a niveles de la corteza media para constituir una provincia de macizos anortosíticos; los fundidos graníticos también se producen y son canalizados de la misma forma; el acumulado máfico dejado atrás, se convierte indistinguible del manto; un offset del Moho es la única cicatriz de la cámara magmática. CLM = Manto listosférico continental.*

Existen muchos puntos de vista acerca de la procedencia del magma que origina a la suite AMCG. Por ejemplo, Emslie *et al.* (1994) sugiere que las anortositas cristalizan a partir de un magma originado en el manto, mientras que los magmas formadores del resto de la suite (mangerita-charnockita-granito) se originan de la fusión de la corteza inferior con una contribución variable del manto. Basados en experimentos petrológicos, Vander Auwera *et al.* (1998) propone que una cristalización fraccionada polibárica de un magma jotunítico originado en la corteza (Longhi *et al.*, 1999) puede producir composiciones de mangerita, cuarzo mangerita y charnockita y también producir anortositas por acumulación de cristales a lo largo de la tendencia de diferenciación. Scoates y Chamberlain (2003) proponen que gabros enriquecidos en aluminio originados en el manto con algo de contaminación cortical, podrían ser el magma parental para las anortositas, mientras que el magma residual de la cristalización de la anortosita (ferrodiorita) podría diferenciarse a composiciones monzoníticas; las charnockitas de estar presentes, serían mayormente originadas por la fusión de la corteza.

Algunos ensayos experimentales sobre el equilibrio del líquido plagioclasa + piroxeno (Longhi *et al.*, 1999) han demostrado la existencia de una división térmica en dicha superficie del líquido, lo que implica que un magma parental para anortositas no pueda ser derivado del manto y contaminado por la corteza, sino que debería ser el resultado de la fusión de una corteza inferior máfica. Por otra parte, cálculos de cristalización fraccionada y cristalización por asimilación fraccionada por Longhi (2005) han demostrado que no es posible producir líquidos altos en aluminio fundiendo peridotitas

del manto típicas o en todo caso manto anómalo enriquecido en Al y Fe (Olson y Morse, 1990) y que tenga suficiente  $\text{TiO}_2$  para formar anortositas de tipo masivo. La alternativa propuesta por Longhi *et al.* (1999) implica fusión parcial de una corteza máfica inferior, más adecuado para la producción de magmas enriquecidos en  $\text{TiO}_2$ .

### 1.3.3.2 Condiciones de cristalización

A pesar de los argumentos tan diferentes sobre el origen de los magmas parentales, hay un consenso general en que las anortositas masivas son producidas por una cristalización polibárica (Emslie, 1978; Morse, 1982; Longhi y Ashwal, 1985; Charlier *et al.*, 2010).

Puntos de vista clásicos sobre el emplazamiento de las anortositas de tipo masivo consideran que cristalizan en dos etapas (Ashwal, 1993; Duchesne *et al.*, 1999). El primer punto de vista considera que la acumulación por flotación de la plagioclasa se realiza en la parte superior de una cámara magmática profunda (corteza inferior o en el límite corteza-manto), lo que es seguido por intrusiones hacia niveles de la corteza media (10 a 25 km de profundidad, Emslie 1985) como diapiros debido a la menor densidad de las masas de plagioclasa. Aun así, si los emplazamientos de macizos anortosíticos fueran modelados por simple diapirismo vertical (Longhi y Ashwal, 1985), el levantamiento sería favorecido por zonas de debilidad (Scoates y Chamberlain, 1997; Duchesne *et al.*, 1999). Durante el ascenso, la masa de cristales no sólo incluye plagioclasa, también megacristales de ortopiroxeno (formados antes que la plagioclasa) y líquido intersticial fraccionado.

La cristalización polibárica de las anortositas se deduce esencialmente por la ocurrencia de megacristales de ortopiroxeno enriquecidos en aluminio (high-alumina orthopyroxene megacryst: HAOM) los cuales contienen exsoluciones de plagioclasa (Emslie, 1975; Owens y Dymek, 1995; Charlier *et al.*, 2010). Experimentos realizados en la estabilidad de los HAOM revelan que son estables para presiones en un rango de 11-13 kbar (Longhi *et al.*, 1993). Variaciones isotópicas notables entre HAOM y la anortosita que los contiene (HAOM mucho más primitivo y con edades mayores) sugieren, que estos ortopiroxenos cristalizan aun cuando el magma está muy poco contaminado por la corteza y la cristalización de la plagioclasa aún no ocurre, ya que no presentan una anomalía negativa de Eu, la cual estaría presente si una extensa proporción de plagioclasa hubiera cristalizado. Cuando inicia el ascenso del magma parcialmente cristalizado a profundidades más someras, los ortopiroxenos que no llegaron a hundirse y regresar al manto son atrapados y llevados a profundidades de la corteza media dentro de la masa de plagioclasa y fundido (Bybee *et al.*, 2014).

Durante el transporte de las anortositas a profundidades más someras, la porción cristalizada de los macizos recrystaliza y es deformada (p.ej. ortopiroxenos alargados y adelgazados, recrystalización a plagioclasa granular con uniones triples en  $120^\circ$ ). Las características de deformación de las anortositas y la recrystalización dinámica de la

plagioclasa (cristales primarios son reemplazados por granos de cristales más pequeños; p.e. Lafrance *et al.*, 1996) son características para un sin-emplazamiento y pueden ser tomadas en cuenta como evidencia del ascenso diapírico de la anortosita.

### 1.3.4 Origen de los óxidos de Ti-Fe

Los yacimientos de óxidos de Ti-Fe se encuentran asociados comúnmente con anortositas proterozoicas y a sus rocas asociadas (Ashwal, 1993; Charlier *et al.*, 2015). La ilmenita y el rutilo son las principales fuentes minerales de titanio en el mundo. Los óxidos de Ti-Fe en anortositas proveen el 30% de la producción mundial de titanio mientras que el 70% restante es obtenido en depósitos de placer (Charlier, 2007). El titanio es utilizado en su mayoría como pigmento en pinturas, papel y plásticos debido a su gran blancura, mientras que sólo un 10% se utiliza como metal de titanio (Force, 1991).

Los depósitos magmáticos de óxidos de Ti-Fe económicamente más importantes que están en producción son: el depósito de ilmenita masiva Lac Allard (suite anortosítica Havre Saint-Pierre en Canadá) y la ilmenita norítica del depósito Tellnes (Provincia anortosítica Rogaland en Noruega). Estos depósitos contienen hemo-ilmenita (ilmenita con lamelas de exsolución de hematita) como único óxido y pueden contener hasta 35 wt% de óxido de titanio ( $\text{TiO}_2$ ) y hasta un 65 wt% de óxido de hierro<sub>(total)</sub> ( $\text{FeO}_T$ ) (Morisset, 2008).

En México sólo dos localidades están asociadas a óxidos de Ti-Fe de proporciones económicas: Pluma Hidalgo (Paulson, 1964; Schulze *et al.*, 2004; Schulze, 2011) y Huitzo (Schulze *et al.*, 2004) en Oaxaca. Pluma Hidalgo presenta características que sólo pocas anortositas en el mundo tienen, como una mineralización económica de rutilo, plagioclasas antiperfíticas excepcionalmente sódicas y contenidos de K anormalmente altos (Ashwal, 1993) mientras que la mineralización de Ti-Fe en Huitzo se presenta en nelsonitas (ilmenita + apatito).

El origen ígneo de los depósitos de Ti-Fe en anortositas es aceptado por unanimidad, aunque los procesos magmáticos responsables de las concentraciones de estos óxidos aún son muy debatidos. Son dos los procesos que generalmente se invocan: segregación de un magma inmiscible rico en Ti-Fe-(P) y cristalización fraccionada por asentamiento de óxidos (Charlier, 2007). Los minerales de Ti que se encuentran en estos depósitos son principalmente miembros de dos series de soluciones sólidas: la serie hematita-ilmenita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeTiO}_3$ ) y la serie magnetita-ulvöspinela ( $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-FeTiO}_4$ ) (Charlier, 2007). El rutilo en este tipo de yacimientos es muy raro (Morisset *et al.*, 2010).

Buddington y Lindsley (1964) realizaron estudios experimentales donde demuestran claramente que la composición primaria de las fases coexistentes depende de la temperatura y de la fugacidad del oxígeno. Otros factores tales como el contenido de  $\text{TiO}_2$  en el magma parental podría ser responsable por los campos de estabilidad relativa de (hemo-) ilmenita y (Ti-) magnetita (Toplis y Carroll, 1995). La química de las series magnetita-ulvöspinela y

hematita-ilmenita es complicada por varios procesos subsólidos, principalmente por exsoluciones y oxidación, lo cual puede modificar drásticamente la composición primaria de las fases del líquido (Charlier, 2007). La morfología de las ocurrencias magmáticas de los óxidos de Ti-Fe es muy variable. Lo más común es encontrarlas en forma de lentes, diques, intrusiones bandeadas y depósitos masivos. Force (1991) considera que la aparición de óxidos de Ti-Fe en forma de diques cortando a las anortositas es debido a la cristalización a partir de un fundido de Ti-Fe-O, producto de la inmiscibilidad de un magma silicatado.

Se pueden encontrar otros depósitos de óxidos de Ti-Fe  $\pm$  apatito en intrusiones bandeadas las cuales no están relacionadas a suites de tipo AMCG. Uno de los ejemplos es el Complejo Bushveld, el cual contiene una mineralización de Ti-magnetita vanatífera  $\pm$  apatito. Las intrusiones bandeadas de Panzhihua, Sept Iles y Duluth también contienen recursos importantes de Ti-Fe-P-V (Charlier, 2006 y referencias ahí citadas).

### **1.3.4.1 Tipos de depósitos de Ti-Fe**

#### **Ilmenita (Gabro-) norítica $\pm$ apatito $\pm$ magnetita**

Este tipo de depósitos son actualmente los únicos que se explotan por recursos de Ti en roca dura (Charlier, 2007). Ejemplos de este tipo son el depósito de Tellnes (Noruega) y Tio Mine (Canadá). La mena está dominada por ilmenita que contiene cantidades variables de exsoluciones de hematita. Otras fases que le acompañan son plagioclasa,  $\pm$ ortopiroxeno,  $\pm$ olivino,  $\pm$ clinopiroxeno,  $\pm$ magnetita,  $\pm$ apatito.

En intrusiones bandeadas, la estratigrafía bien definida permite determinar el orden de aparición de las fases del líquido con diferenciación. La plagioclasa es una fase del líquido ubicua. La particularidad es la temprana aparición de ilmenita en el líquido, la cual siempre precede la aparición de magnetita en el líquido. Se acompaña de forma variable de olivino, enstatita, clinopiroxeno y apatito. Las secuencias variadas de cristalización producen tipos de menas con diferentes mineralogías dentro y entre las intrusiones bandeadas (Charlier, 2007).

#### **Mena dominada por Ti-magnetita**

La distinción de este tipo de mena es necesaria para la perspectiva económica debido a que el Ti de la Ti-magnetita no puede ser recuperado. Muchos de estos depósitos contienen cantidades llamativas de V en la magnetita, esto combinado con el Ti de la ilmenita y el P del apatito podría ser considerado como potencial económico. Algunos ejemplos de este tipo de depósitos son la anortosita Suwalki (NE de Polonia) y la intrusión bandeada Fedorivka (Charlier, 2007).

## Nelsonita

Las nelsonitas son rocas ricas en apatito e ilmenita, Force (1991) considera que la proporción debe de ser dos terceras partes de ilmenita y una tercera parte de apatito. A diferencia de los OAGN (oxide-apatite gabronorite), estas rocas no contienen silicatos. Muchos de los complejos de tipo AMCG contienen este tipo de rocas. Ejemplos de éstas existen en México como es Pluma Hidalgo y Huitzo, Oaxaca (Schulze *et al.*, 2004; Schulze, 2011), Gneis de Huiznopala, Hidalgo (Lawlor *et al.*, 1999) y el Gneis del Novillo, Tamaulipas (Ortega-Gutiérrez, 1978; Casas-García, 2014), aunque sólo en Huitzo han sido explotadas.

## Mena de Rutilo-Ilmenita

Aunque el rutilo ( $\text{TiO}_2$ ) se encuentra ampliamente distribuido en rocas metamórficas y graníticas, es poco común en rocas basálticas y en menas de óxidos de Ti-Fe, esto debido a la alta solubilidad del  $\text{TiO}_2$  en fundidos enriquecidos en Mg-Fe (Ryerson y Watson, 1987). Sólo cuatro localidades se conocen en el mundo por su asociación: ilmenita-rutilo. Estas cinco localidades son la anortosita Saint-Urbain y el depósito Big Island de la anortosita Havre Saint-Pierre, ambas en Canadá (Morisset, 2008), la anortosita de Roseland, Virginia, USA, (Kolker, 1982) y Pluma Hidalgo, Oaxaca, México (Paulson, 1964). La presencia de rutilo magmático en estos depósitos indican que los magmas parentales enriquecidos en Ti-Fe lograron un nivel de enriquecimiento de Ti raramente observado en sistemas ígneos.

### 1.3.4.2 Procesos de formación de las menas

Existen dos modelos generales propuestos para la formación de depósitos de óxidos de Ti-Fe: (1) el modelo más ampliamente aceptado es por la cristalización fraccionada de un magma silicatado y acumulación mineral subsecuente (Emslie, 1975; Frost y Simons, 1991; Duchesne, 1996; Dymek y Owens, 2001; Charlier *et al.*, 2006; Morisset, 2008) y (2) por inmiscibilidad líquida por lo cual un fundido enriquecido en Ti-Fe-P se separa del magma silicatado (Philpotts, 1967; Kolker, 1982).

### Cristalización fraccionada

Los magmas parentales para las anortositas masivas y sus magmas residuales son enriquecidos en titanio, con valores comúnmente mayores a 4 wt% (Vander Auwera *et al.*, 1998). Esto puede concluir con la saturación temprana de los óxidos, como lo muestra Toplis y Carroll (1995) quienes sugieren que la cristalización de la ilmenita fue primero y controlada por el contenido de  $\text{TiO}_2$  en el fundido.

Otra peculiaridad de los fundidos asociados con anortositas de andesina es su alto contenido de  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ , el cual tiene una influencia importante en la densidad del fundido

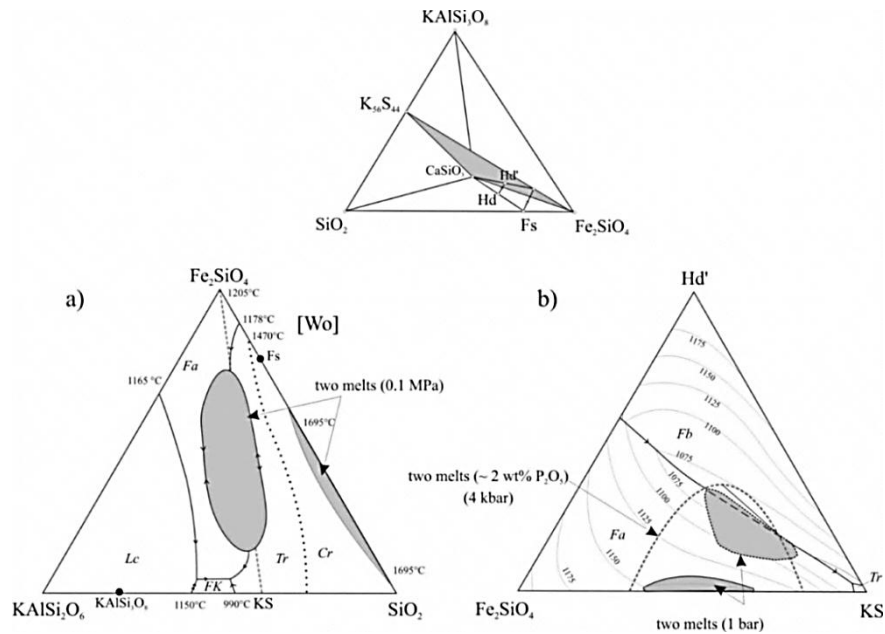
(Charlier, 2007). Muchos estudios han evidenciado la “paradoja de densidad plagioclasa-magma” (Morse, 1973; Scoates, 2000); por ejemplo, la plagioclasa de composición intermedia ( $An_{40-60}$ ) es menos densa que el fundido con el cual está en equilibrio. Esta propiedad es responsable de la acumulación de plagioclasa en la parte alta de la cámara magmática a profundidad (Ashwal, 1993). En los fundidos saturados de plagioclasa y óxidos, la flotación de la plagioclasa puede llevar al enriquecimiento relativo de óxidos de Ti-Fe, los cuales se hunden y acumulan debido a su densidad ( $\rho_{\text{ilmenita}} = 4.7$ ,  $\rho_{\text{magnetita}} = 5.2$  gr/cm<sup>3</sup>). Esto da como resultado un acumulado clasificado y los óxidos son más abundantes que las proporciones cotécticas (Charlier, 2007).

## Inmiscibilidad

El rol de la *inmiscibilidad* como un mecanismo de diferenciación se ha demostrado en varios sistemas magmáticos (Charlier, 2007; Charlier *et al.*, 2013). Se ha propuesto comúnmente para la generación de carbonatitas a partir de un fundido silicatado-carbonatado. En sistemas basálticos, los fundidos altamente diferenciados enriquecidos en Fe pueden separarse en un fundido silícico y uno máfico (Fig. 1.3; Bogaerts and Schmidt, 2006). En ambientes plutónicos, la inmiscibilidad ha sido descrita en las rocas más evolucionadas de la intrusión de Skaergaard (McBirney y Naslund, 1990).

Mientras que el CaO y MgO suprime la inmiscibilidad en el líquido, el P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y TiO<sub>2</sub> expande el campo de la inmiscibilidad (Bogaerts y Schmidt, 2006). Esto apoya la propuesta de Philpotts (1967) de que un proceso inmiscible es responsable para el origen de ciertas rocas con óxidos de Ti-Fe y apatito. Kolker (1982) favoreció este modelo como el origen de las nelsonitas, principalmente para explicar evidencias de campo tales como vetas discordantes y diques intrusionando la anortosita huésped. Aunque los datos presentados por Philpotts (1967) para la inmiscibilidad de un fundido enriquecido de Fe-Ti-P fueron obtenidas a una temperatura poco realista de 1420°C, Lindsley (2003) explica que nunca fue capaz de generar líquidos experimentales de óxido de Ti-Fe. Él concluyó que los experimentos sugieren que los cuerpos de óxidos cristalizan de fundidos silicatados enriquecidos en Fe-Ti-P y son emplazados ya sea como una masa de cristales o en estado sólido. Más aún, las proporciones casi constantes de 2/3 de óxidos, 1/3 de apatito no tiene implicaciones para el origen por inmiscibilidad, tal como lo proponen Philpotts (1967) y Kolker (1982), sino solamente reflejan proporciones *cotécticas* de óxidos de Ti-Fe y apatito cristalizando a partir de fundidos silicatados que no han sido clasificados durante los procesos de concentración.





**Figura 1.3.** Campos de inmiscibilidad en el tetraedro  $KAlSi_3O_8$ - $CaSiO_3$ - $Fe_2SiO_4$ - $SiO_2$ . a) Curva de cristalización y campo de inmiscibilidad en el sistema leucita-fayalita- $SiO_2$  (Bogaerts y Schmidt, 2006). b) El plano  $Hd'$ - $Fe_2SiO_4$ - $K_{56}S_{44}$  (56 wt. %  $KAlSi_3O_8$  y 44 wt. %  $SiO_2$ ) con campos de inmiscibilidad a 1 atm y 4 Kbar con ca. 2 wt.%  $P_2O_5$ . Cr cristobalita, Lc leucita, Fa fayalita, FK feldespato potásico, Tr tridimita, Fs ferrosilita, Fb ferrobustamita.

La formación de menas de ilmenita no puede considerarse similar a la del origen por inmiscibilidad de las nelsonitas. De hecho, la inmiscibilidad no produce una única fase de roca y un líquido de composición ilmenítica se fundiría a  $1360^\circ$ . Por lo que requiere altas temperaturas poco realísticas en las condiciones de la corteza (Charlier, 2007). Sin embargo la inmiscibilidad en las últimas etapas de la evolución de basaltos tholeíticos produce la formación de fundidos enriquecidos en Fe-Ti-P y podría ser responsable de la formación de rocas de ilmenita-magnetita-apatito asociadas con plagioclasa y silicatos ferromagnesianos bajos en #Mg (olivino, clinopiroxeno). Tales menas pueden ocurrir en intrusiones de rocas evolucionadas a partir de un magma parental (ferro-) basáltico, como ejemplo la intrusión bandeada de Sept Iles, en Canadá (Charlier, 2007).

Otros autores como Duchesne (1999) y Dymek y Owens (2001) consideran que las nelsonitas son acumulados. La ausencia de silicatos ferromagnesianos, o al menos su baja abundancia, pueden ser el resultado de una saturación temprana de apatito, por lo que las fases del líquidus serían plagioclasa, ilmenita  $\pm$  magnetita y apatito. Esta secuencia inusual donde el apatito cristaliza primero ocurre en la intrusión bandeada Grader, Canadá (Charlier, 2007). La plagioclasa del líquidus pudo haber sido removida por la fraccionación

o no cristalizó debido a la nucleación retardada. El enriquecimiento extremo de Ti-Fe-P en fundidos ferrobásalticos es esencialmente explicado por la fraccionación de grandes cantidades de plagioclasa. Aún más, el incremento en el contenido de fósforo en el líquido con diferenciación incrementa la solubilidad del hierro formando complejos de  $\text{Fe}^{3+}(\text{PO}_4)^{3-}$  en el fundido (Toplis *et al.*, 1994). Consecuentemente, como lo nota Lindsley (2003), la asociación óxidos-apatito probablemente refleja una saturación simultánea de estas dos fases.

Pueden existir muchos argumentos engañosos acerca del origen por inmiscibilidad de los óxidos de Ti-Fe-P, tales como la ocurrencia de diques con contactos afilados con la roca encajonante, el hábito intersticial de los óxidos de Ti-Fe comparado a minerales silicatados y a la textura de gotas. Estas texturas son mejor explicadas por remobilización en estado sólido y equilibrio textural de los óxidos y por la morfología isométrica de la ilmenita. La ilmenita es por lo tanto ilmenita del líquido (Duchesne, 1996; Duchesne, 1999).

### **1.3.4.3 Factores que controlan la composición de la mena**

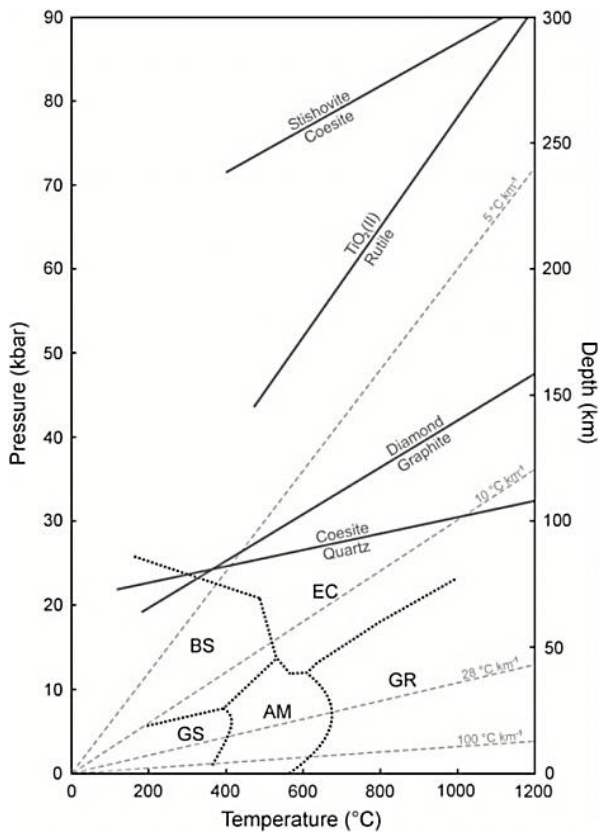
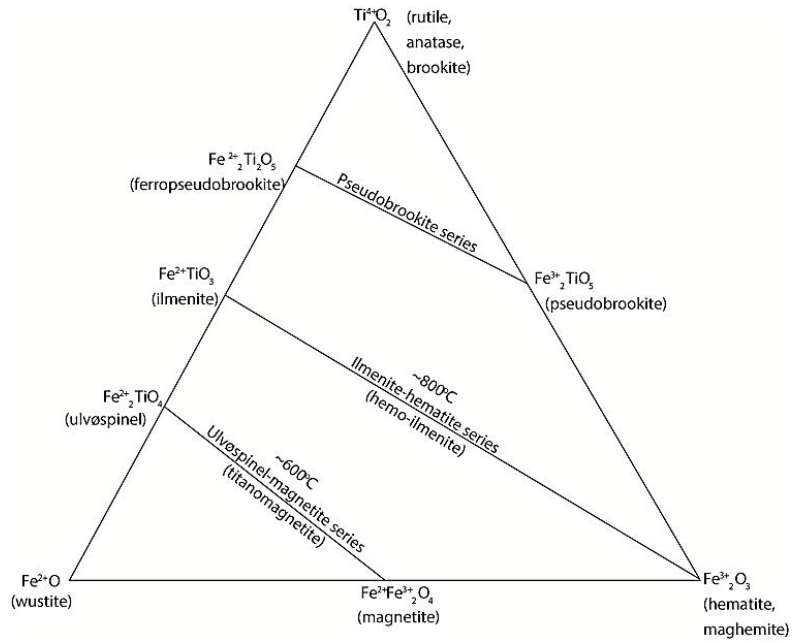
#### **Geoquímica del rutilo**

En la naturaleza el dióxido de titanio se presenta principalmente en tres estados estructurales: rutilo, anatasa y brookita (Fig. 1.4) y juntos forman el “end-member” ( $\text{TiO}_2$ ) del sistema ternario  $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$  (Fig. 1.4b).

El rutilo es el polimorfo de alta presión (Fig. 1.5) y alta temperatura, es isoestructural con la stichovita, el cual es un polimorfo de alta presión de la sílice. Los polimorfos del  $\text{TiO}_2$  de baja temperatura son la anatasa (tetragonal) y la brookita (ortorrómbico). A parte de rutilo, anatasa y brookita, hay al menos tres polimorfos adicionales del  $\text{TiO}_2$ . El polimorfo  $\text{TiO}_2$  (B), tiene una estructura cercana al  $\text{VO}_2(\text{B})$ , el polimorfo  $\text{TiO}_2(\text{II})$  tiene una estructura de tipo  $\alpha\text{-PbO}_2$  y el altamente meta-estable  $\text{TiO}_2$  (H) tiene una estructura de tipo de la hollandita (Meinhold, 2010).

Los polimorfos del  $\text{TiO}_2$  no pueden ser distinguidos por su composición geoquímica, por lo que se requiere de otros métodos tales como difracción de rayos X y microscopía de luz reflejada. La técnica más confiable para identificar a los polimorfos es espectrometría láser micro-Raman (Meinhold, 2010). La mayoría del rutilo que se presenta de forma natural presenta la fórmula  $\text{TiO}_2$ , con titanio presentándose de forma  $\text{Ti}^{4+}$ . Nótese que el titanio también existe en diferentes estados de oxidación: a parte del  $\text{Ti}^{4+}$ , hay también  $\text{Ti}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{2+}$  y  $\text{Ti}^0$ , uno de los elementos que reemplazan al titanio en la ilmenita más común es el  $\text{Zr}^{4+}$ .

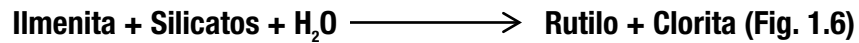
**Figura 1.4.** Sistema ternario  $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$  mostrando la solución sólida de mayor temperatura magnetita-ulvöspinel, hematita-ilmenita, pseudobrookita-ferropseudobrookita (Meinhold, 2010). Las fases fueron graficadas con base en porcentajes molares.



**Figura 1.5.** Diagrama de presión-temperatura. Los límites de fases para el rutilo y  $TiO_2$  (II) están basados en experimentos de equilibrio de fases (Baldwin et al., 2004).

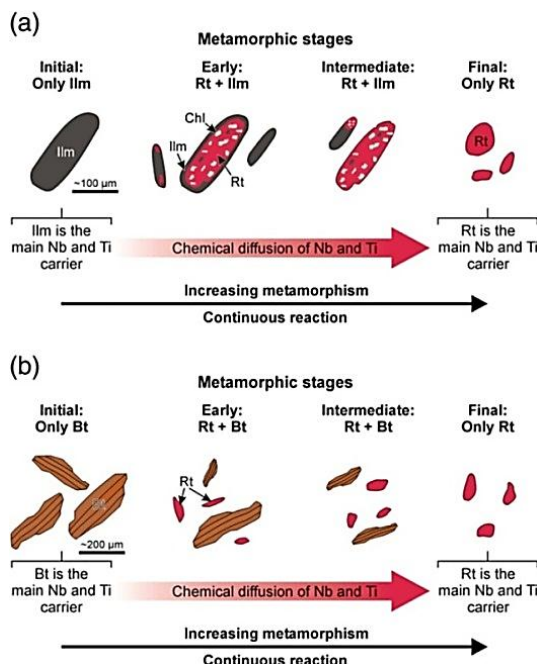
## Rutilo en rocas metamórficas

El rutilo en rocas metamórficas se forma comúnmente en procesos metamórficos de medio a alto grado (Force, 1991), pero también puede formarse en rocas metamórficas de bajo grado, como el caso de rocas metasedimentarias de Erzgebirge, Alemania, donde se observa una cristalización prógrada del rutilo. El rutilo forma agregados policristalinos constituidos por intercrecimientos de granos finos de rutilo y clorita los cuales sustituyen a la ilmenita (Luvizotto *et al.*, 2009), lo que sugiere que el rutilo se deriva del rompimiento de la ilmenita debido a la siguiente reacción:



El rutilo en rocas de alto grado y ultra-alto grado metamórfico (p.ej. eclogitas, granulitas) forman principalmente cristales individuales en la matriz, pero también ocurre como inclusiones en otro minerales como el granate, piroxeno, anfíbol y zircón. En algunos casos el rutilo puede presentar exsoluciones de ilmenita, lo cual es típico de rutilo proveniente del manto (Meinhold, 2010). Las eclogitas son las rocas de alto grado que contienen los mayores porcentajes de rutilo (Korneliussen *et al.*, 2000) en este tipo de rocas, el rutilo cristaliza a partir de los óxidos de Ti-Fe y de los silicatos que contienen Ti durante la recrystalización metamórfica. La estabilidad del rutilo en la litósfera en subducción es una función compleja de composición, temperatura y presión (Fig. 1.5; Hwang *et al.*, 2007).

El rutilo también ocurre en forma de agujas orientadas, una textura conocida como sagenítica. Esta textura puede encontrarse en granates, lo cual puede ser un indicador de metamorfismo de ultra-presión (Hwang *et al.*, 2007).

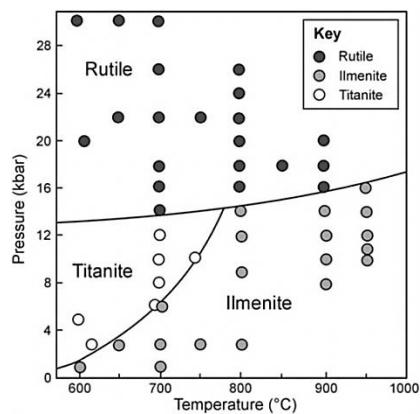


**Figura 1.6.** Ilustraciones donde se muestra las etapas principales en la cristalización del rutilo a partir de ilmenita y biotita durante un metamorfismo prógrado. a) cristalización del rutilo a partir de ilmenita en rocas metasedimentarias de bajo a medio grado. b) Cristalización de rutilo a partir de biotita en una paragénesis en facies granulita. Tomado de Meinhold (2010).

## Rutilo en rocas magmáticas

El rutilo se puede encontrar en rocas como pegmatitas, carbonatitas, vetas de cuarzo, kimberlitas y en xenolitos de peridotitas metasomatizadas y en depósitos de menas metálicas (Meinhold, 2010).

Liou *et al.* (1998) determinaron experimentalmente la formación de rutilo, titanita e ilmenita para sistemas MORB's-H<sub>2</sub>O (Mid Ocean Ridge Basalts) (Fig. 1.7), estas fases enriquecidas en Ti no están relacionadas entre ellas por simple transición polimórfica, y por lo tanto dos o hasta tres fases pueden coexistir bajo ciertas condiciones físico-químicas, aunque esto no se investigó experimentalmente.



**Figura 1.7.** Diagrama P-T con la estabilidad determinada experimentalmente de las fases rutilo, ilmenita y titanita para MORBs. (Liou *et al.*, 1998).

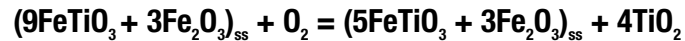
El rutilo en rocas puede ser ígneo primario, peritético, xenocristales, o bien, una fase secundaria. El rutilo de origen secundario se puede formar debido a alteraciones hidrotermales (cloritización) de la Ti-biotita (Carruzzo *et al.*, 2006), también por exsolución de fases enriquecidas en Ti tal como clinopiroxeno y granate (Hwang *et al.*, 2007).

El rutilo primario puede contener altas concentraciones de HFSE (por ej. Nb y Ta). El rutilo de niobio (también conocido como ilmenorutilo) es una variedad con radio atómico de Nb/Ta > 1, mientras que el enriquecido en tantalio (también conocido como strüvertita) tiene un radio atómico de Nb/Ta < 1 (Meinhold, 2010 y referencias ahí citadas). En ambas variedades de rutilo, el Fe<sup>3+</sup> está siempre presente para dar cabida a la población de cationes sobrecargado (Ti<sup>4+</sup>, Nb<sup>5+</sup> y Ta<sup>5+</sup>).

El rutilo es raro en menas de óxidos de Ti-Fe, aun así, ocurre dentro de menas masivas de ilmenita de los depósitos de Saint-Urbain y Big Island, en Canadá (Morisset, 2008) y Chiapas, México (Cisneros-de León, 2011). Trabajos previos sobre los depósitos de Canadá indican que el rutilo es una fase acumulada ígnea y que los depósitos se

formaron por cristalización fraccionada y acumulación de minerales de óxidos de Ti-Fe a partir de un magma silicatado enriquecido en Ti y Fe (Morisset *et al.*, 2010). Las temperaturas de cristalización mínimas calculadas por Morisset (2008) por el termómetro Zr en rutilo varían de 781° a 1016°. Además, las concentraciones de elementos traza indican que la ilmenita cristalizó primero en los depósitos seguido de la co-cristalización del rutilo, lo que implica que las condiciones para el campo de la estabilidad de estos óxidos evolucionó durante la cristalización cambiando la composición del magma y fugacidad del oxígeno (Morisset, 2008).

En el depósito de Saint-Urbain y Big Island se ha encontrado rutilo en dos formas dentro de las ilmenitas; una, como lentes pequeños (10 a 200  $\mu\text{m}$ ) y la segunda como granos grandes y discretos de hasta 5 mm de tamaño; Morisset *et al.* (2010) consideran que la formación de los lentes pequeños de rutilo están asociados a una oxidación secundaria tardía por una reacción tal como:



La oxidación ocurre comúnmente a lo largo de contactos entre granos o fracturas en la ilmenita durante el enfriamiento de los depósitos. Como se nota en la reacción, la adición de oxígeno a la ilmenita producirá una paragénesis de rutilo + hematita (exsoluciones); mientras que para el rutilo de grano grueso consideran que su origen es resultado de la saturación en  $\text{TiO}_2$  en los magmas evolucionados residuales enriquecidos en Ti-Fe siguiendo la cristalización de anortositas (Morisset *et al.*, 2010).

## **Estabilidad de la ilmenita y magnetita**

La geoquímica de la ilmenita ha sido estudiada durante mucho tiempo debido a varias razones: (1) la estabilidad de la ilmenita está relacionada a la fugacidad del oxígeno de los magmas de los cuales cristaliza, (2) extensas reacciones sub-sólidas ocurren durante el enfriamiento entre la ilmenita y magnetita (y silicatos ferromagnesianos coexistentes), (3) la ilmenita juega un papel importante en el camino del enriquecimiento de Ti-Fe en un magma basáltico (Morisset, 2008).

Muchos estudios experimentales han demostrado claramente la fuerte influencia de la fugacidad del oxígeno en los campos de estabilidad de los óxidos de Ti-Fe. En tales experimentos, la temperatura de precipitación de los óxidos de Ti-Fe es siempre cercana a 1100°C. El campo de estabilidad de la solución sólida magnetita-ulvöspinel se incrementa con la  $f\text{O}_2$ . Consecuentemente, la aparición de la magnetita precede al de la ilmenita. Toplis y Carroll (1995) han demostrado que la  $f\text{O}_2$  puede afectar solamente el campo de estabilidad de la magnetita mientras que la cristalización de la ilmenita como el primer óxido está controlado probablemente por el contenido de  $\text{TiO}_2$  en el fundido. Consecuentemente aún en condiciones oxidantes, los fundidos con alto  $\text{TiO}_2$  pueden

alcanzar la saturación de ilmenita antes que la magnetita, llevando incluso a la cristalización de la hemo-ilmenita sola (Lattard *et al.*, 2005). Por lo tanto, el alto contenido de hematita es un indicador de fugacidades relativas altas de oxígeno en el fundido. Sin embargo, la ilmenita es el primer óxido (líquidus) de Ti-Fe y se mantiene modalmente más abundante comparado a la magnetita cuando está presente (Charlier, 2007).

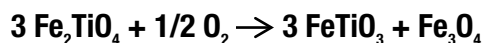
La saturación de la ilmenita y magnetita están estrechamente relacionadas. De hecho, durante el sistema cerrado de cristalización, la cristalización de la magnetita incrementa la proporción  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  la cual guía a la saturación de la ilmenita inmediatamente después de la aparición de la magnetita del líquidus. Contrariamente, la cristalización de la ilmenita como el único óxido de Ti-Fe decrece la proporción de  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ , de este modo se incrementa relativamente el estado redox del fundido y lleva al líquido al campo de estabilidad de la magnetita (Toplis y Carroll, 1996).

## Reacción ilmenita-magnetita

La ilmenita y magnetita pueden reaccionar en sus contactos, esto se puede desarrollar durante el enfriamiento de la ulvöspinel (FeTiO<sub>4</sub>) en magnetita y hematita (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) en ilmenita, lo que producirá como resultado una corona de espinela aluminosa entre los dos granos y zoneamiento en el contenido de hematita en la ilmenita. Esta reacción produce la oxidación de la ulvöspinel en magnetita y reduce el contenido de hematita en ilmenita, llevando a una “purificación” natural de ambos minerales. Por supuesto, no se observa ninguna corona de reacción cuando las exsoluciones primarias de ulvöspinel se preservan en la magnetita, aunque no se excluye que algo de contenido de ulvöspinel haya reaccionado con ilmenita arriba del solvus ulvöspinel-magnetita. La proporción relativa de magnetita e ilmenita es crítica para conocer el grado de re-equilibración de estas dos fases y para la reconstrucción de la composición primaria de alta temperatura. Si la proporción de magnetita comparada a la ilmenita es extremadamente baja, esta reacción puede volver a equilibrar completamente la composición primaria de la magnetita hacia abajo a una magnetita pobre en Ti sin afectar significativamente la composición de la ilmenita (Charlier, 2007 y referencias ahí citadas).

## Exsoluciones

Los óxidos de Ti-Fe presentan re-equilibraciones subsólidas complejas como resultado de **lagunas de miscibilidad** en el sistema FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO-TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> las cuales son responsables de una gran variedad de texturas microscópicas (Duchesne, 1970). La característica más común es resultado de una laguna de miscibilidad en la serie de solución sólida magnetita-ulvöspinel (Lindsley, 1981) y hematita-ilmenita. Las exsoluciones de ilmenita en magnetita son más comunes y son el resultado de la oxidación de exsoluciones de ulvöspinel primaria siguiendo la reacción:



La ilmenita puede exsolver lentes de hematita cuando el contenido de hematita excede 7-9 wt%. Cuando es así, se conoce como hemo-ilmenita. Se pueden desarrollar dos generaciones de hematita cuando hay más de 18 % mol de hematita (Charlier, 2007). Las exsoluciones de espinela aluminosa (pleonasto,  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_3$ ) ocurre comúnmente en magnetita titanífera y en oxi-exsoluciones de ilmenita y reflejan contenidos primarios altos en Al y Mg en la magnetita huésped (Weber y Hecht, 2000). Pueden formar exsoluciones en gránulos externos. Este tipo de exsolución es observado también en ilmenita y es resultado de la baja solubilidad de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en ilmenita (Charlier, 2007 y referencias ahí citadas).

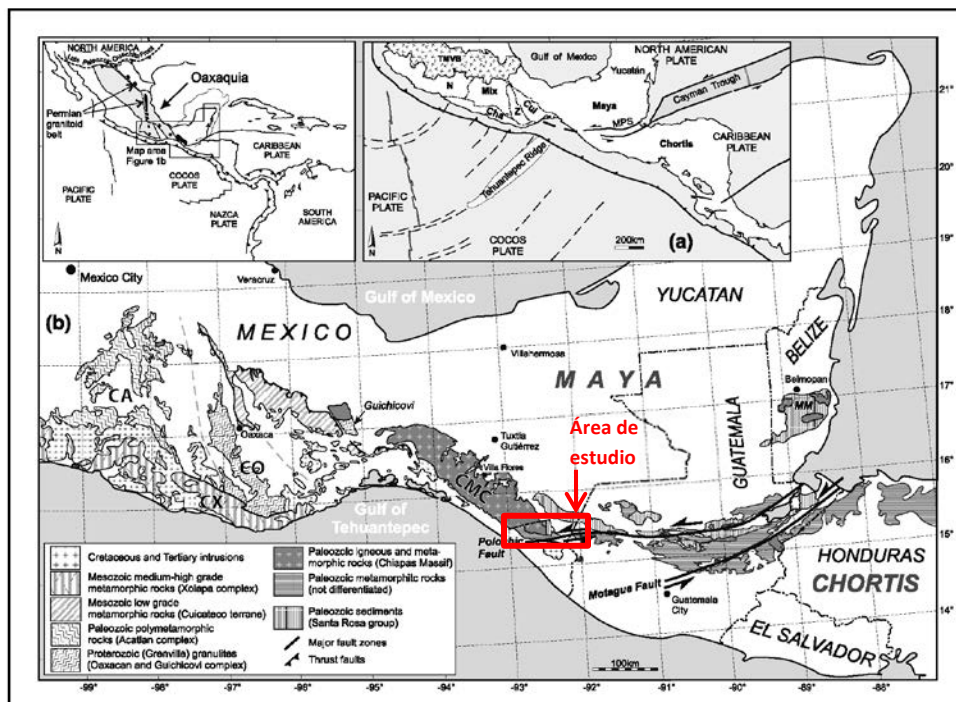
Debido al fenómeno de sustitución de  $\text{Ti}^{4+}$  por  $\text{Zr}^{4+}$  en ilmenita antes mencionado, pueden ocurrir exsoluciones de baddeleyita ( $\text{ZrO}_2$ ), las cuales producen coronas alrededor de granos de ilmenita; en ciertos casos, si las condiciones se presentan ( $\text{SiO}_2$  disponible), la baddeleyita exsuelta puede ser transformada a zircón ( $\text{ZrSiO}_4$ ) (Bingen *et al.*, 2001; Charlier *et al.*, 2007; Austrheim *et al.*, 2008; Morisset, 2008; Beckman *et al.*, 2014). Este tipo de textura (coronas de zircón) ha sido observada en varias intrusiones alrededor del mundo y casi siempre asociadas a anortositas, como es el caso de el Sill Basistoppen en Groenlandia, en el Complejo de Stillwater en Montana, en la intrusión bandeada de Rum en Escocia, en granulitas máficas y anfibolitas de Lindås Nappe en Noruega y en la Provincia Grenvilliana de Quebec (Morisset y Scoates, 2008 y referencias ahí citadas). La srilankita ( $\text{Ti}_2\text{ZrO}_6$ ) es otro mineral asociado a las exsoluciones de Zr a partir de la ilmenita; se ha descrito en gabros oceánicos asociado texturalmente a rutilo e ilmenita (Morishita *et al.*, 2004) y también en las rocas granulíticas de Lindås Nappe (Bingen *et al.*, 2001). Estas texturas son consideradas como el resultado de una exsolución subsólida de Zr en ilmenita. La ocurrencia de la baddeleyita se interpreta como exsoluciones granulares a partir de la ilmenita, durante el enfriamiento subsólido de la intrusión magmática. El zircón, pudo ser producido por un metamorfismo de facies granulita debido a la reacción de la baddeleyita con sílice disponible. La posición aleatoria de las coronas de zircón en ilmenita sugiere que el Zr se exsolvió antes que las exsoluciones de hematita (Bingen *et al.*, 2001).

## 1.4 Marco Geológico Regional

El sur de México ha sido interpretado geológicamente como un collage de terrenos tectono-estratigráficos, cuyas conexiones entre sí y con Norteamérica son inciertas (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993). Los terrenos tectono-estratigráficos que contienen corteza pre-mesozoica al sur de México y al norte de América Central son: el Terreno Mixteco con su complejo poli-metamórfico Acatlán de edad paleozoica, el Terreno Zapoteco y su Complejo Oaxaqueño de edad precámbrica, el Terreno Maya (Sedlock *et al.*, 1993) o Bloque Maya (Dengo, 1985), el cual contiene varios afloramientos con rocas pre-mesozoicas destacando el Complejo Guichicovi (Weber y Hecht, 2003) y el Complejo



Macizo de Chiapas (CMC; Weber *et al.*, 2008). Por otro lado, el Bloque Chortis (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007; Ortega-Obregón *et al.*, 2008; Solari *et al.*, 2011; Torres-de León *et al.*, 2012) también contiene rocas de edades pre-mesozoicas (Fig. 1.9a).



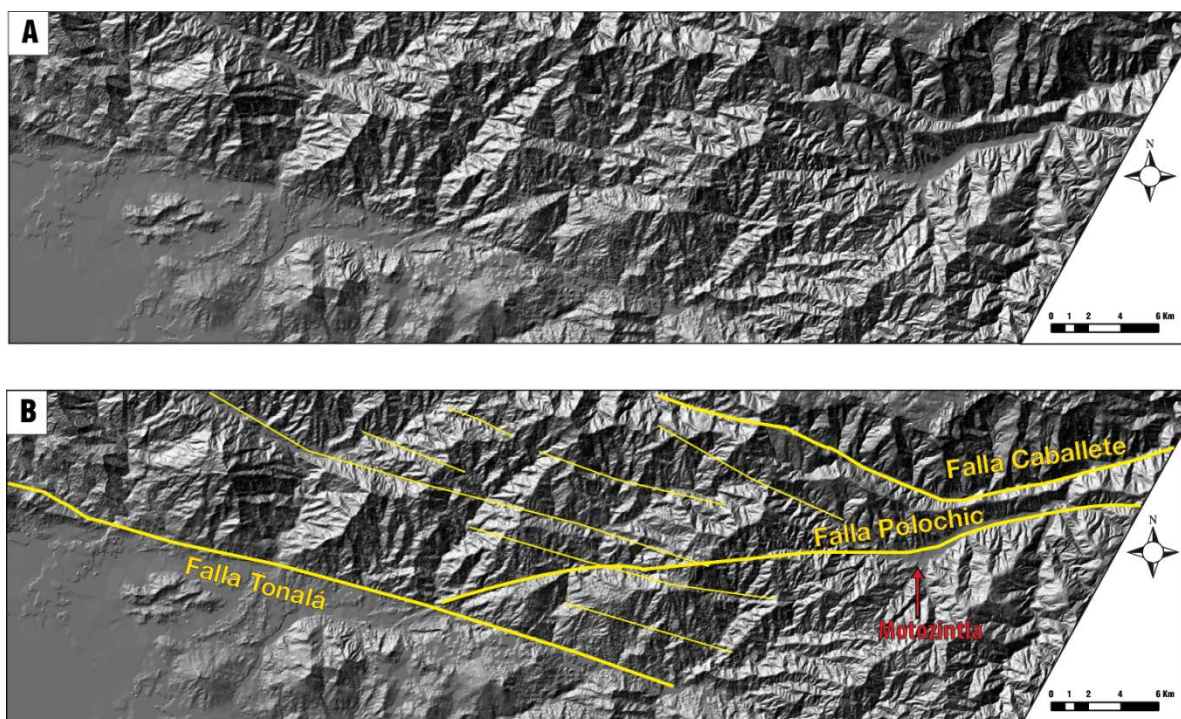
**Figura 1.9.** Mapa general del sur de México mostrando los principales complejos metamórficos. Modificado de Weber *et al.* (2008). CA= Complejo Acatlán, CX= Complejo Xolapa, CO= Complejo Oaxaqueño, CMC= Complejo Macizo de Chiapas, MM=Montañas Maya.

### 1.4.1 Límite Maya-Chortis

El sistemas de fallas transformes Polochic-Motagua (SFPM) es considerado como el límite sur del Terreno Maya; de igual forma, es un límite distribuido entre la placa de Norteamérica y la del Caribe. El SFPM es una zona amplia y compleja de fallas constituida principalmente por tres fallas laterales izquierdas mayores: Polochic, Jocotán y Motagua (Burkart *et al.*, 1987) con una separación entre ellas de aproximadamente 50 km. La orientación principal de este sistema es mayoritariamente E-W. Los bloques intermedios a estas fallas han sido estudiados por Ortega-Gutiérrez *et al.* (2007), quienes consideran que por las diferencias contrastantes en su evolución geológica son terrenos o bloques sin correlación con sus adyacentes.

El desplazamiento del SFPM está asociado a la apertura de la trinchera Fosa del Caimán en el mar del Caribe (Fig. 1.9a), la cual está compuesta por ~1200 km de corteza

oceánica (ten Brink *et al.*, 2002). Debido a esto, se considera que el desplazamiento mínimo que ha sufrido el SFPM sea de dicha cantidad (1200 km). Se ha estimado por medio de “piercing points” (Burkart, 1983) que la estructura Polochic ha tenido un desplazamiento de sólo 130 km, iniciando su desplazamiento hace ~10 Ma (Burkart, 1983; Deaton y Burkart, 1984). Por lo anterior, es probable que la falla Polochic acomodó solamente un 10% del desplazamiento total del Bloque Chortis (Martens, 2009). Authemayou *et al.* (2011) proponen que el SFPM se extiende hasta interactuar con la falla Tonalá (Guzman-Speziale y Molina-Garza, 2012); para otros autores la traza principal de la falla Polochic se trunca algunos kilómetros dentro del estado de Chiapas (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007; Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009) (Fig.1.10).



**Figura 1.10.** A) Modelo de elevación mostrando los principales rasgos morfológicos y estructurales del área de estudio. B) Modelo de elevación con estructuras de fallamiento inferidas.

## 1.4.2 Terreno Maya

El Terreno Maya es el terreno más meridional y oriental de México y está constituido geográficamente por la península de Yucatán, algunas porciones de la planicie costera del Golfo de México (sur de Tamaulipas, Veracruz y Tabasco) el sureste de México (noreste de Oaxaca y Chiapas), Belice y Guatemala, limitando al oeste con el terreno Cuicateco definido por la falla inversa Vista Hermosa y al sur con el sistema de fallas laterales

Polochic-Motagua de tendencia E-W (Burkart, 1983; Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Guzmán-Speziale, 2010). El Terreno Maya se encuentra extensamente cubierto por formaciones mesozoicas y cenozoicas, solamente en el área del Complejo Macizo de Chiapas, en el Complejo Guichicovi en Oaxaca, en las montañas Maya de Belice y en el núcleo de los altos Chucumatanes en Guatemala se encuentran bien expuestas rocas cristalinas pre-mesozoicas y unidades sedimentarias del Paleozoico superior (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007).

### **1.4.2.1 Complejo Guichicovi**

Conformando el basamento del Macizo de la Mixtequita y el más antiguo que se conoce en el Terreno Maya, aflora el Complejo Guichicovi (Weber y Köhler, 1999a; Weber y Hecht, 2003) en el estado de Oaxaca, al oeste del Istmo de Tehuantepec. Consiste de una secuencia de rocas meta-ígneas ácidas y básicas, gneises cuarzo feldespáticos (charnockitas y cuarzo-anortositas), metasedimentos ricos en granate y biotita y paragneises ricos en grafito (Weber y Köhler, 1999b). Este complejo está constituido por una serie de rocas de edades proterozoicas (1.08–1.23 Ga), las cuales fueron afectadas por un evento tectonotermal hace ~ 1 Ga (Weber y Hecht, 2003) alcanzando las facies de granulita (7-8 kbar y 837 °C; Murillo-Muñeton, 1994). La presencia de rocas grenvillianas en el Complejo Guichicovi relacionó, al menos a esta porción del Terreno Maya, con el micro-continente Oaxaquia (Weber y Hecht, 2003). Este basamento está intrusionado por granitoides del Batolito de la Mixtequita de edad permo-triásica y jurásica no deformados o ligeramente deformados (Weber y Hecht, 2003).

### **1.4.2.2 Complejo Macizo de Chiapas**

El Complejo Macizo de Chiapas (Weber *et al.*, 2008) está constituido por aproximadamente 20,000 km<sup>2</sup> de rocas cristalinas paralelas a la costa pacífica (Schaaf *et al.*, 2002) con una orientación NW-SE, el cual es considerado como el basamento de la porción sur del Terreno Maya. Este complejo limita al norte con el Istmo de Tehuantepec y al sur con la ramificación de la falla Polochic, la cual desmembra la porción sur del CMC en bloques discretos dificultando la correlación entre ellos (Weber *et al.*, 2008).

El CMC está constituido en su mayoría por rocas ígneas y meta-ígneas permo-triásicas (287-230 Ma; Yañez *et al.*, 1991; Schaaf *et al.*, 2002), las cuales presentan una ligera a intensa deformación dúctil y son heterogéneas en composición variando de granitos, dioritas a gabros (Schaaf *et al.*, 2002). Estas rocas son consideradas como parte de un arco magmático continental que se extiende NW-SE a lo largo de todo México, y probablemente hasta el NW de América del Sur (Weber *et al.*, 2005). Esta alineación aparente de los plutones ha llevado a la conclusión de que es el resultado de un margen continental activo que se estableció después de la amalgamación final de Pangea durante la orogenia Ouachita del Carbonífero Tardío al Pérmico Temprano (Torres *et al.*, 1999); estos

granitoides se encuentran intrusionando a rocas sin edad definida tales como ortogneises, paragneises, anatexitas, rocas calcisilicatadas y metabasitas altamente deformadas (Estrada-Carmona *et al.*, 2012), las cuales son consideradas como rocas pre-mesozoicas ampliamente distribuidas en la parte sur del CMC.

Weber *et al.* (2005) describieron un evento tectono-termal de alto grado que afectó a las rocas del CMC hace ~250 Ma, lo cual se encuentra muy bien registrado en los ortogneises pérmicos y en las unidades de protolito metasedimentario como La Sepultura (Weber *et al.*, 2002; Hiller *et al.*, 2004) y Custepec (Estrada-Carmona *et al.*, 2009). La Unidad La Sepultura es una secuencia constituida por paragneises (psamíticos y pelíticos) migmatizados e intercalados con calcisilicatos y metagrauvas (Weber *et al.*, 2002). Su paragénesis mineral constituida por sillimanita, granate, cordierita y biotita rica en Ti indica condiciones de alto grado metamórfico. Cálculos termobarométricos en minerales de esta secuencia indican temperaturas y presiones pico de 730-780° C y 5.8 kbar y un equilibrio parcial de retrogresión a 540°C y 4.5 kbar (Hiller *et al.*, 2004). Esta unidad ha sido correlacionada con la Formación Santa Rosa ya que su distribución de edades en zircones detríticos es similar (Weber *et al.*, 2008). Por otro lado, la Unidad Custepec difiere de la Unidad La Sepultura por su gran cantidad de gneises máficos (para-anfibolitas) aunque comparte la presencia de rocas calcisilicatadas y mármoles intercalados. Esta unidad alcanzó un pico metamórfico de ~800°C y 9 kbar, lo que implica facies de transición anfibolita-granulita a profundidades de >30 Km (Estrada-Carmona *et al.*, 2009). Los zircones detríticos de esta unidad varían de los de la Unidad La Sepultura, por lo que no se consideran correlacionables.

Recientemente Estrada-Carmona *et al.* (2012) describieron y fecharon intrusiones ordovícicas (480-450 Ma; U-Pb en zircón) en el área de Motozintla. Estas intrusiones se observan en forma de diques félsicos y máficos en ocasiones como grandes masas plutónicas (p.ej. Plutón Motozintla) de composiciones graníticas, aplíticas-pegmatíticas y peraluminosas (mica blanca y granate) emplazadas en una secuencia metasedimentaria conocida como la Unidad El Jocote (Weber *et al.*, 2008; Manjarrez-Juárez, 2013) y en la secuencia básica Unidad La Candelaria (Estrada-Carmona *et al.*, 2012; Manjarrez-Juárez, 2013).

La Unidad El Jocote es una secuencia metasedimentaria plegada y parcialmente migmatizada compuesta por esquistos de mica blanca con sillimanita y granate, gneises cuarzo-feldespáticos con granate, mármoles, calcisilicatos, cuarcitas, metagrauvas y ocasionalmente bandas anfibolíticas de espesores variables. Esta unidad fue intrusionada por diques graníticos de tipo-S con granate, los cuales presentan una edad U-Pb en zircón de 482±5 Ma y se consideran originados a partir de la fusión de esta misma secuencia. Esto indica que al menos la Unidad el Jocote ya estaba consolidada para el Ordovícico Temprano, lo cual le otorga una edad relativa pre-ordovícica (Estrada-Carmona *et al.*,

2012). Además, contiene diques de composición básica que poseen una edad de  $467.7 \pm 8.7$  Ma.

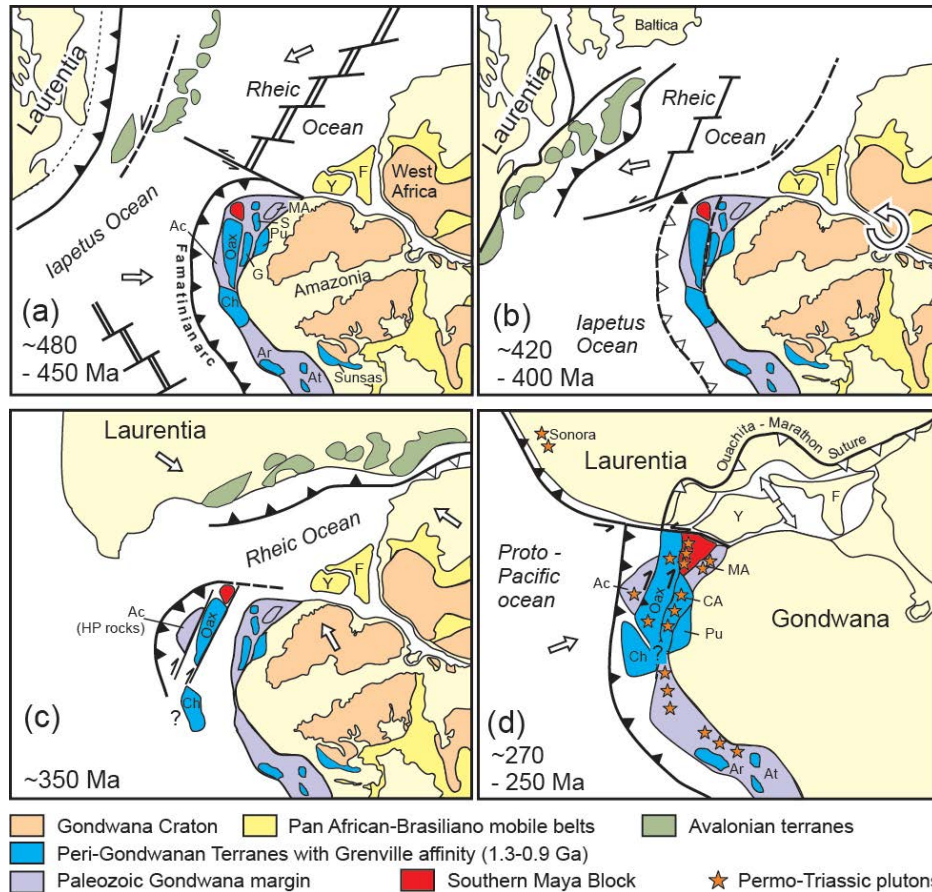
Posiblemente subyaciendo discordantemente a la Unidad El Jocote se encuentra la Unidad Candelaria (Estrada-Carmona *et al.*, 2012; Manjarrez-Juárez, 2013), compuesta por una secuencia de anfibolitas bandeadas altamente deformadas y parcialmente migmatizadas (diatexitas y metatexitas), intercaladas con budines ortogneísicos de composición diorítica y en ocasiones con mármoles (Manjarrez-Juárez, 2013). Los resultados geoquímicos (Estrada-Carmona *et al.*, 2012) y observaciones en campo sugieren que la Unidad La Candelaria podría estar constituida por dos miembros anfibolíticos no relacionados genéticamente. Uno de los miembros estaría constituido por anfibolitas de composición tipo MORB y mármoles intercalados, mientras que el otro miembro estaría constituido de anfibolitas tipo E-MORB asociadas a ortogneíses dioríticos, ambos miembros migmatizados por el mismo evento metamórfico. Manjarrez-Juárez (2013) fechó los ortogneíses y la migmatización en estas secuencias obteniendo como resultado edades ordovícicas ( $\sim 450$  Ma; U-Pb en zircón) para la migmatización (mismo evento metamórfico que afectó a la Unidad el Jocote afectó a la secuencia básica 30 Ma después) y para los ortogneíses obtuvo una edad precámbrica de cristalización de  $\sim 1.0$  Ga, lo cual sería la primera ocurrencia de rocas grenvillianas en el CMC.

En modelos tectónicos para tiempos ordovícicos, el complejo Macizo de Chiapas ha sido relacionado junto al complejo Oaxaqueño y Acatlán al margen sur del océano Rheico (Keppie, 2004; Keppie *et al.*, 2008; Estrada-Carmona *et al.*, 2012), donde se considera que su posición estuvo asociada a la apertura de éste; sin embargo, estudios recientes (Manjarrez-Juárez, 2013; Weber *et al.*, 2015) sugieren que el terreno Maya, y por lo tanto, el complejo Macizo de Chiapas, estuvo en otra posición paleogeográfica junto a Oaxaquia, ambos asociados espacialmente al terreno Mérida Andes (Venezuela) y al Macizo de Santander (Colombia) en el margen NW de Gondwana, los cuales fueron afectados por el cierre del océano Iapetus durante el Ordovícico Tardío, provocando la extensa hidratación y fusión parcial de unidades como Candelaria y Jocote (Weber *et al.*, 2015), esto último como resultado de procesos en un margen convergente, tal como se observa en la Fig. 1.11. Estudios estructurales así como paragénesis mineral de alta presión (granate y rutilo) indican que el metamorfismo estuvo asociado a un evento compresivo, más que a uno extensivo (Manjarrez-Juárez, 2013).

### **1.4.3 Terreno Zapoteco**

Ubicado en la porción sur de la Sierra Madre del Sur, el Terreno Zapoteco es un fragmento de corteza continental proterozoica principalmente constituida por rocas de basamento cristalinas de edad grenvilliana, las cuales están discordantemente cubiertas por rocas sedimentarias paleozoicas (Sedlock *et al.*, 1993). Está limitado al este con el Terreno Cuicateco por la falla Oaxaca, al oeste con el Terreno Mixteco por la falla Caltepec y al sur

con el Terreno Chatino por la falla Chacalapa. El Complejo Oaxaqueño de edad proterozoica constituye su basamento (Ortega-Gutiérrez, 1981a) siendo la exposición más extensa de rocas de esta edad en México.



**Fig. 1.11.** Modelo tectónico mostrando la evolución del terreno Maya y de Oaxaquia en tiempos ordovícicos a triásicos. Tomado de Weber *et al.* (2015).

### 1.4.3.1 Complejo Oaxaqueño

El Complejo Oaxaqueño está constituido por paragneises (mármoles, calcisilicatos, gneises cuarzo feldespáticos, pelíticos y grafiticos) y ortogneises (anortosita, charnockita, anfibolita y pegmatita), estos últimos con edades U-Pb del protolito que van de 1134 a 1150 y ~1012 Ma (Keppie *et al.*, 2003) los cuales fueron afectados por un metamorfismo en facies granulita (700-750°C y 7.2-8.2 kbar, Mora *et al.*, 1986) a los 990 Ma (Keppie *et al.*, 2001; Keppie *et al.*, 2003) a este evento se le conoce como la orogenia Zapoteca. Solari *et al.*

(2003) reconocieron la existencia de otro evento tectono-termal más antiguo, al cual denominaron como orogenia Olmeca para la cual se obtuvo una edad  $1106 \pm 6$  Ma.

La parte norte del Complejo Oaxaqueño ha sido dividida en una serie de napas de corteza cabalgadas (de la base a la parte superior) compuestas por: (1) anortosita, gabronorita, jotounita, y monzodiorita ( $\sim 1012$  Ma); (2) gneises máficos cumulíticos y charnockitas, (3) ortogneis migmatítico, (4) paragneis intrusionado por meta-sienita, charnockita y anortosita.

La anortosita está compuesta por plagioclasa de composición andesina-oligoclasa, en ocasiones con microclina, enstatita, óxidos de Ti-Fe, cuarzo, apatito y ocasionalmente biotita como accesorios. Contiene bandas, lentes y cuerpos irregulares de nelsonita (ilmenita/magnetita,  $\pm$ rutilo,  $\pm$ clinocloro, y apatito) y gneises ricos en ilmenita y apatito (Ortega-Gutiérrez, 1981b).

#### **1.4.4 Complejo Chuacús**

El Complejo Chuacús (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004) con rocas metamórficas de alto grado es considerado un terreno limitado por fallas (Motagua y Baja Verapaz), ya que su estratigrafía y grado metamórfico difieren de los terrenos adyacentes (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007).

La Sierra de Chuacús es una cadena montañosa situada al norte del valle de Motagua, la cual forma un cinturón metamórfico E-W que cruza Guatemala Central desde la frontera con México hasta la costa caribeña. Las rocas metamórficas que lo conforman incluyen filitas, metagrauvas, meta-conglomerados, milonitas graníticas, esquistos pelíticos, gneises cuarzo-feldespáticos con mica y epidota que en ocasiones contienen cianita y granate, migmatitas, anfibolitas asociadas a gneises, anfibolitas fuertemente lineadas asociadas a rocas ultramáficas, cuarcitas, mármoles y calcisilicatos (Martens *et al.*, 2005). El grado metamórfico varía de esquistos verdes a facies de anfibolita-almándino, pero también facies de eclogita han sido identificadas por Ortega-Gutiérrez *et al.* (2004).

Dentro de esta sierra, existen intrusiones plutónicas asociadas a intrusiones pegmatíticas menores variablemente foliadas conocidas como la suite del granito Rabinal. El cual está constituido principalmente por feldespato potásico de grano grueso, plagioclasa, cuarzo y clorita formada a partir de la alteración de la biotita, abundante epidota secundaria y mica blanca con edades que varían de  $\sim 496$  a  $417$  Ma (U-Pb en zircon; Ortega-Obregón *et al.*, 2008).

## **1.5 Metodología**

### **1.5.1 Cartografía geológica**

Para la realización de la cartografía geológica se utilizó como base los mapas geológicos de Jiménez-Hernández *et al.* (2005), Estrada-Carmona *et al.* (2012) y Manjarrez-Juárez (2013) y constó de 8 salidas al campo con estancias de hasta tres semanas. Las zonas cartografiadas con mayor detalle fueron en los alrededores del Municipio de Motozintla (zona Mariscal) y en los alrededores del Municipio de Acacoyagua (zona Soconusco). En ambas zonas se realizó un muestreo y toma de datos geológicos de las litologías representativas de la suite anortosítica y de algunas rocas asociadas espacialmente. El muestreo fue realizado principalmente sobre caminos de asfalto y terracería, barrancas y ríos, obteniendo más de 100 muestras. Muchos de los contactos en el mapa han sido inferidos mediante cambios litológicos en los recorridos, esto debido a la escasez de afloramientos por la densa vegetación y la topografía abrupta.

### **1.5.2 Análisis petrográfico**

Para el análisis petrográfico fueron elaboradas más de 50 láminas delgadas y otras 30 se realizaron de forma externa. Estas láminas son de litologías representativas de la suite anortosítica y de las rocas asociadas a ella. Con este análisis se determinaron paragénesis primarias y posteriores, así como los grados de alteración en cada litología.

### **1.5.3 Geocronología U-Pb**

Los análisis geocronológicos se realizaron a una serie de 5 muestras de las cuales cuatro son parte de la suite anortosítica y una monzonita que forma parte del Batolito de Chiapas (Monz-Mzp1). La separación de minerales se realizó en los laboratorios de molienda del Instituto de Geofísica y otra parte en el Instituto de Geología con la guía de la Ing. Consuelo Macias Romo y el Ing. Teodoro Hernández Treviño. A excepción de la muestra BR1302ACB (anortosita) y ACL-5-10B (rutilmenitita) todas las demás fueron molidas, atravesadas por un tamiz de malla #60 para después utilizar el método de decantado común para la separación de la fracción pesada y finalmente la separación de zircones por métodos manuales. Para la muestra ACL-5-10B, aunque el proceso fue muy similar a lo anteriormente descrito, inicialmente se separó la fracción no magnética por medio del Frantz, resultando en un concentrado de zircones y rutilo, posteriormente se separaron los zircones de forma manual. Para la muestra BR1302ACB, se utilizó el método de la mesa Wilfley con fracciones menores a la malla 200. Posteriormente se extrajeron los zircones por métodos manuales. Los zircones de cada muestra fueron montados en una resina epóxica para ser desbastados unos 20  $\mu\text{m}$  y pulidos hasta que la superficie ecuatorial de



cada zircón quedara expuesta y homogénea. Ya montados, se realizó catodoluminiscencia a tres de las muestras para observar la estructura interna del zircón.

Todas las muestras fueron medidas en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM campus Juriquilla a cargo del Dr. Luigi Solari. Los fechamientos se realizaron empleando ablación laser (exímero a 193 nm) en un espectrómetro de masas de multicolección con plasma acoplado por inducción (LA-MC-ICPMS, por sus siglas en inglés) Thermo Neptune Plus y un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (LA-ICPMS) siguiendo el procedimiento descrito en Solari *et al.* (2010).

## **1.5.4 Geoquímica**

Los análisis de elementos mayores y algunos elementos traza fueron determinados para una serie de 17 muestras de roca en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM, realizados por Patricia Girón y Rufino Lozano en un espectrómetro secuencial de rayos X (Siemens SRS 3000) equipado con tubo de rodio y ventana de berilio a 125 micras siguiendo los procedimientos descritos en otros lados (Lozano y Bernal, 2005). Las concentraciones de elementos traza fueron determinadas por la M. en C. Ofelia Arvizu en un espectrómetro de masas de multicolección con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) Thermo Series X<sup>II</sup> en el Centro de Geociencias, UNAM, campus Juriquilla, con la preparación de muestras y procedimientos como se describe en Mori *et al.* (2007). La isotopía de Rb/Sr, Sm-Nd y Pb se realizó en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) en el Instituto de Geofísica de la UNAM bajo la guía de la M. en C. Gabriela Solís Pichardo y el Dr. Peter Schaaf siguiendo el procedimiento descrito en Schaaf *et al.* (2005) usando los espectrómetros de masa con fuente iónica térmica (TIMS) Finningan MAT 262 y Triton Plus.

## **1.5.5 Microscopía electrónica**

Los análisis microquímicos de 8 láminas delgadas se llevaron a cabo en el Laboratorio Universitario de Petrología bajo la guía de la Dr. Margarita Reyes Salas y el Ing. Carlos Linares. Se utilizó un Microscopio electrónico de Barrido (SEM), marca JEOL, modelo JSM-6300 asociado a un equipo para microanálisis por espectroscopia de dispersión de energía de rayos X (EDX) NORAN-Vantage. Las condiciones de trabajo fueron a 20 KV, con alto vacío a base de electrones secundarios y 30 segundos de adquisición para los espectros. Las imágenes fueron obtenidas con electrones secundarios y retrodispersos. También se utilizó la microsonda electrónica de barrido JEOL JXA-8900R con cinco espectrómetros para mediciones de longitud de onda de rayos X, WDS y con sistema de EDS, en el Laboratorio Universitario de Petrología de la Universidad Nacional Autónoma de México (LUP, UNAM) utilizando un voltaje de aceleración de 20 keV, un diámetro de haz de  $\lambda\text{m}$ , con 20 nA de corriente del haz y tiempos de conteo de 10-40 s (Na y K 10s y

40s para los otros elementos). Todos los análisis fueron realizados utilizando estándares de silicatos y óxidos.

## 1.5.6 Resumen y coordenadas de muestras

Tabla 1. Resumen de muestras

Muestra	Litología	Localidad	Fecha	Geoquímica			Cordenadas UTM
				Mayores	REE	Isotopía	
ACL-3-10	Anortosita	Mazapa de Madero		X	X	X	15P 588 360, 1 701 511
ACL-2-10	Anortosita	Mazapa de Madero		X			15P 588 744, 1 701 184
ACL-5-10	Anortosita	Mazapa de Madero		X			15P 588 578, 1 701 510
ACL-5-10B	Rutilmenita	Mazapa de Madero	X				15P 588 578, 1 701 511
ACL-6-10	Anortosita gabroica	Mazapa de Madero		X			15P 588 535, 1 701 510
MA1307A	Hornblendita	Mazapa de Madero		X	X	X	15P 590 911, 1 701 798
M2-10	Monzonita	Mazapa de Madero					15P 588 128, 1 700 589
Monz-mzp1	Monzonita	Mazapa de Madero	X	X	X	X	15P 588 006, 1 700 288
ACL120709	Meta-ferrodiorita	Motozintla		X	X	X	15P 579 623, 1 696 579
AC1212LCG	Rutilmenita	Las Cruces		X	X		15P 577 449, 1 695 633
AC1112GUA	Anortosita	Guatemala		X	X	X	15P 592 231, 1 702 402
BR1302ACB	Anortosita	Las Brisas	X	X	X	X	15P 541 809, 1 699 585
BRH1202E	Anfibolita	Las Brisas		X	X		15P 541 669, 1 699 413
NF1302ACB	Meta-gabro. Ox-Ap	Nueva Francia	X	X	X		15P 543, 250, 1 698 997
NF1302ACC	Anorto. Milonitizada	Nueva Francia		X			15P 543 425, 1 699 023
LI1307A	Qz-anortosita	La Libertad	X	X	X		15P 530 306, 1 700 593
LI1307B	Rutilmenita	La Libertad		X	X		15P 530 306, 1 700 593
FO1307A	Gneis K-feldespático	Los Cacaos		X	X		15P 536 861, 1 702 528

# 2. Geología Local

## 2.1 Complejo plutónico El Triunfo

La distribución de las anortositas en Chiapas requiere de una cartografía a detalle de dos zonas en particular para su entendimiento, las cuales están separadas entre sí por cerca de 70 km. Ambas zonas se localizan en la porción sur del estado de Chiapas. La zona Mariscal se localiza al borde este de Chiapas limitando con el Departamento de San Marcos, Guatemala, e incluye el área de Motozintla, Mazapa de Madero, Las Cruces y El Rosario. Mientras que la zona del Soconusco, se encuentra al oeste de la anterior, constituida por las áreas de Acacoyagua, Escuintla y El Triunfo (ver Fig. 2.1). Ambas zonas se encuentran en relación estrecha al sistema de fallas Polochic-Motagua. La zona de Mariscal se presenta adyacente y al sur de la falla Polochic, mientras que la zona Soconusco se presenta al norte de la falla Tonalá (continuación este de Polochic, Guzman-Speziale y Molina-Garza, 2012).

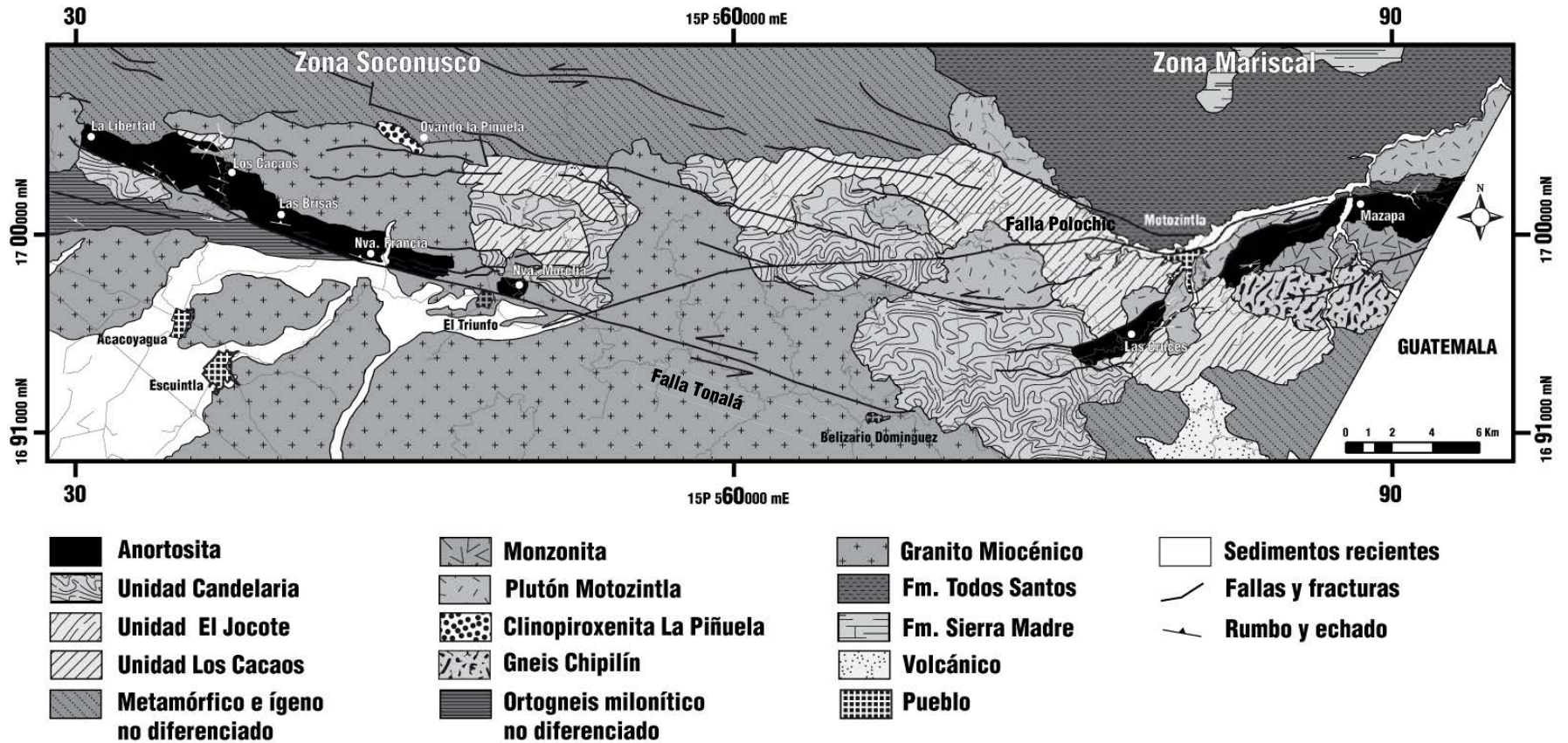
### 2.1.1 Geología y Petrografía de la Zona Mariscal

La cartografía de la zona Mariscal reveló la presencia de seis unidades litológicas, de las cuales cuatro fueron previamente reconocidas y descritas (Unidad La Candelaria, Unidad El Jocote, Plutón Motozintla y Granitoides permotriásicos, Schaaf *et al.*, 2002; Weber *et al.*, 2005; Weber *et al.*, 2008; Estrada-Carmona *et al.*, 2012), mientras que dos se describen por primera vez en esta tesis: el *Complejo Anortosítico Mariscal* y el *Gneis Chipilín*.

#### 2.1.1.1 Complejo Anortosítico Mariscal

El Complejo Anortosítico Mariscal es un cuerpo alargado que se localiza al sur de la traza principal de la falla Polochic (ver Fig. 2.1). Se extiende desde los poblados de El Rosario (carretera Huixtla-Motozintla) hasta el poblado de Caníbal en las inmediaciones del Departamento de San Marcos, Guatemala (aprox. 25 x 2 km). Las mejores exposiciones de estas rocas se encuentran a lo largo de la carretera de terracería Bacantón-Villahermosa, en el área de Mazapa de Madero.

Está conformada mayoritariamente por anortosita masiva pura (carente de máficos) y de manera subordinada por bandas, lentes y bolsones de hornblendita-anfibolita y lentes de óxidos de Ti-Fe. Las rocas de esta zona exhiben en la mayoría de los casos una alteración penetrante. Esto se observa en un cambio mineralógico y de coloración en la roca pasando de blanca a verdosa. Algunas veces se observan lentes de anortosita fresca blanca incluidos en zonas verdes de alteración, lo que podría confundirse con xenolitos (Fig. 2.3b). Estos frentes de alteración hidrotermal fueron conducidos por zonas de fracturas y fallas.



**Fig. 2.1.** Mapa geológico de la porción sur del Complejo Macizo de Chiapas. Modificado de Jiménez-Hernández *et al.* (2005), Manjarrez-Juárez (2013) y Estrada-Carmona *et al.* (2012).

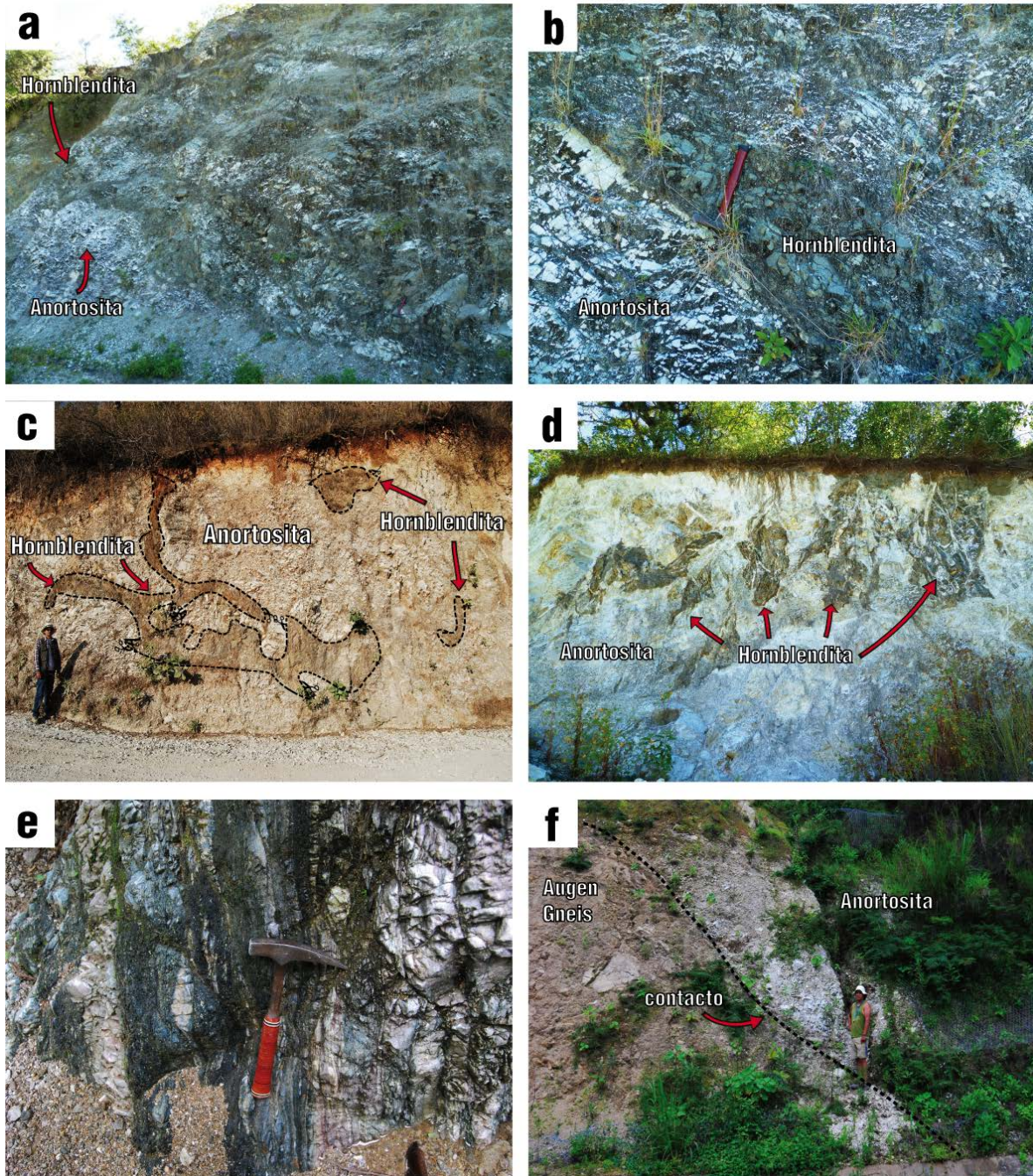
Debido a la densa vegetación y escasez de afloramientos resulta difícil determinar los tipos de contactos con las rocas adyacentes, aunado a los eventos metamórficos que han borrado, si no en su totalidad, parcialmente los contactos primarios. Hacia el norte esta secuencia se encuentra truncada por la traza principal de la falla Polochic (valle de Motozintla), la cual pone a estas rocas en contacto tectónico con la Formación Todos Santos de edad jurásico medio. En la carretera federal Huixtla-Motozintla cerca del poblado Las Cruces, se observa uno de los pocos contactos claros no asociados a fallas, sino por intrusión, donde un granito augen textural y mineralógicamente similar a los de edad ordovícica (Plutón Motozintla) intrusión al cuerpo de anortosita (Fig. 2.2f). Otro claro contacto por intrusión se presenta en el área de Mazapa de Madero, en la carretera de terracería con rumbo a Libertad Frontera, donde un granitoide monzonítico intrusión a la anortosita. El contacto está marcado por una intensa foliación en el borde de la monzonita. En escasos afloramientos de esta zona se puede observar a la secuencia anortosítica con una intensa deformación milonítica orientada al NE con una tendencia casi E-W y un echado sub-vertical (Fig. 2.2e).

### **2.1.1.1 Anortosita**

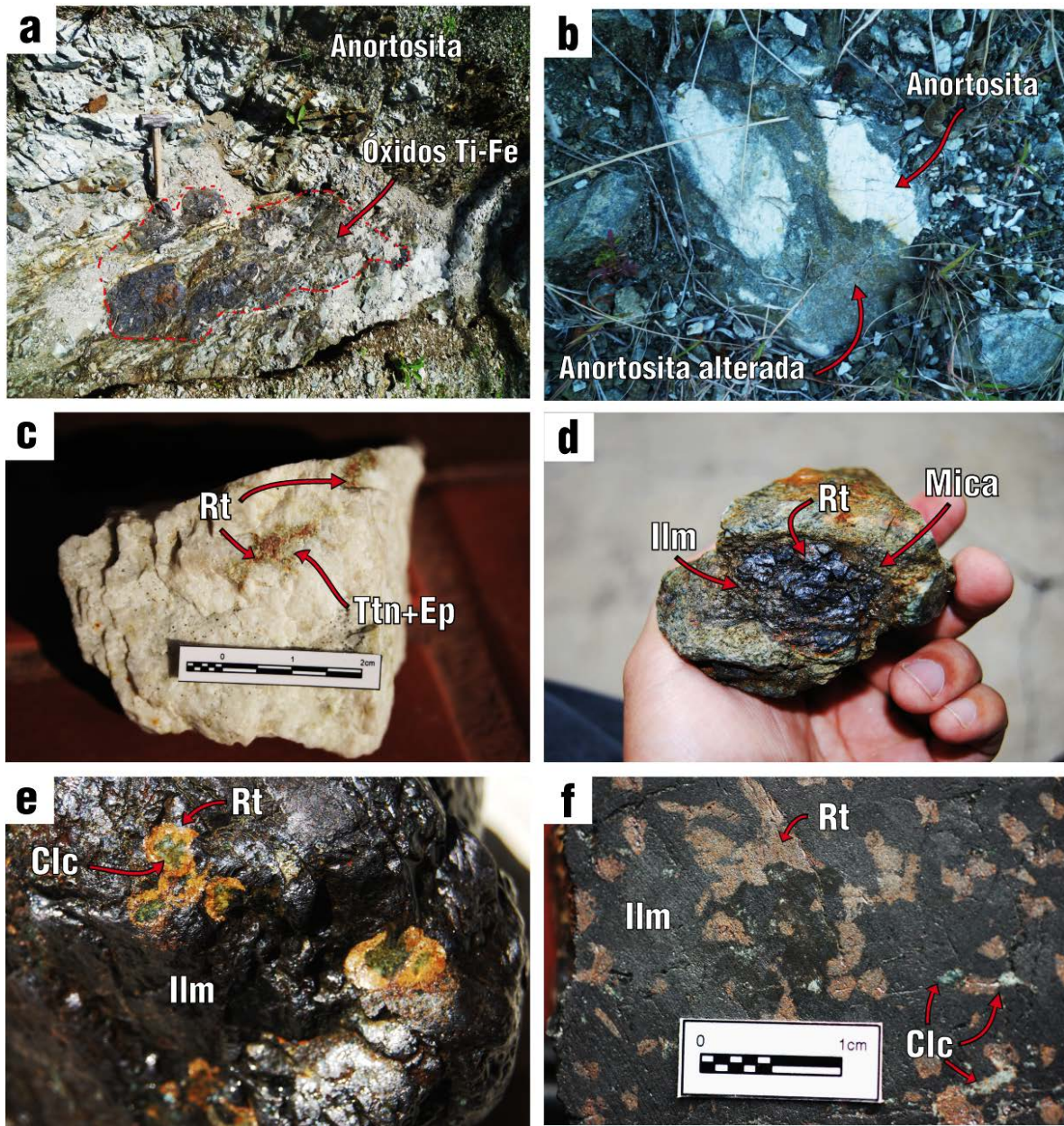
La anortosita en la zona Mariscal se observa como una roca masiva blanca de grano fino a medio contrastante con sus alrededores y muchas de las veces caolinizada (Fig. 2.2d). Debido a su naturaleza monominerálica, la intensa deformación a nivel macroscópico es notoria cuando se presentan abundantes minerales accesorios o secundarios (rutilo, epidota, titanita, anfíbol, etc.) los cuales le impregnan su rasgo de foliación.

La anortosita Mariscal es de grano medio (~0.5-2 mm) y de textura granoblástica. El principal mineral que la constituye es plagioclasa ( $An_{28-40}$ ) ocasionalmente antiperfítica. Como accesorios contiene rutilo, apatito e ilmenita.

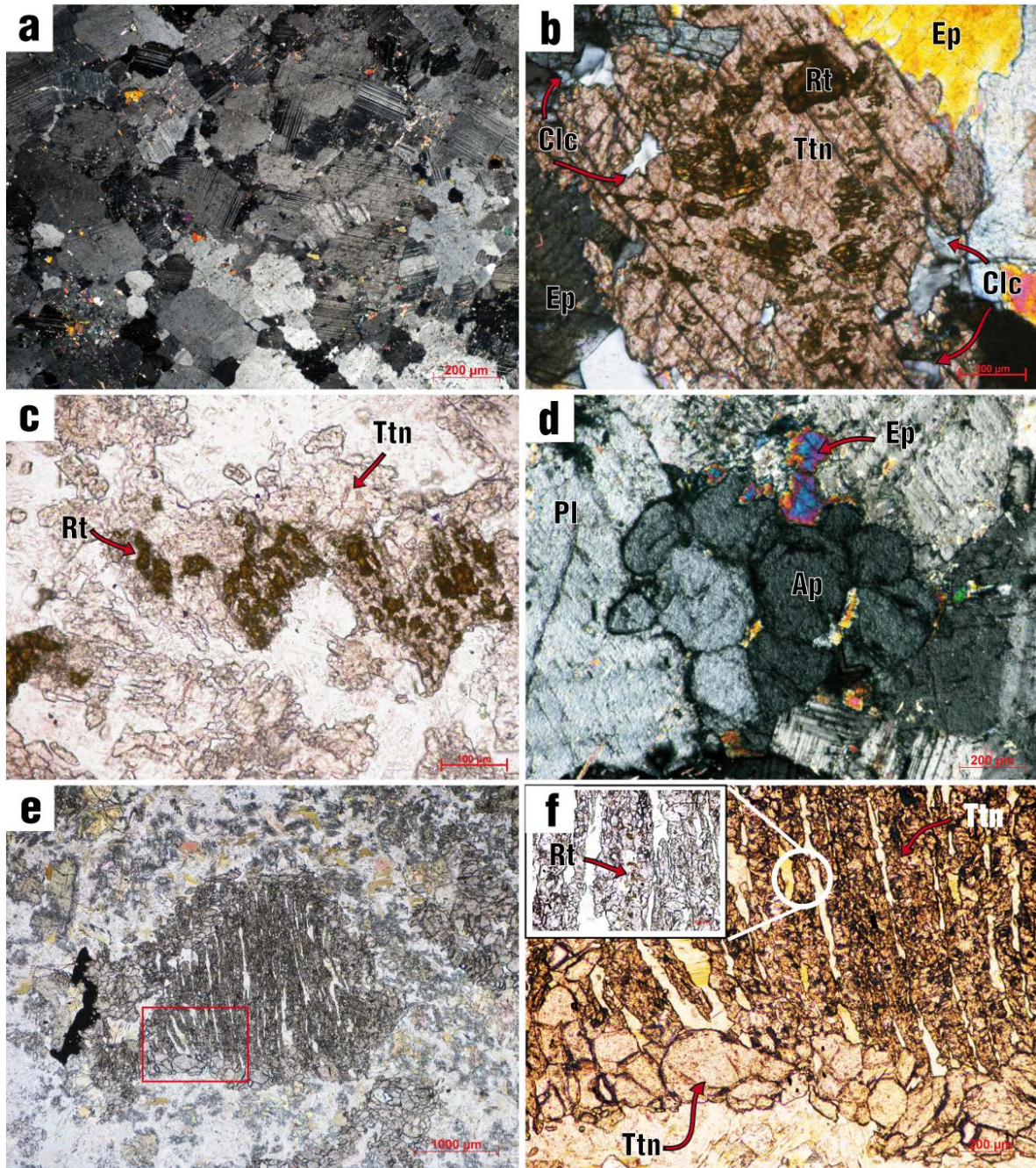
La plagioclasa es el mineral más abundante (>90%). Minerales secundarios como epidota, biotita, clorita, clinocloro, titanita y sericita se observan en todas las muestras. La plagioclasa polisintética conforma un mosaico equigranular, exhibe deformación intracristalina como maclas dobladas y terminaciones en punta sin orientación preferencial, extinción ondulante, granulación (cristales primarios reemplazados por granos pequeños recristalizados), contactos lobulados y acerrados con los minerales adyacentes, lo que sugiere un ajuste sub-sólido en los límites del grano. El rutilo excede raramente el 1% y se presenta en granos aislados (Fig. 2.3c) y en formas esqueléticas uniformemente alargadas y con una orientación preferencial (Fig. 2.4e-f) que van desde algunos milímetros hasta llegar a algunos centímetros de longitud. Esta última textura supone pseudomorfos donde el rutilo (o anteriormente ilmenita) se exsolvió del minerales pre-existentes como piroxeno (?) o anfíbol (?) (cf. Moore, 1968; Mongkoltip y Ashworth, 1983). Ambas texturas son reemplazadas por coronas internas de titanita y externas de epidota.



**Figura 2.2.** Afloramiento de anortositas en la zona Mariscal. (a) Anortosita con bandas intercaladas de hornblendita. (b) Lente de hornblendita. (c) Bolsones irregulares de hornblendita. (d) anortosita caolinizada y bolsones de hornblendita alterados. (e) Bandas de anortosita-hornblendita milonitizadas. (f) Contacto por intrusión entre augen gneis ordovícico y anortosita sobre la carretera Huixtla-Motzintla.



**Figura 2.3.** Afloramiento y muestras de mano de anortositas en la zona Mariscal. (a) Lentes de óxidos de Ti-Fe en anortosita. (b) Relictos de anortosita fresca rodeados de anortosita alterada por hidrotermalismo. (c) Muestra de mano de anortosita con cristales de rutilo coronado por titanita y epidota. (d) Lente de óxidos de Ti-Fe con alteración a clorita en la interfase anortosita-óxidos. (e) Lentes de clinocloro coronados por rutilo. (f) Rebanada de lente de óxidos de Ti-Fe, se observa rutilo de grano grueso soportado en matriz de ilmenita. Todas las abreviaciones a partir de Whitney y Evans (2010)



**Figura 2.4.** Fotomicrografía de anortositas en la zona Mariscal. (a) Mosaico de plagioclasa con maclas polisintéticas. (b) Relictos de rutilo dentro de cristal de titanita con cristales de clinocloro en los bordes. (c) Relictos de rutilo en titanita con luz paralela. (d) Cristales de apatito equidimensionales acumulados y en contacto por puntos triples. (e) Textura esquelética formada por titanita. (f) Rutilo relictado dentro de la titanita que conforma la textura esquelética.

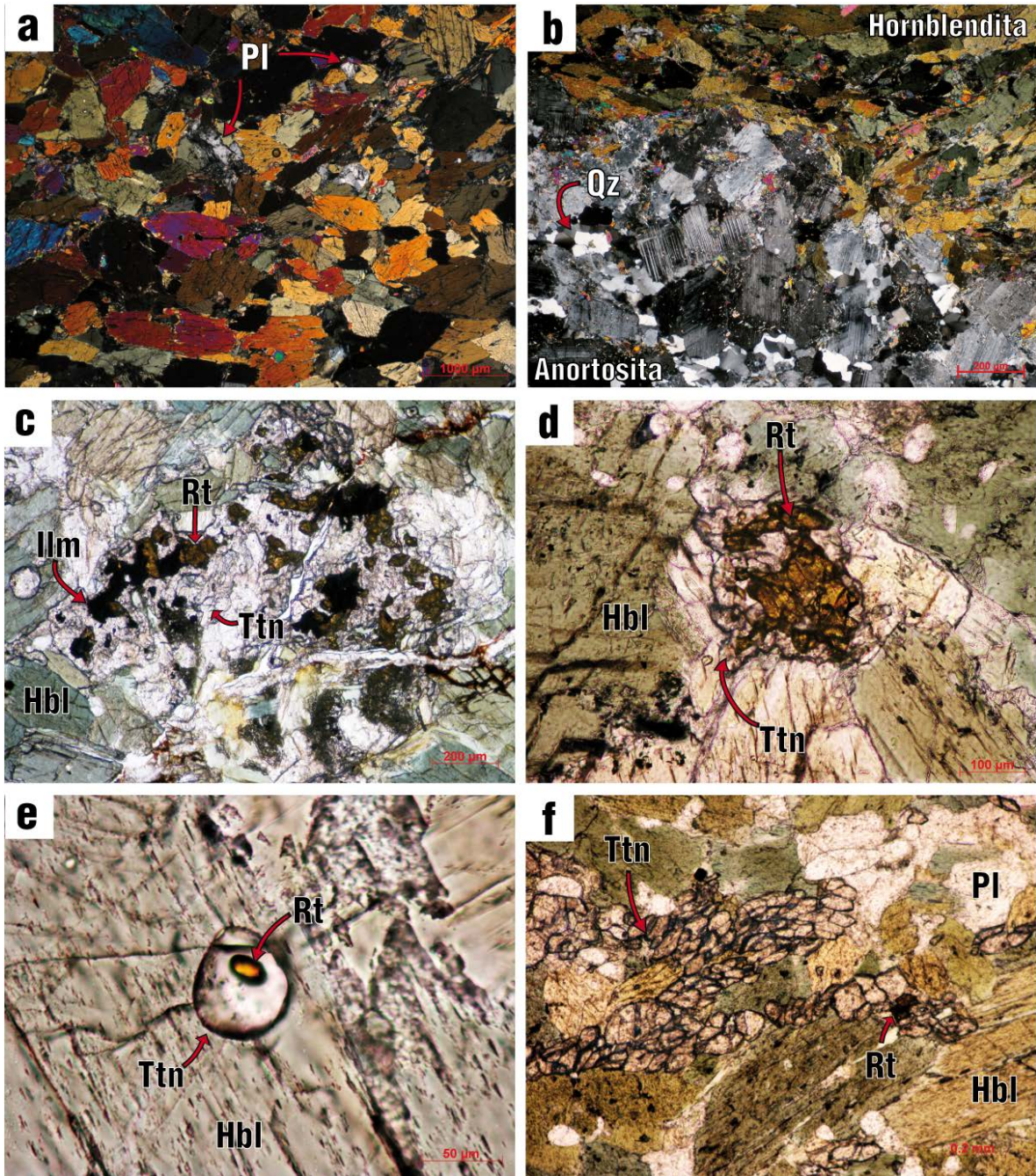


El apatito se puede observar formando acumulaciones, donde sus contactos forman puntos triples bien definidos (textura relicta (?), Fig. 2.4d). La ilmenita se encuentra en granos finos, muchas de las veces incluida en granos de plagioclasa y generalmente coronada por titanita, epidota y clorita. En las rocas más alteradas, la sericita y epidota son abundantes, y en ciertos casos conforman hasta el 50% del volumen de la roca. El cuarzo puede estar presente formando acumulaciones de granos finos intersticiales o en forma de bolsones o vetas.

### **2.1.1.1.2 Hornblendita-Anfibolita**

Relacionadas espacialmente a las anortositas se presentan hornblenditas y anfibolitas, las cuales se encuentran dentro de los cuerpos de anortosita masiva en forma de bandas y lentes o bolsones con formas irregulares (Fig. 2.2a-c). El contacto entre estas rocas y la anortosita es generalmente abrupto. Las dimensiones de estos cuerpos de roca varían desde varios decímetros hasta varios metros de espesor. Su coloración al fresco es melanocrática y a la intemperie de coloración verdosa.

La hornblendita-anfibolita se presentan como una roca de textura nematoblástica equigranular de grano medio (2-3 mm) que está constituida por hornblenda verde como fase mayoritaria (>90%) y plagioclasa como fase subordinada ( $An_{28-40}$ ). Una característica común de estas rocas es el alineamiento de cristales de hornblenda tabular con respecto a su dimensión sub-paralela más larga, formando una fábrica plana en la roca. La implicación de esta textura es que las hornblenditas representen acumulaciones de minerales máficos concentrados ya sea gravitacionalmente o por flujo magmático (Emslie, 1975; Ashwal, 1982), o bien, sea el resultado de procesos metamórficos. En las hornblenditas los anfíboles son euhedrales a subhedrales y tienen contactos rectos entre ellos. La plagioclasa es una fase minoritaria anhedral de grano fino a medio que cristalizó de forma intersticial y contiene algunas veces inclusiones de ilmenita. Ambos minerales presentan rasgos de deformación como extinción ondulante y en ocasiones anfíboles doblados. Contienen fases accesorias como rutilo, ilmenita y en una proporción muy baja apatito (<1%). El rutilo se presenta casi siempre como granos finos de forma intersticial (Fig. 2.5d) o en ocasiones incluido en la hornblenda (Fig. 2.5e), otras veces coronando a la ilmenita (Fig. 2.5c), ambos a su vez, siendo reemplazados por titanita. En algunos casos es posible observar relictos de anfíbol café en algunas zonas de los cristales. Como minerales secundarios hay biotita, clorita, sericita, epidota y abundante titanita. La biotita y clorita se observan reemplazando a los anfíboles, mientras que la epidota y sericita están afectando a la plagioclasa. La titanita presenta una textura de grano fino a medio, generalmente con formas euhedrales-subhedrales. En ciertos sectores existen acumulaciones de estas “pelotas” de titanita en contacto poligonal ( $120^\circ$ , Fig. 2.5f). En conjunto muestran cierta orientación preferencial. Se deduce a partir de las texturas de rutilo-titanita, que los cristales de titanita provienen de la transformación de rutilo.



**Figura 2.5.** Fotomicrografía de hornblenditas-anfibolitas en la zona Mariscal (a) Mosaico de hornblenda con plagioclasa intersticial. (b) Contacto entre anortosita y hornblendita (c) Relictos de rutilo e ilmenita coronados por titanita. (d) Rutilo intersticial coronado por titanita. e) Rutilo coronado por titanita dentro de cristal de hornblenda. (f) Acumulaciones alineadas de titanita euhedral-subhedral con relictos de rutilo.

### 2.1.1.1.3 Meta-ferrodiorita

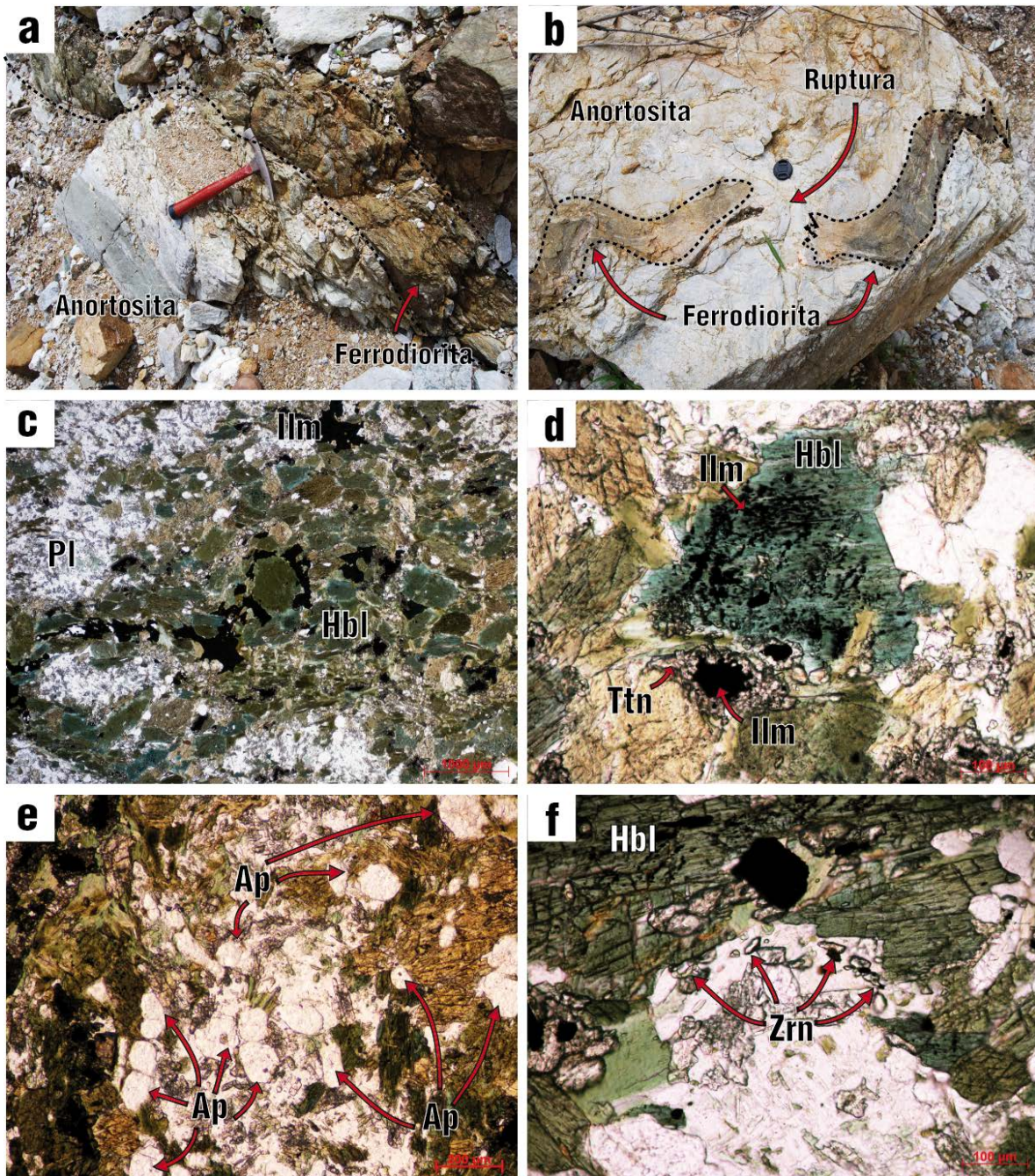
Las ferrodioritas son rocas asociadas espacialmente a las anortositas y su aparición es escasa en la zona de Mariscal. Estas rocas afloran en la barranca de San Lucas dentro de anortosita en el área de Motozintla. En la zona de Soconusco no han sido detectadas aún. Se presentan comúnmente en forma de bandas deformadas intercaladas con anortositas, con espesores que van desde decenas de centímetros hasta algunos metros (Fig. 2.6a). Son de grano más fino que las hornblenditas y tienen una foliación poco definida. Su coloración al fresco es verde oscuro. En ocasiones las bandas ferrodioríticas se observan lentes discontinuos sugiriendo un comportamiento plástico debido a altas temperaturas (fig. 2.6b).

Las meta-ferrodioritas presentan una textura nematoblástica de grano medio con cierta diferenciación composicional (zonas enriquecidas en plagioclasa y otras en anfíbol). La paragénesis mineral está definida por hornblenda verde pleocróica (~50%) anhedral a subhedral que comúnmente contiene exsoluciones de ilmenita (Fig. 2.6d). Estas exsoluciones presentan orientaciones preferenciales siguiendo el crucero del anfíbol y en algunos casos están siendo reemplazadas por titanita.

La plagioclasa es de composición albitica (ver Tabla 2) y se encuentra en una proporción de ~50%. La plagioclasa se observa como una matriz parcialmente epidotizada y sericitizada que soporta a los anfíboles. El rutilo parece estar ausente en esta litología, o bien, ha sido transformado en su totalidad a titanita o ilmenita. La cantidad de ilmenita es mucho mayor que en las hornblenditas (>5%) al igual que el tamaño de grano de éste. La textura de la ilmenita indica que cristalizó de forma intersticial entre los granos de anfíbol (Fig. 2.6a). Este mineral ya sea como exsolución o intersticial presenta coronas de reacción de titanita (Fig. 2.6d).

Otra fase accesoria notable en esta roca es el apatito de grano fino a medio, cuya abundancia es aproximadamente del 3% (Fig. 2.6e). En ocasiones aparece como inclusiones de grano fino dentro de la hornblenda. Una textura peculiar que se observa en esta y otras litologías (ver lentes de óxidos de Ti-Fe y meta-gabronoritas) es la relación estrecha de zircones con ciertos minerales, tal es el caso de la hornblenda en esta roca, donde se observan zircones en sus bordes con cierta lineación aparente (Fig. 2.6f). Los zircones se observan con formas redondeadas en ocasiones alargados y en otras totalmente anhedrales. Los tamaños varían de 5  $\mu\text{m}$  hasta 35  $\mu\text{m}$ . Estos zircones son considerados como exsoluciones externas.

El grado de alteración en esta litología es mucho más avanzado. La mayoría de la plagioclasa presenta alteración a sericita y epidota, y los anfíboles a clorita y biotita.



**Figura 2.6.** Afloramiento de meta-ferrodioritas en la zona Mariscal y fotomicrografías (a) Banda de meta-ferrodiorita dentro de anortosita (b) Banda de meta-ferrodiorita plegada y con ruptura (c) Microtextura nematoblástica de ferrodiorita con ilmenita intersticial a los granos de anfíbol (d) Exsoluciones de ilmenita en hornblenda, algunas coronadas por titanita (e) Granos finos de apatito en ocasiones incluidos en hornblenda (f) Zircons alineados paralelamente a un borde de hornblenda.

#### 2.1.1.1.4 Óxidos de Ti-Fe (Rutilmenitita)

Los cuerpos masivos de óxidos de Ti-Fe se presentan como bandas o lentes de algunos centímetros hasta varios metros de longitud y espesor. El contacto con la anortosita encajonante es siempre abrupto y paralelo o sub-paralelo al tren de deformación; en las zonas más alteradas el contacto está definido por la generación de mica verde (biotita y clorita) en la interfase. Los óxidos de Ti-Fe están deformados generalmente y son concordantes a la deformación de la anortosita.

Las principales fases minerales de estas menas son ilmenita y rutilo, y debido a las proporciones altas de estos minerales forman un tipo de roca que con fines prácticos se denominará en lo sucesivo “rutilmenitita” en lugar de usar el término descriptivo “mena de ilmenita y rutilo”. Como fases accesorias contiene hematita, Ti-magnetita, espinela, clinocloro, apatito, zircón, baddeleyita ( $ZrO_2$ ), srilankita ( $[Ti,Zr]O_2$ ) y en ocasiones plagioclasa. La textura que presentan es granoblástica de grano grueso (0.5-1 cm, Fig. 2.7f). La ilmenita es la fase dominante, comúnmente mayor al 80% del volumen, aunque decrece en ciertas zonas donde el rutilo es más abundante. Su grano es grueso alcanzando hasta 0.5 cm. Todos los cristales presentan abundantes lentes de hematita exsuelta internamente, por lo que se puede considerar como “hemo-ilmenita”. Las lamellas de hematita decrecen hacia los bordes que están en contacto con magnetita. Esta textura posiblemente se debe a un reequilibrio entre la ilmenita y magnetita durante procesos *deutéricos* (Duchesne, 1970).

El rutilo varía de proporción entre distintos afloramientos. En algunos casos su proporción llega a ser de hasta el 30% y se puede diferenciar cuatro tipos de texturas morfológicas del rutilo: (1) grano grueso soportado en la matriz de ilmenita (Fig. 2.7c) (2) en forma de coronas de reacción (Fig. 2.7b), (3) rellenando fracturas y (4) como texturas simplectíticas. El rutilo de grano grueso (0.5-1cm) se observa a simple vista como cristales maclados con formas redondeadas y ovaladas (Fig. 2.3f); algunas veces aunque parezcan macroscópicamente granos individuales, no lo son, ya que están constituidos microscópicamente por cúmulos de granos finos de rutilo, los cuales presentan puntos triples en sus contactos (Fig. 2.7a). La morfología del rutilo en coronas está ligada a pequeños lentes de clinocloro (0.1-8 mm) dentro de la rutilmenitita (Fig. 2.3e y Fig. 2.7b). Las coronas se desarrollan en la interfase ilmenita-clinocloro. En algunos casos es posible ver una forma esquelética del rutilo que se prolonga de la corona hacia el interior de los cristales de clinocloro (Fig. 2.7d). Esta textura podría ser indicios de una exsolución del rutilo a partir de un mineral previo a clinocloro (piroxeno [?] u ortoanfíbol [?]), o bien, la interfase ilmenita-clinocloro ha jugado un papel importante como zonas donde se transportan los fluidos durante un metamorfismo y promueven la formación de rutilo. Esto último podría ser también la explicación para el rutilo que se encuentra rellenando fracturas. El crecimiento simplectítico que presentan el rutilo e ilmenita se observa como

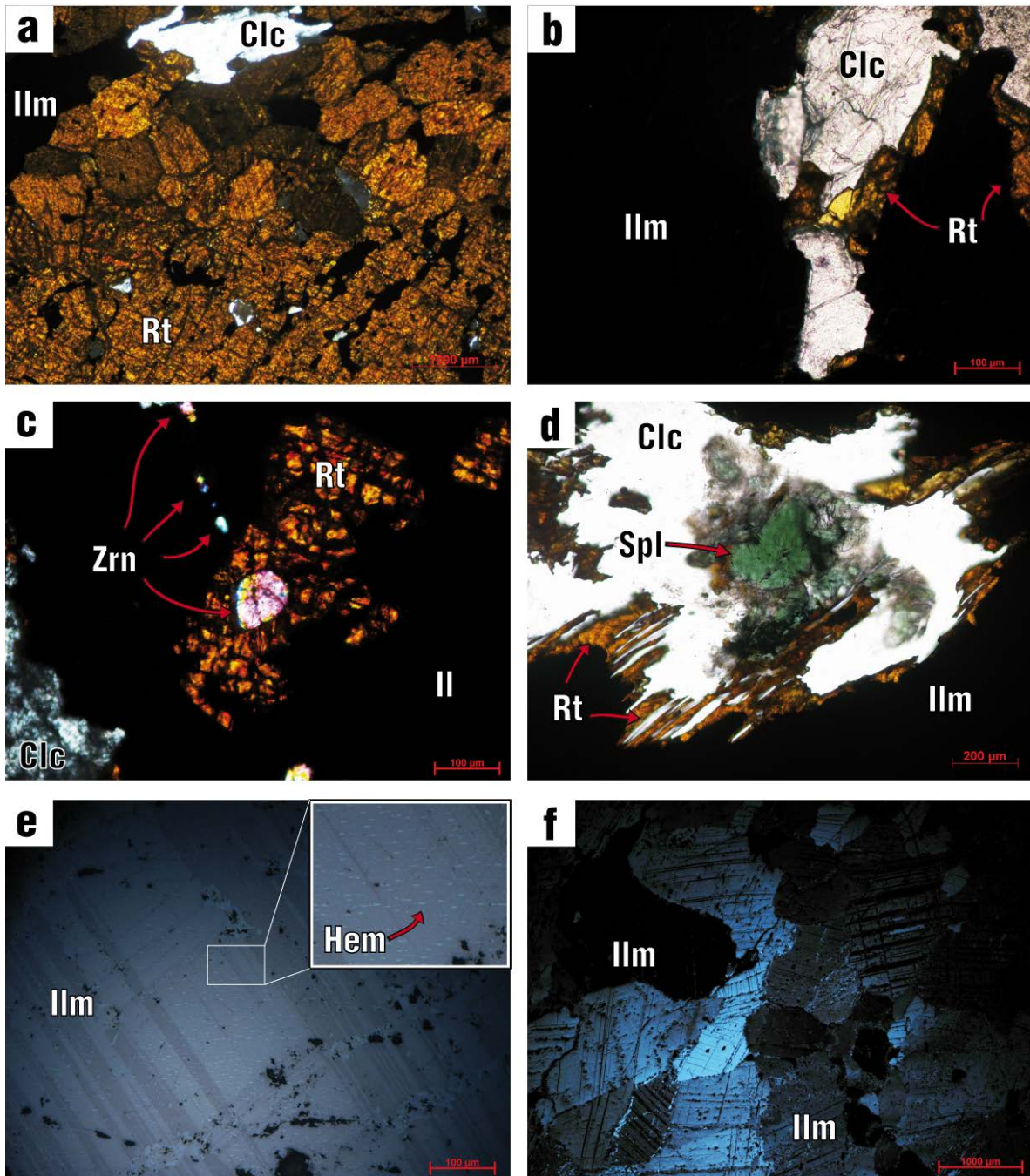
pequeños cristales de rutilo redondeados y alargados acumulados en ciertas zonas de la roca (ver rutilmenitita Soconusco).

Los lentes de clinocloro son considerados como un producto secundario generado a partir de minerales máficos (piroxeno [?] u ortoanfíbol [?]), aunque no se han encontrado vestigios de eso en esta zona. En algunas ocasiones los lentes contienen relictos de espinela rica en Mg, Fe y Ti (Fig. 2.7d, Tabla 6). La Ti-magnetita es una fase que se encuentra siempre en granos finos usualmente en los bordes de la ilmenita, la proporción de esta fase supera en algunos casos el 5%.

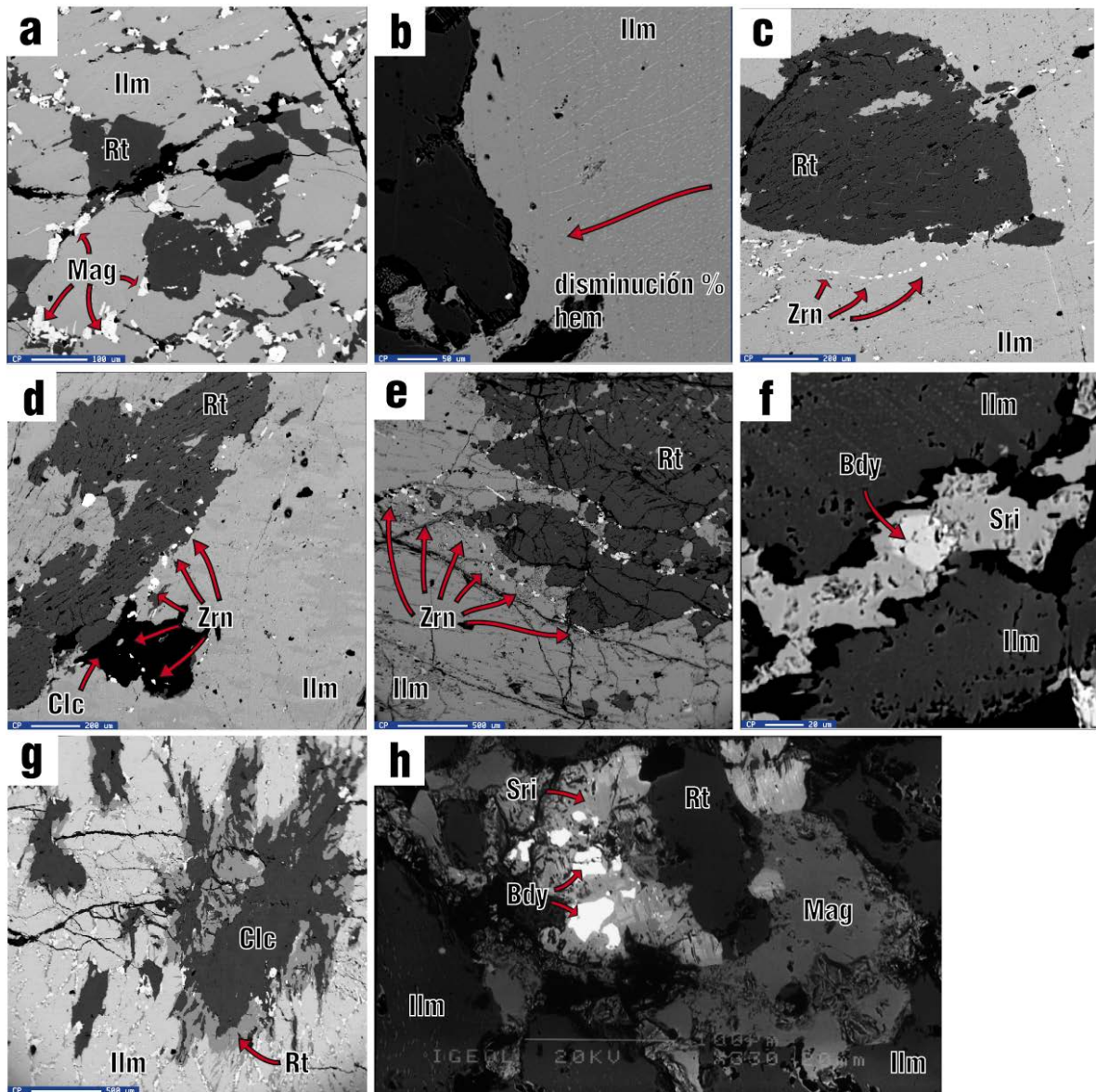
El zircón está presente en pequeños granos elongados (10-40 $\mu$ m) y sub-redondeados alineados de forma discontinua formando texturas de corona por exsolución (Fig. 2.8c,d-e). La corona delimita antiguos límites de un cristal de ilmenita previó a una recristalización, esto con base en que este tipo de exsolución ocurre de forma externa al cristal rodeando sus bordes. Hoy en día el zircón no rodea los bordes de un cristal, sino se encuentra totalmente incluido en cristales de ilmenita e incluso cortando lentes de clinocloro (Fig. 2.8d) y rutilo, lo cual sugiere que los zircones permanecieron estacionarios e inertes durante una recristalización. Todas las texturas de corona están asociadas a rutilo de grano grueso dentro de la circunferencia delimitada por los zircones. Esta asociación textural podría indicar que la formación de las coronas de zircón están relacionadas al mismo evento que formó al rutilo (metamorfismo [?]). En ciertas ocasiones se pueden observar zircones incluidos en los granos de rutilo (Fig. 2.7e).

La baddeleyita es un mineral que se encuentra en grano fino, siempre entre granos de ilmenita pero nunca en contacto directo con ella, ya que los granos están aislados por una corona de srilankita (Fig. 2.8f-h, composición en Tabla 6). Las texturas sugieren que la baddeleyita no es un producto de cristalización primaria sino un producto post-cristalización (exsolución) y la srilankita generada a partir de reacciones entre la ilmenita y baddeleyita (Fig.2.8f y h). Cabe mencionar que la baddeleyita no siempre aparece con un patrón continuo (exsolución en los bordes de ilmenita) o con cierta lineación como las coronas de zircón, los cristales de baddeleyita se encuentran generalmente de forma aislada e intersticialmente a granos de ilmenita (Fig. 2.8h).

Las composiciones de las fases de esta roca se pueden observar en la sección de química mineral.



**Figura 2.7.** Fotomicrografías de rutilmenitita. (a) Acumulaciones de rutilo en contacto por puntos triples. (b) Rutilo coronando lente de clinocloro (c) Zircón dentro de cristal de rutilo alineado con zircones externos. (d) Cristal de espinela dentro de lente de clinocloro con rutilo esqueletal en sus bordes. (e) Exsoluciones de hematita en cristal de ilmenita en microscopio mineragráfico al igual que (f) Ilmenita conformando textura granoblástica.



**Figura 2.8.** Imágenes realizadas con microscopio electrónico de barrido (a) Cristales finos de magnetita en los bordes de ilmenita. (b) disminución del contenido de hematita hacia los bordes del grano de ilmenita. (c) Corona de zircón rodeando cristal de rutilo (d) Corona de zircones rodeando a rutilo y cortando lente de clinoclino. (e) Corona de zircón rodeando a rutilo. (f) Cristal de srilankita en los bordes de ilmenita con baddeleyita relictada dentro de la srilankita. (g) Lente de clinoclino con corona de rutilo. (h) Cristal de baddeleyita siendo reemplazado por srilankita.



## 2.1.1.2 Gneis Chipilín

Al sur de la falla Polochic y de los poblados de Motozintla y Mazapa de Madero, se expone una secuencia de rocas metamórficas de alto grado. Las mejores exposiciones de estas rocas se encuentran sobre la cañada del Rio Mazapa y la cañada del Rio Monjón. Su extensión hacia Guatemala no ha sido definida en este trabajo, aunque se considera por rasgos geomorfológicos que se extiende por varios kilómetros. Su edad, aunque es aún desconocida, se considera pre-pérmica, ya que el contacto entre esta secuencia y la monzonita pérmica (ver capítulo de geocronología) es por intrusión. Pruebas de esto son los xenolitos del Gneis Chipilín dentro de la monzonita muy cerca del contacto (Fig. 2.12a).

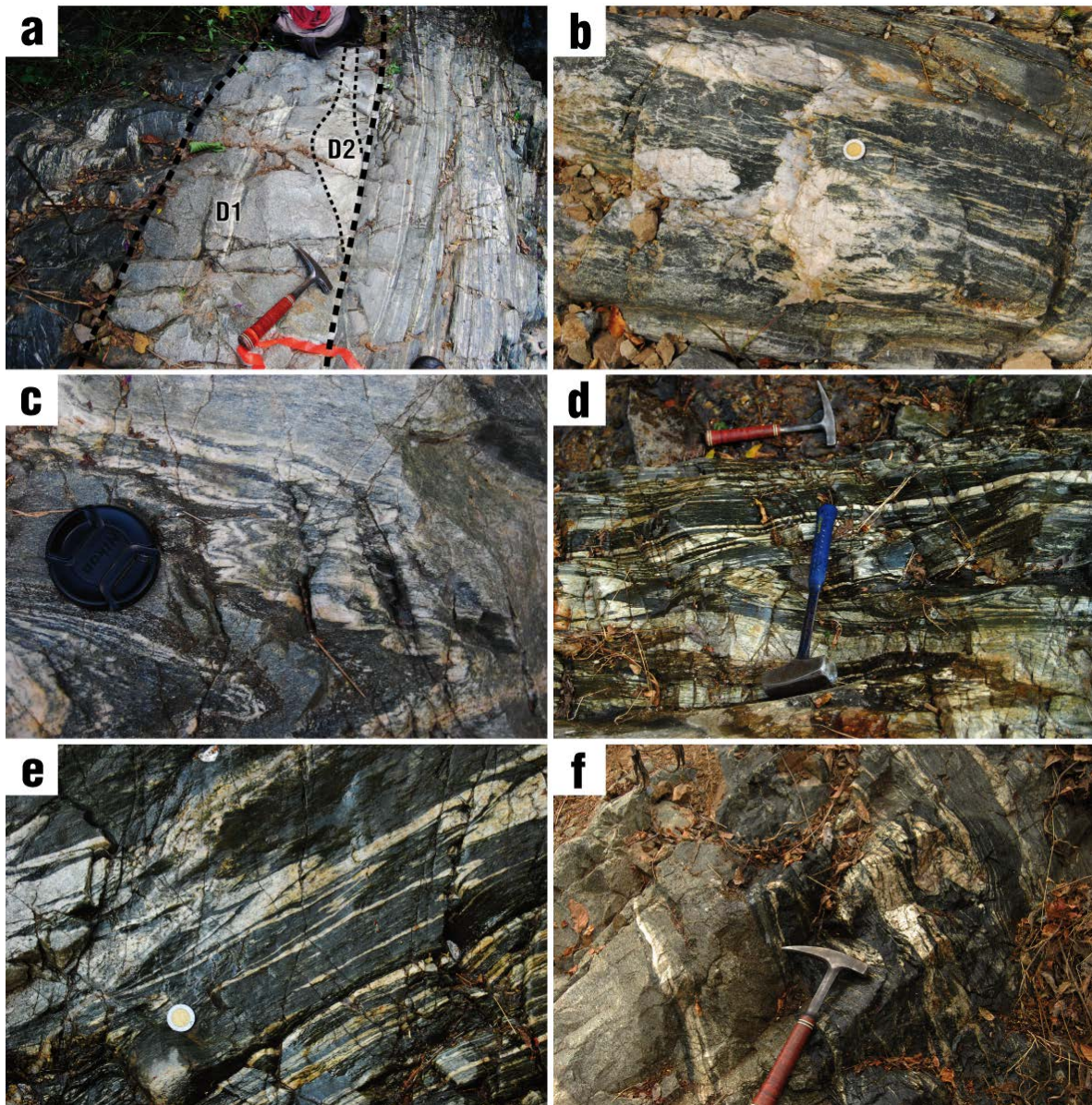
Se define al Gneis Chipilín como una secuencia ortogneisica bandeada, plegada y parcialmente migmatizada (Fig. 2.9), constituida por bandas leucocráticas de composición diorítica y bandas melanocráticas de composiciones anfíbolíticas y hornblendíticas. La secuencia presenta orientaciones al NE con tendencia E-W y un echado sub-vertical ( $80^{\circ}$ - $90^{\circ}$ ). Las bandas tienen espesores variables desde 0.5 cm hasta 50 cm y presentan pliegues cerrados a isoclinales. Los planos axiales son paralelos a la foliación.

El neosoma de la migmatización es de composición cuarzo-feldespática y es considerado simultáneo a la deformación, ya que los lentes de neosoma se encuentran plegados isoclinamente, al igual que el resto del ensamble. Se observa la presencia de dos generaciones de diques graníticos (D2 más leucocrático que D1) intrusionados paralelamente a la foliación y no mostrando el bandeamiento de la secuencia encajonante.

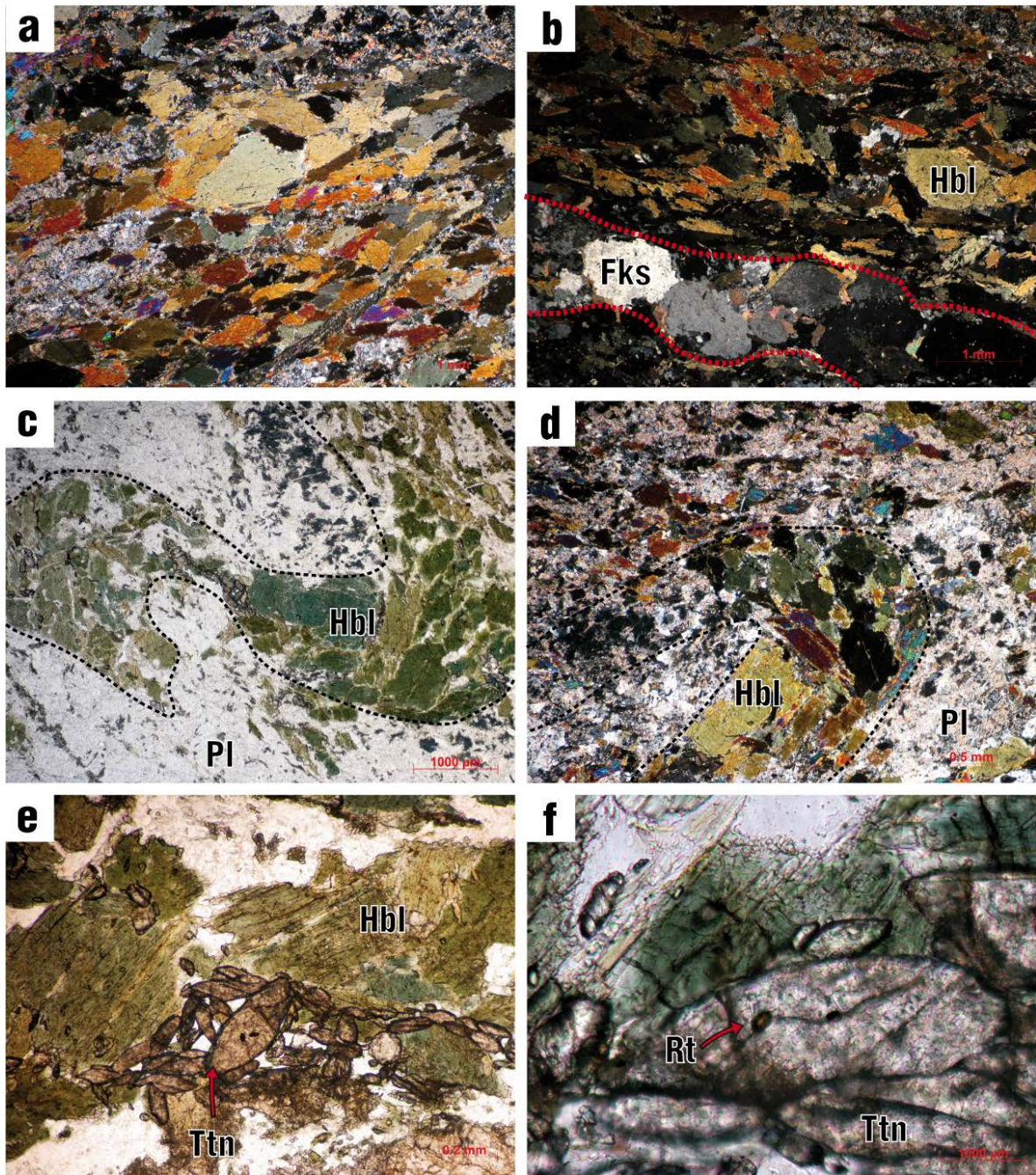
El Gneis Chipilín presenta una textura nematoblástica de grano fino definida por bandas trondhjemitico-anortosíticas y bandas hornblendítico-anfíbolíticas. La hornblenda se observa con formas anhedrales a subhedrales y de pleocroismo verde. Es común observar estas acumulaciones plegadas (Fig. 2.10c-d); la plagioclasa, que es el segundo mineral más abundante, está reemplazada parcial a totalmente por epidota y sericita. En escasas zonas de la lámina se puede observar su maclado polisintético.

Como minerales accesorios se observa zircón, titanita y apatito. La titanita generalmente se encuentra en acumulaciones de cristales subhedrales (Fig. 2.10e-f), con una textura similar a las acumulaciones encontradas en las hornblenditas asociadas a las anortositas (Fig.2.5f); al igual que en las anortositas, las titanitas encontradas en esta litología contienen relictos de rutilo (Fig. 2.10f).

El neosoma de esta secuencia está constituido por feldespato potásico y cuarzo con un tamaño de grano mucho mayor al de la roca en general (Fig. 2.10b). El feldespato presenta texturas perfiticas.



**Figura 2.9.** Afloramientos del Gneis Chipilín (a) Secuencia bandeada intrusionada por dos generaciones de diques graníticos (b) Fusión parcial del Gneis Chipilín generando un fundido de composición granítica (c) Neosoma plegado isoclinalmente con zonas enriquecidas en anfíbol (d) Secuencia primaria plegada isoclinalmente (e) Bandas trondhjemítico-anortositicas plegadas isoclinalmente dentro de anfíbolita (f) Banda oscura enriquecida en anfíbol (hornblendita) con bandas trondhjemítico-anortositicas plegadas.



**Figura 2.10.** Fotomicrografías del Gneis Chipilín. (a) Microtextura nematoblástica. (b) Neosoma cuarzo feldespático de grano grueso. (c) Banda rica en hornblenda microplegada. (d) Micropliegue hornblendítico en matriz de plagioclasa sumamente alterada. (e) Acumulaciones de titanita euهدral a subهدral. (f) Relicto de rutilo en cristal de titanita.

### 2.1.1.3 Unidad La Candelaria

La Unidad Candelaria ha sido previamente descrita por Estrada-Carmona *et al.* (2012) y con mayor detalle cartográfico y geocronológico por Manjarrez-Juárez (2013). Es una secuencia parcialmente migmatizada compuesta por anfibolitas plegadas asociadas a mármoles y calcisilicatos, en algunas zonas asociados a budines de gneises cuarzo-feldespáticos de edad grenvilliana (Manjarrez-Juárez, 2013). Estas rocas han sido descritas desde la parte oeste de Motozintla hasta el área de El Triunfo, sin embargo, como parte de esta investigación se ha determinado su extensión hasta el área de Pijijiápan (ver zona Soconusco), donde se encuentran asociados a rocas miloníticas asociadas a la falla Tonalá de edad miocénica (Authemayou *et al.*, 2011).

La Unidad La Candelaria en el área del Mariscal se observa con una estrecha relación espacial con la Unidad El Jocote. Relaciones de campo como ausencia de estructuras de falla entre ellas, sugieren que la Unidad La Candelaria se encuentra posiblemente subyaciendo en contacto discordante a la unidad El Jocote. Esto se puede observar en varios puntos sobre la carretera Motozintla-Porvenir y Motozintla-Niquivil. En esta zona, la Unidad La Candelaria no parece estar asociada a mármoles y calcisilicatos, más bien, a gneises cuarzo-feldespáticos altamente deformados.

La mineralogía principal de estas rocas está conformada por hornblenda, plagioclasa e ilmenita y una paragénesis de retrogresión constituida por clorita, biotita verde y epidota (Manjarrez-Juárez, 2013). Como parte del reconocimiento regional se obtuvo una muestra de la Unidad La Candelaria sobre la carretera Belisario Domínguez-San José Ixtepec cuya mineralogía difiere ligeramente de las muestras analizadas en otros trabajos (Estrada-Carmona *et al.*, 2012; Manjarrez-Juárez, 2013).

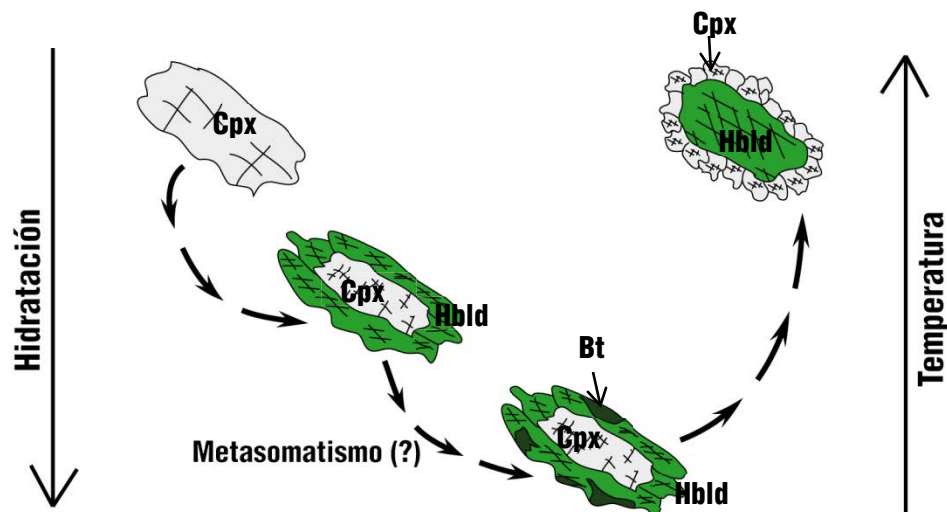
Con microtextura nematoblástica (Fig. 2.12b) se observa una roca que está constituida por dos generaciones de clinopiroxeno, hornblenda verde pleocróica y una matriz granoblástica poligonal de grano fino compuesta por plagioclasa sin maclas y cuarzo. La fase más abundante es la hornblenda, la cual se encuentra de forma tabular orientada paralelamente a la foliación de la roca.

Las relaciones texturales indican que los anfíboles no son una fase primaria, ya que es posible observar cristales tabulares relictos de una primera generación de clinopiroxeno (25° oblicuo a la foliación actual, Fig. 2.12c), los cuales son reemplazados de manera pseudomórfica por una hornblenda verde. La segunda generación de clinopiroxeno se presenta como pequeños granos equidimensionales alrededor de la hornblenda generando texturas de coronas (Fig. 2.12d).

Se interpreta a estas texturas como el efecto de un metamorfismo de grado medio que transformó al clinopiroxeno de origen ígneo a anfíbol. Es posible que haya existido un

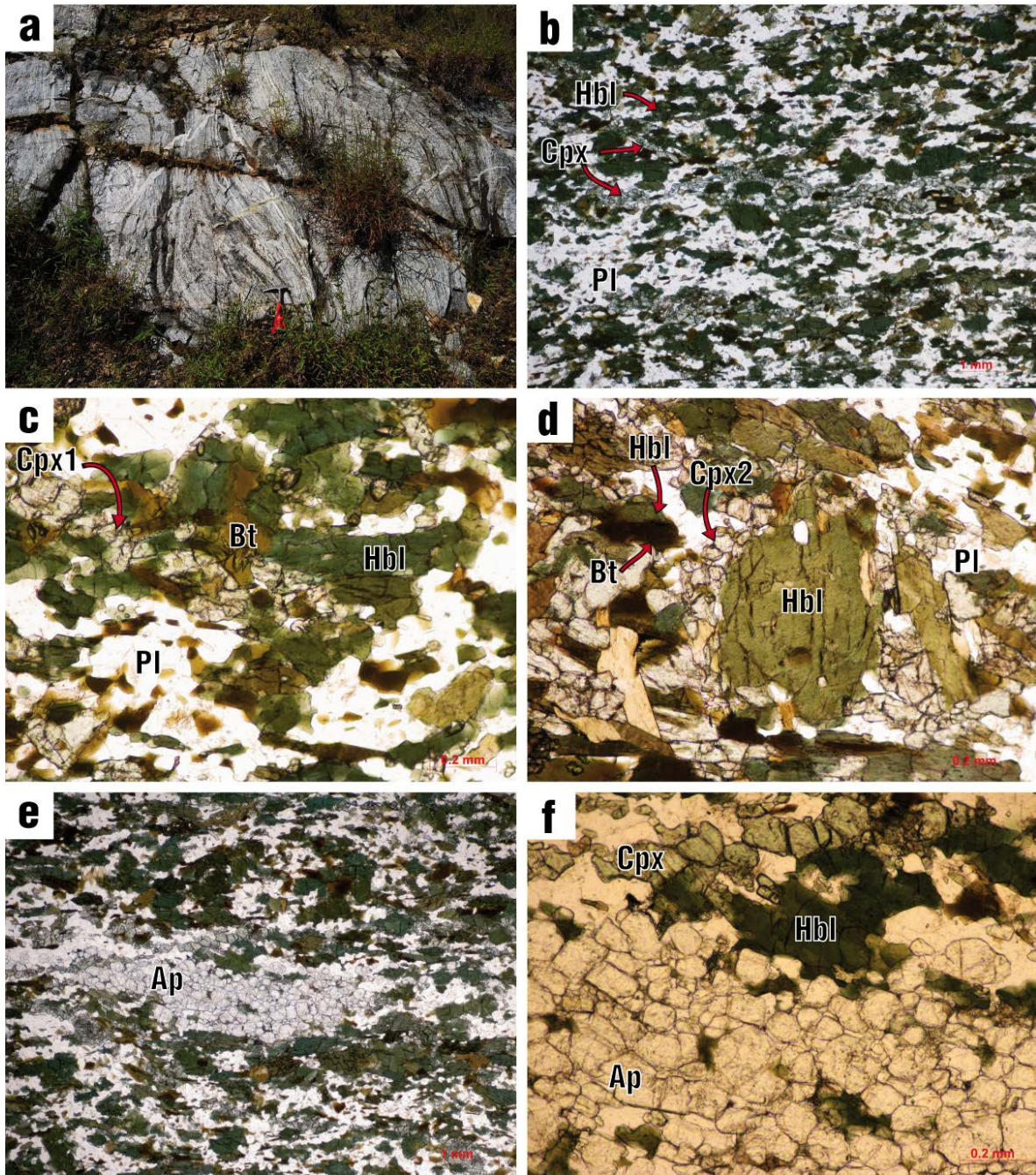
evento metamórfico durante la etapa final de este metamorfismo, ya que es posible observar a la hornblenda siendo transformadas a biotitas verdes. Este proceso se detuvo y marcó el inicio de un metamorfismo prógrado de alto grado que culminó con la formación de la segunda generación de clinopiroxeno a partir de la hornblenda, tal como se representa en el dibujo esquemático de la Figura 2.11.

Como minerales accesorios contiene abundante ilmenita coronada por titanita, zircón y apatito, este último se observa en ocasiones como acumulaciones formando lentes de apatito de grano fino (Fig. 2.12e-f). Esta textura podría indicar la formación del protolito de esta roca por procesos de sedimentación magmática como es común en intrusiones máficas bandeadas.



**Figura 2.11.** Representación esquemática de los procesos metamórficos que afectaron a la primera generación de clinopiroxeno y dieron origen a la segunda generación de clinopiroxeno granular.

Se considera como protolito de esta roca un gabro y no un basalto, debido a la presencia de las acumulaciones de apatito, las cuales son más comunes asociadas a rocas plutónicas cumúlíticas que a basaltos.



**Figura 2.12.** Afloramiento y fotomicrografías de Unidad Candelaria. (a) Afloramiento de U. Candelaria. (b) Microtextura nematoblástica. (c) Primera generación prismática de clinopiroxeno oblicuo a la foliación. (d) Segunda generación de clinopiroxeno granular alrededor de anfíboles (coronas). (e) Acumulaciones de apatito. (f) Acumulación de apatito equigranular.

## 2.1.1.4 Granitoide Monzonítico

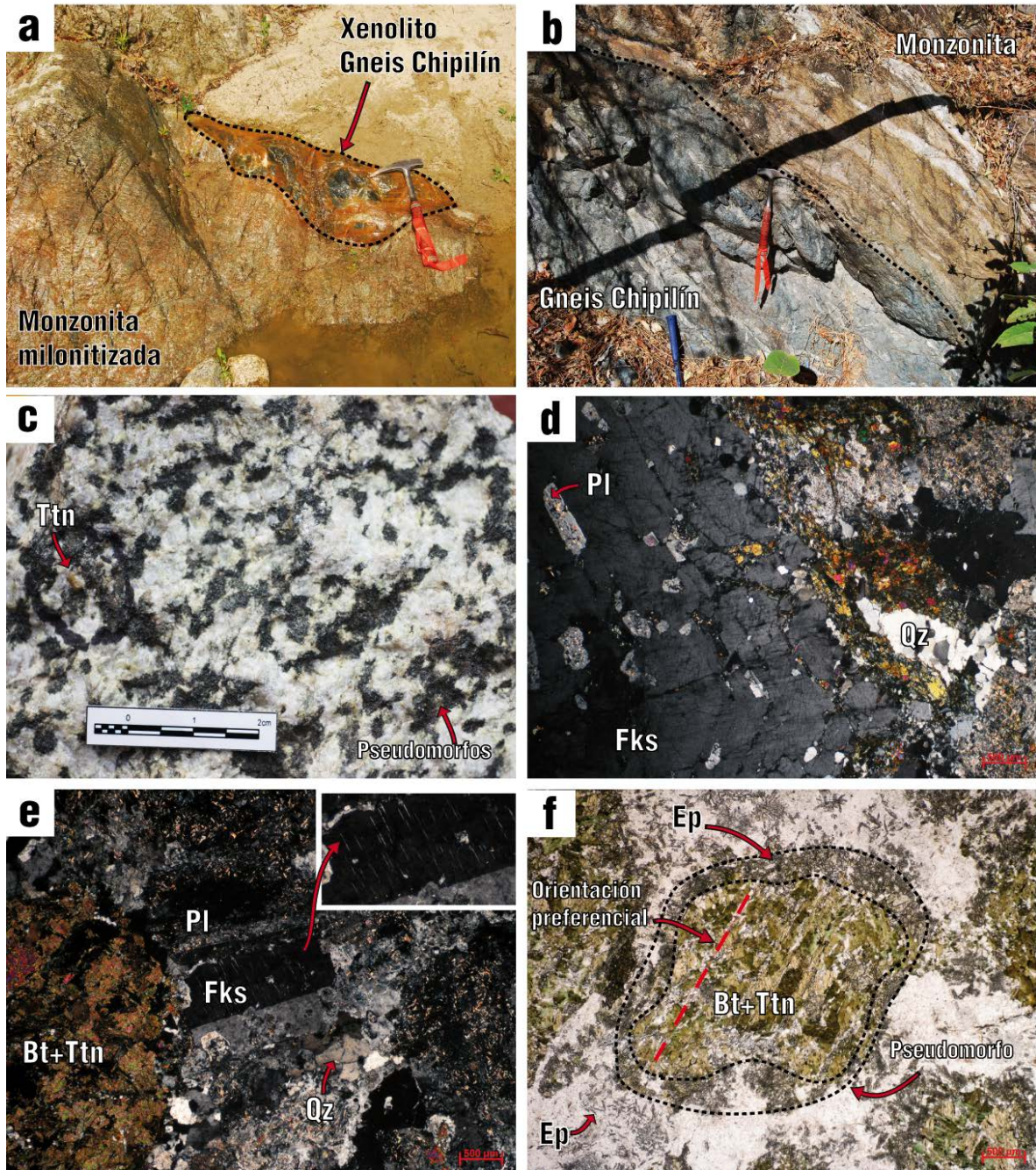
En contacto por intrusión con la anortosita y el Gneis Chipilín, se presenta un granitoide monzonítico de textura ígnea y de grano grueso. Esta monzonita aflora cerca del área de Mazapa de Madero y no ha sido observada aflorando en otro sector. En las zonas adjuntas al contacto de esta roca con las anortositas y el Gneis Chipilín, se encuentra intensamente deformada miloníticamente, mientras que en las zonas nucleares de esta intrusión la roca se encuentra sin deformación a ligeramente deformada. Pruebas de la relación por intrusión con el Gneis Chipilín se observan en la Figura 2.13a y 2.13b donde se observa un xenolito del gneis dentro de la monzonita milonitizada. En muestra de mano se observa como una roca blanca con fenocristales de feldespato potásico y de minerales máficos subhedrales a euhedrales.

Presenta una microtextura porfídica de grano grueso, los fenocristales alcanzan a medir hasta 3 centímetros de longitud y está constituida principalmente de fenocristales euhedrales y anhedrales de feldespato potásico perítico (Fig.2.13e), los feldespatos contienen comúnmente inclusiones de plagioclasa tabular o anhedral (Fig. 2.13d-e). En algunos casos los feldespatos potásicos de mayor tamaño se observan zoneados y las inclusiones de plagioclasa llegan a estar orientadas paralelamente a la zonación (2.13d).

La matriz es de grano medio conformado por plagioclasa parcial a totalmente sericitizada. En las zonas donde la alteración no ha sido pervasiva se pueden distinguir plagioclasas con gemelación polisintética. Existen bolsones de cuarzo ondulado contrastando por su ausencia de alteración, esta fase no excede el 10%.

Los minerales máficos observados en muestra de mano (Fig. 2.13c) son pseudomorfos ahora constituidos por un intercrecimiento con cierta orientación preferencial de biotita y titanita, los cuales en conjunto son coronados por cristales de epidota (Fig. 2.13f), ésta última se puede observar también reemplazando a la plagioclasa en forma de pequeños parches tabulares finos de zoisita.

Como minerales accesorio se observa una alta proporción de titanita euhedral de grano grueso (5mm) visible a simple vista. Otros minerales accesorios en bajas cantidades son alanita, apatito y zircón euhedral.



**Figura 2.13.** Afloramiento y fotomicrografías de Monzonita. (a) Xenolito de Gneis Chipilín a unos metros del contacto Monzonita-Gneis Chipilín. (b) Contacto por intrusión de la monzonita con el Gneis Chipilín. (c) Cristal de feldespato potásico con perfitas. (d) Fenocristal de feldespato potásico con zoneamiento e inclusiones de plagioclasa orientadas paralelamente al zoneamiento. (e) Inclusiones de plagioclasa totalmente alteradas a sericita. (f) Pseudomorfos constituidos de biotita y titanita coronados por epidota.



## 2.1.2 Geología y Petrografía de la Zona Soconusco

La cartografía geológica de la zona Soconusco reveló la presencia de siete unidades litológicas, de las cuales tres han sido previamente reconocidas y descritas por otros autores (Unidad La Candelaria, Unidad El Jocote, Granitoides Pérmicos y Miocénicos, Jiménez-Hernández *et al.*, 2005; Weber *et al.*, 2005; García-Palomo *et al.*, 2006; Pompa-Mera, 2009; Estrada-Carmona *et al.*, 2012; Manjarrez-Juárez, 2013), mientras que tres se describen y definen por primera vez en esta tesis: (1) *Complejo anortosítico Soconusco* (2) *Unidad Los Cacaos* (3) *Ultramáficos La Piñuela*.

### 2.1.2.1 Complejo Anortosítico Soconusco

El Complejo Anortosítico Soconusco es un ensamble metamórfico constituido por anortositas, rocas máficas intercaladas y lentes de óxidos de Ti-Fe. El cuerpo presenta una forma alargada muy similar a la anortosita del Mariscal (24 x 2 km, ver Fig. 2.1). Su aparición ha sido observada desde el poblado de Nueva Libertad hasta el poblado de Nueva Morelia, al este del poblado El Triunfo. Los mejores afloramientos para observar esta secuencia están en al norte del poblado Las Brisas, Nueva Francia y en Nueva Libertad, donde actualmente se explotan los lentes de Ti-Fe en la Mina Cristina.

El ensamble presenta una proporción alta de rocas máficas intercaladas, de lentes de óxidos de Ti-Fe (rutilmenitita y nelsonita) y un grado de deformación notablemente mayor a la Anortosita Mariscal (Fig. 2.14e-d). Las rocas máficas se encuentran siempre en forma de bandas deformadas (abudinadas y plegadas). No se han observado lentes o bolsones, lo que le da mayor soporte a un grado de deformación mucho más intenso en el área. Estas bandas presentan una variación en espesor que va desde algunos centímetros hasta alcanzar varios metros. Su composición varía de hornblenditas, anfibolitas, meta-gabronoritas enriquecida en óxidos de Ti-Fe y apatito y tonalitas. Los lentes de óxidos se presentan de forma mucho más común y con mayores dimensiones alcanzando las decenas de metros de longitud y espesor (ej. Mina Cristina y Nueva Francia).

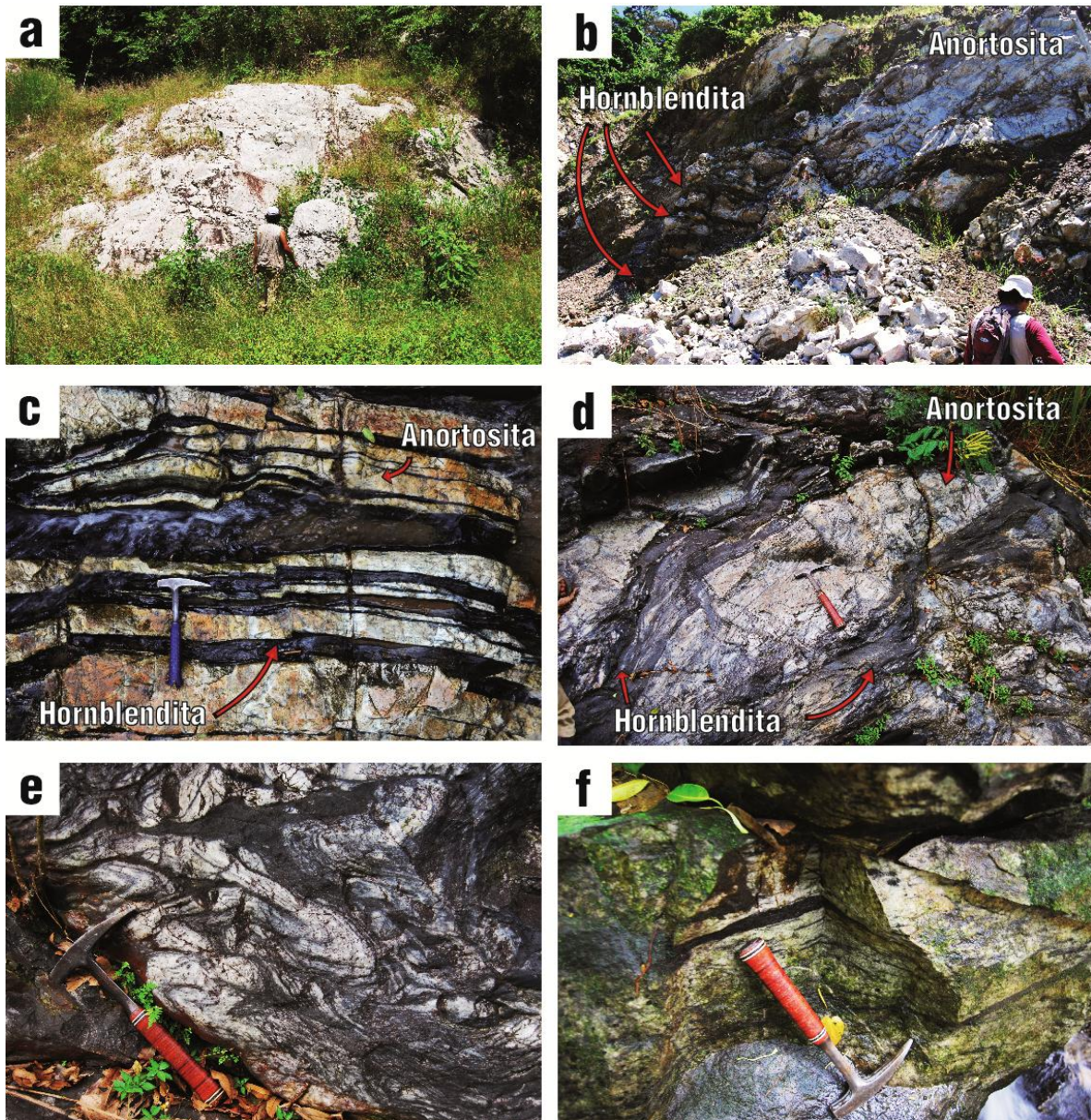
El cuerpo anortosítico se presenta al norte de la falla Tonalá y truncado al sur por ésta misma. Al sur de la falla se presenta una serie de ortogneises milonitizados graníticos a dioríticos de edad no definida. El límite de este cuerpo hacia el norte se ve oscurecido por la densa vegetación, la topografía abrupta y la gran cantidad de intrusiones miocénicas (García-Palomo *et al.*, 2006) en el área. La mayoría de los contactos observables en esta secuencia son con rocas graníticas ligeramente deformadas a no deformadas de posible edad miocénica (?) o pérmica (?). Al norte del poblado Los Cacaos es posible observar el contacto entre anortositas y una secuencia metasedimentaria definida en este trabajo como Unidad Los Cacaos.

### 2.1.2.1.1 Anortosita

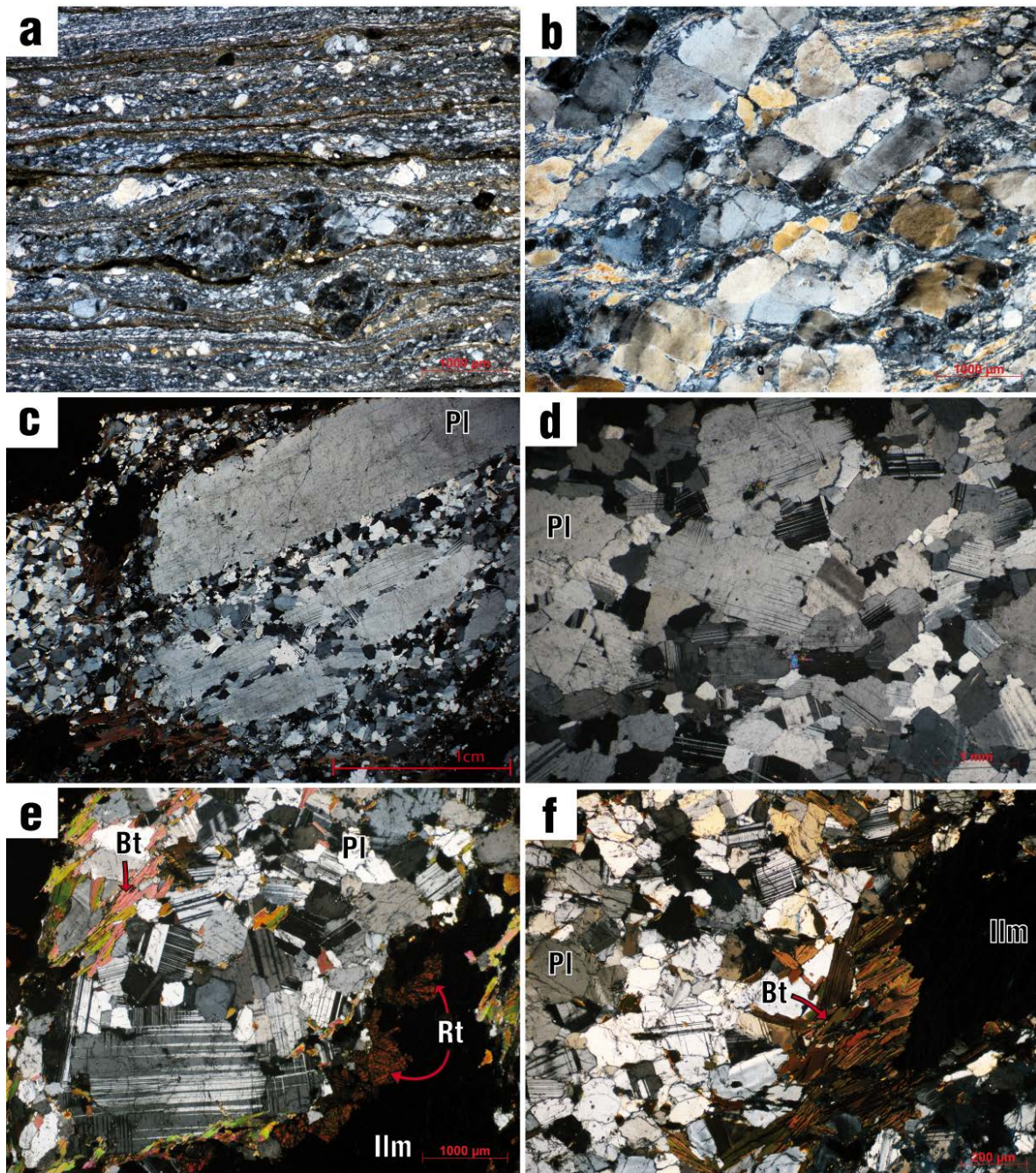
Se presenta como rocas masivas de grano fino a grueso (0.1 a 2 cm) de coloración blanca. A diferencia de la anortosita del Mariscal, la anortosita en esta área se encuentra poco alterada y con una deformación dinámica mucho mayor. En ciertas zonas es posible observar milonitas de anortosita que contienen lentes y budines (50cm) de óxidos de Ti-Fe alargados por la deformación (Fig. 2.19). Alejados de la zona de falla (Tonalá) afloran anortositas de grano medio y porfidoclásticas de grano grueso con una deformación intensa dúctil intercaladas con bandas de anfíbolitas y meta-tonalitas (Fig. 2.14).

La mineralogía primaria está constituida predominantemente por plagioclasa (>95%), con fases accesorio como rutilo, ilmenita, hornblenda, apatito y zircón. A excepción de las anortositas porfidoclásticas y miloníticas, comúnmente se observan de grano medio (~2 mm) con una lineación observada como pequeñas bandas de anfíboles (Fig. 2.14f). Texturalmente están constituidas por un mosaico granoblástico y equigranular de plagioclasa, con puntos triples abundantes y contactos rectos mayoritariamente (Fig. 2.15d). La textura milonítica está definida por bandas de plagioclasa recrystalizada finamente (Fig. 2.15a), en ocasiones con relictos porfidoclásticos y estructuras S-C. La anortosita porfidoclástica se observa como fenocristales tabulares relictos de plagioclasa (cristales de hasta 3 cm, Fig. 2.15c) soportados en una matriz de plagioclasa recrystalizada e ilmenita. La matriz es equigranular y de grano medio (textura manto y núcleo, Fig. 2.15c).

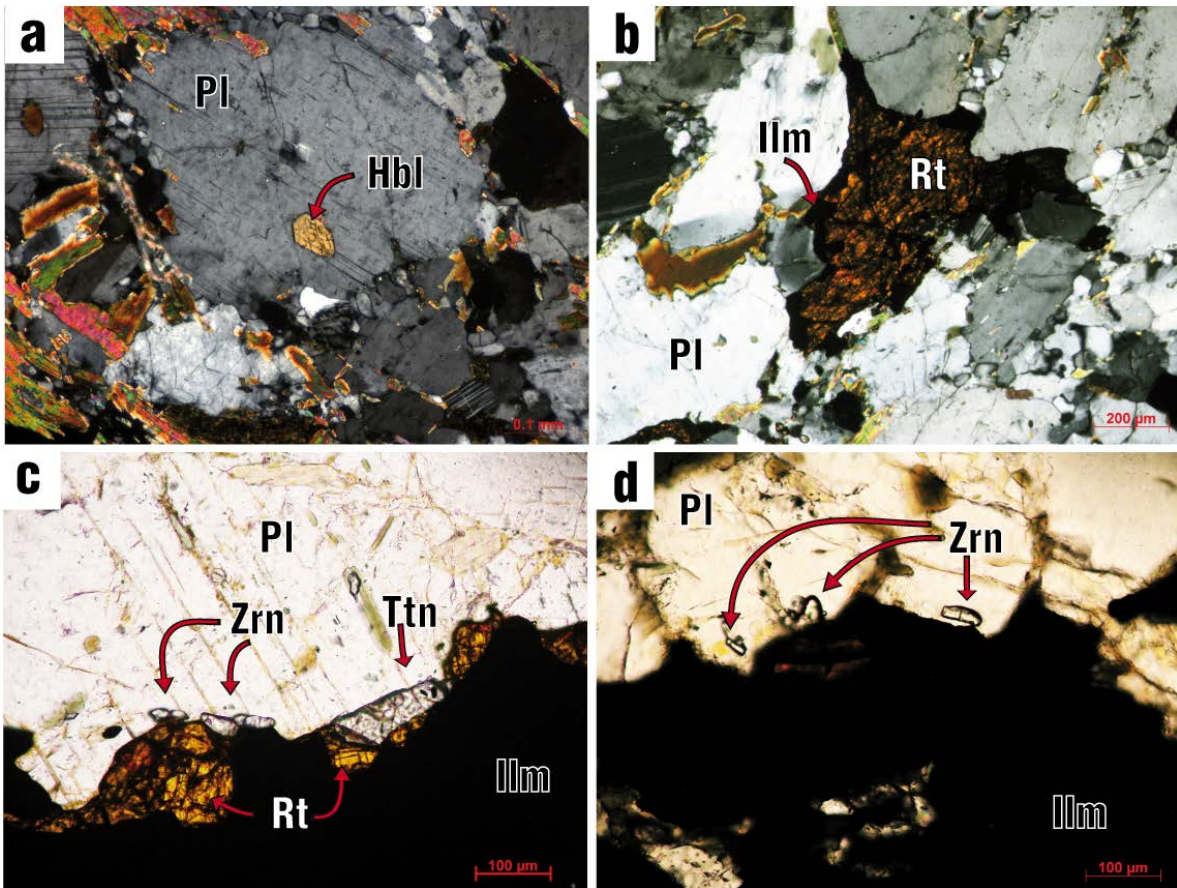
La hornblenda es un mineral que aparece por primera vez en esta zona (la clorita abundante en anortositas de la zona Mariscal puede ser la retrogresión de estos anfíboles). Se presenta de forma escasa como cristales euhedrales de coloración verde pleocróica que siguen una lineación en la roca. En ocasiones estos anfíboles están alterados, por lo que se observan relictos de cristales transformándose a plagioclasa y epidota. Otras veces aparecen como inclusiones euhedrales dentro de plagioclasa (Fig. 2.16a) lo que sugiere una cristalización anterior a la plagioclasa. La ilmenita se presenta de forma abundante y de grano grueso comúnmente coronada por rutilo (Fig. 2.15e y 2.16c). El rutilo se observa en varias morfologías tales como cristales de rutilo intersticiales a la plagioclasa, los cuales están coronados por ilmenita (contrario a la ilmenita de grano grueso, Fig. 2.16b). Otra forma de aparición del rutilo es como inclusiones en forma de agujas dentro de la plagioclasa lo que supone una cristalización temprana y a presiones altas. La titanita se observa de forma abundante en esta roca y es considerada una fase secundaria; se presenta en forma de coronas y en ocasiones rellenando fracturas; existen zonas de la roca donde se puede observar la coexistencia de estas tres fases de titanio. Es común encontrar biotita de grano grueso formándose alrededor de los cristales de ilmenita y rutilo (Fig. 2.15f), al igual que zircones anhedral con el lado largo paralelo a los bordes de la ilmenita (Fig. 2.16e-d). Ciertas veces los zircones alineados están dentro de las micas, plagioclasa y titanita de textura poiquiloblástica.



**Figura 2.14.** Afloramientos de anortosita y rocas asociadas en la zona de Soconusco. (a) Anortosita cerca del poblado Los Cacaos. (b) Anortositas y hornblenditas en el área de Nueva Francia. (c) Bandas de hornblendita-anfibolita. (d) Hornblenditas deformadas. (e) Anortositas y hornblenditas plegadas. (f) Lineación en anortosita definida por anfíboles.



**Figura 2.15.** Fotomicrografías de anortosita de la zona Soconusco. (a) Anortosita milonitizada. (b) Anortosita protomilonitizada. (c) Plagioclasa tabular en matriz recrystalizada. (d) Microtextura típica de anortosita en la zona soconusco. (e) Anortosita con ilmenita que presenta coronas de rutilo. (f) Coronas de mica verde alrededor de los óxidos de Ti-Fe.



**Figura 2.16.** Fotomicrografías de anortosita de la zona Soconusco. (a) Anfíbol euédral dentro de cristal de plagioclasa. (b) Rutilo coronado por ilmenita. (c) Zirrones secundarios en los bordes de ilmenita y rutilo. (d) Zirrones dentro de cristal de plagioclasa en contacto con ilmenita.

### 2.1.2.1.2 Hornblendita-Anfibolita

Las hornblenditas de la zona Soconusco son rocas mineralógicamente idénticas al área del Mariscal. Se encuentran dentro de la anortosita en forma de bandas y lentes abudinos. Con espesores que varían desde los centímetros hasta algunos metros. Los óxidos de Ti-Fe generalmente se encuentran de forma más abundante donde existe una mayor concentración de estas rocas. En algunas áreas como Nueva Francia es posible encontrar secuencias rítmicas de bandas anortosíticas y hornblendíticas que dan un aspecto de intrusión bandeada (Fig. 2.17a). Estas secuencias están cortadas por intrusiones cuarzo feldespáticas que en ocasiones se observan cortando a la foliación de las anortositas-hornblenditas, aunque la mayoría de cuerpos se emplazó concordante a la foliación.

### 2.1.2.1.3 Meta-gabronorita rica en óxidos de Ti-Fe y apatito

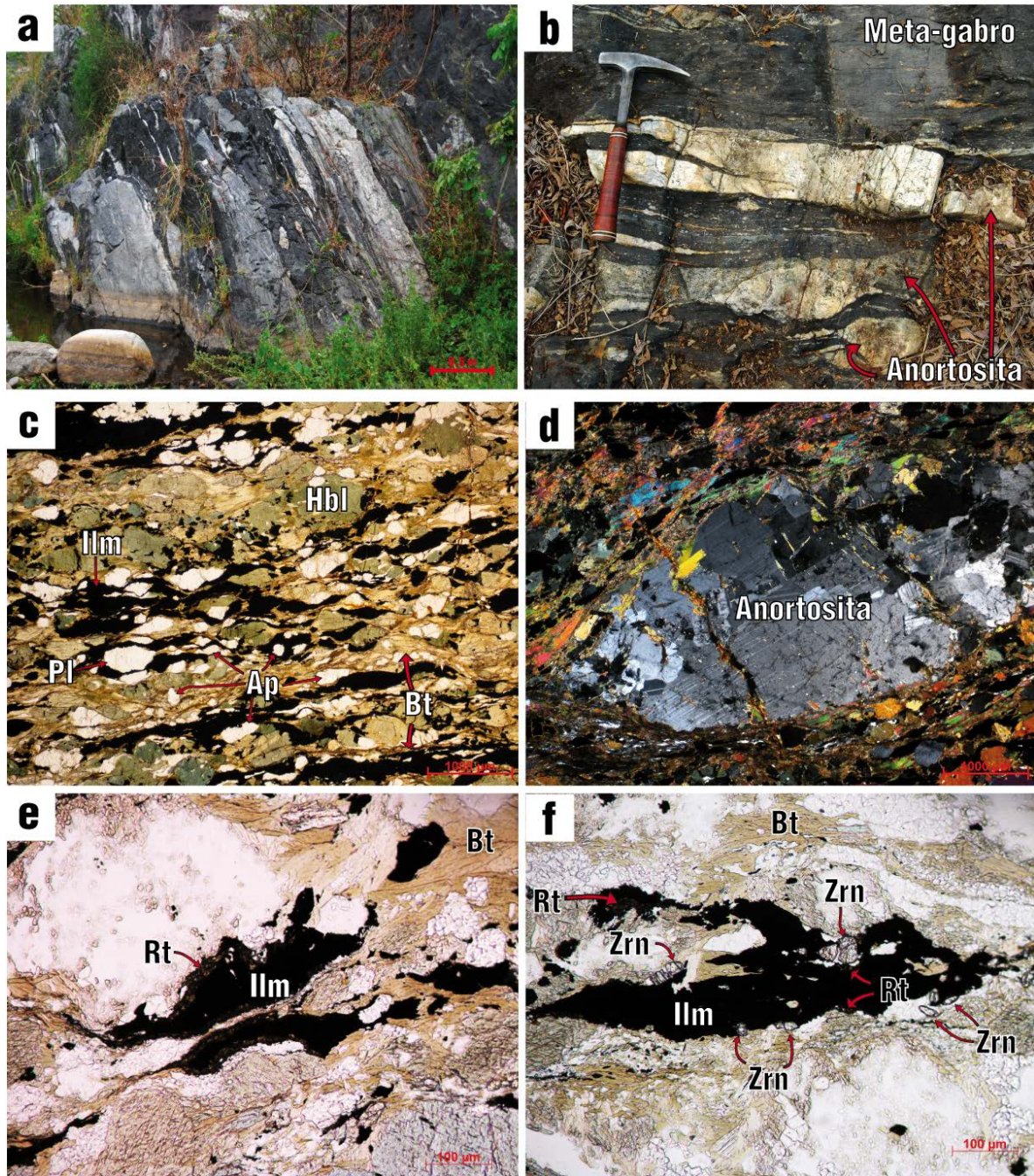
Al igual que las hornblenditas, estas rocas se encuentran en forma de bandas dentro de las anortositas. El único lugar donde se han encontrado es en el área de Nueva Francia, ahí es posible observar bandas de hornblendita en contacto con bandas de meta-gabronorita. Estas rocas se presentan de coloración melanocrática de grano medio e intensamente deformadas (Fig.2.17a-b), muchas de las veces con inclusiones de anortosita, sugiriendo un emplazamiento posterior al de la anortosita.

La meta-gabronorita enriquecida en óxidos de Ti-Fe y apatito contiene abundantes inclusiones abudnadas de anortosita (Fig. 2.17a,b-d). Las inclusiones tienen una variación de tamaños que van desde 0.3 cm hasta algunos metros de largo y son alargadas en la dirección sub-vertical de la foliación; constituidas >98% de plagioclasa equigranular de grano medio y con una textura granoblástica (Fig. 2.17d).

La mineralogía principal de la meta-gabronorita es ilmenita y rutilo (25%), hornblenda (40%), plagioclasa (10%), apatito (10%). La intensa deformación milonítica se observa claramente en la deformación y re-orientación de los minerales que la constituyen (Fig. 2.17c). La ilmenita se observa como granos alargados en la dirección de la foliación (Fig. 2.17c) y típicamente presentan coronas de rutilo (Fig. 2.17e). Esta fase absorbió en mayor grado la deformación. En ocasiones sus bordes exhiben granos redondeados o alargados de zircón exsuelto con su lado largo orientado paralelo al borde de la ilmenita (Fig. 2.17f).

La hornblenda es la fase máfica presente y se observa de grano grueso a medio con formas subhedrales a anhedrales orientados preferencialmente en la dirección de la foliación, ciertas veces es posible observar inclusiones de ilmenita dentro de ella. Por otro lado, el apatito que es muy abundante en la roca, se observa de grano fino a grueso casi siempre con formas alargadas, al igual que la poca plagioclasa que aparece en la roca.

Las zonas entre granos presentan un alto contenido de minerales como biotita y arcillas; es probable que se desarrollaron por fluidos que penetraron durante la milonitización, o bien es una biotita formada por líquido residual tardío. La biotita se observa en granos de tamaño medio y con cierta coloración parda.



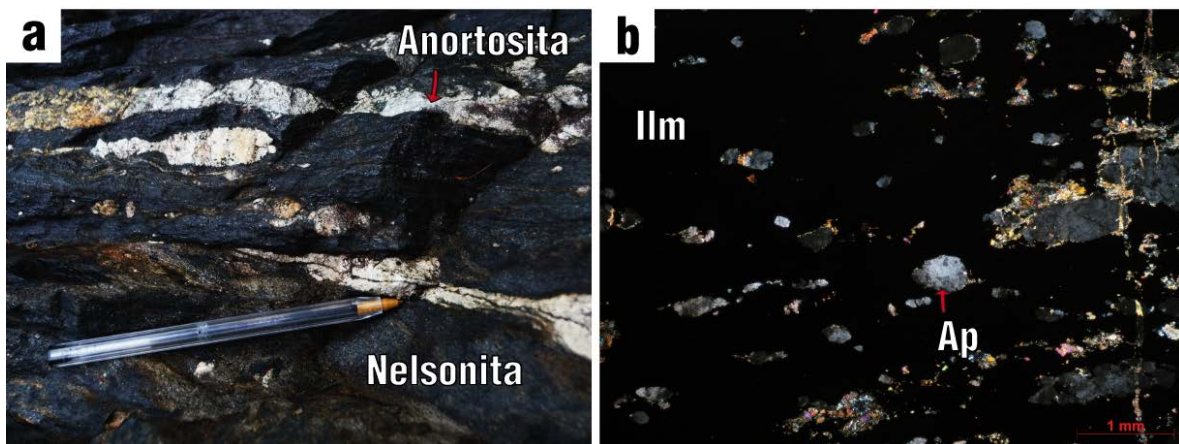
**Figura 2.17.** Afloramientos de anortosita y fotomicrografías de meta-gabronorita. (a) Secuencia de anortosita-hornblendita-meta-gabros. (b) Budines de anortosita dentro de meta-gabros. (c) Microtextura protomilonítica con listones alargados de ilmenita. (d) Budín de anortosita en meta-gabro. (e) Corona de rutilo en ilmenita. (f) Zirrones formados en los bordes de la ilmenita.

## 2.1.2.1.4 Nelsonita

Al igual que las meta-gabronoritas, las nelsonitas sólo han sido descubiertas en el área de Nueva Francia. Se presentan en formas de bandas con espesores variables que van desde centímetros hasta varios decímetros con una orientación E-W y un echado sub-vertical similar a toda la secuencia anortosítica ahí aflorando. No se observan relaciones de corte por intrusión. Su distribución espacial sugiere que están asociadas genéticamente a las rocas máficas descritas anteriormente, ya que en algunas zonas se observa el cambio gradacional de meta-gabronorita a nelsonita (Fig. 2.17a), lo cual sugiere un origen por cristalización fraccionada y acumulación por densidad más que inmiscibilidad de magmas.

De acuerdo a su composición mineralógica se distinguen de las meta-gabronoritas por la ausencia de silicatos máficos, estando constituidas en su totalidad por ilmenita + apatito; de igual forma presentan inclusiones de anortosita en forma de lentes abudinandos que varían de milímetros a varias decenas de centímetros, la mayoría de las veces estos budines se presentan de total a parcialmente alterados a sericita y epidota.

El apatito presente es de grano fino a grueso con bordes suturados. En ciertas zonas de las bandas el apatito es visible a simple vista. Los apatitos se observan con una intensa deformación la cual ha orientado a los granos sobre su eje C paralelo a la dirección de la foliación, (Fig. 2.18b).



**Figura 2.18.** Afloramiento y fotomicrografía de nelsonita. (a) Budines de anortosita dentro de nelsonita. (b) Apatitos orientados dentro de matriz de ilmenita.



### 2.1.2.1.5 Rutilmenitita

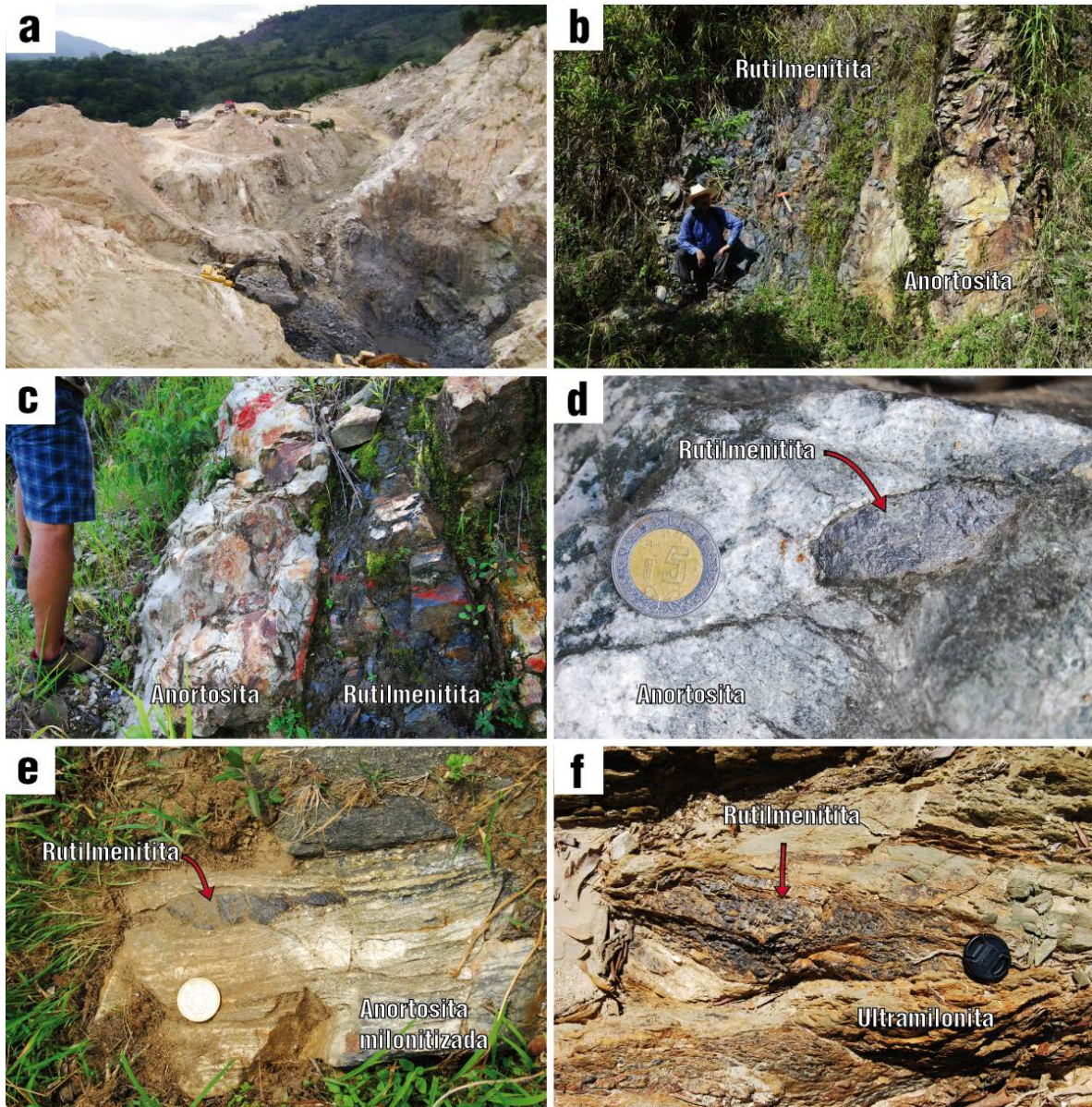
Es la roca formada por óxidos de Ti-Fe más abundante en la zona del Soconusco. Su ocurrencia se observa en la mayoría de afloramientos y casi siempre forma bandas y lentes abudados con espesores variados que alcanzan hasta las decenas de metros (Fig. 2.19). Estas estructuras presentan signos de una deformación intensa, lo cual se observa mucho mejor cuando la roca presenta una mayor cantidad de lentes de clinocloro aplastados y alineados en la dirección de la foliación. En algunos afloramientos, por ejemplo en la Mina Cristina, los lentes de rutilmenitita vienen acompañados de abundante clorita en la interfase anortosita-óxidos de Ti-Fe.

La rutilmenitita es mineralógicamente idéntica a las encontradas en la zona del Mariscal, a excepción de la aparición de ortoanfíbol. Su contenido de fases minerales se define por una dominancia de hemo-ilmenita y rutilo, mientras que sus fases minoritarias están constituidas por clinocloro, magnetita, hematita (exsoluciones), espinela, zircón, baddeleyita y srilankita. Una de las pocas diferencias es la proporción y mayor tamaño del rutilo y clinocloro.

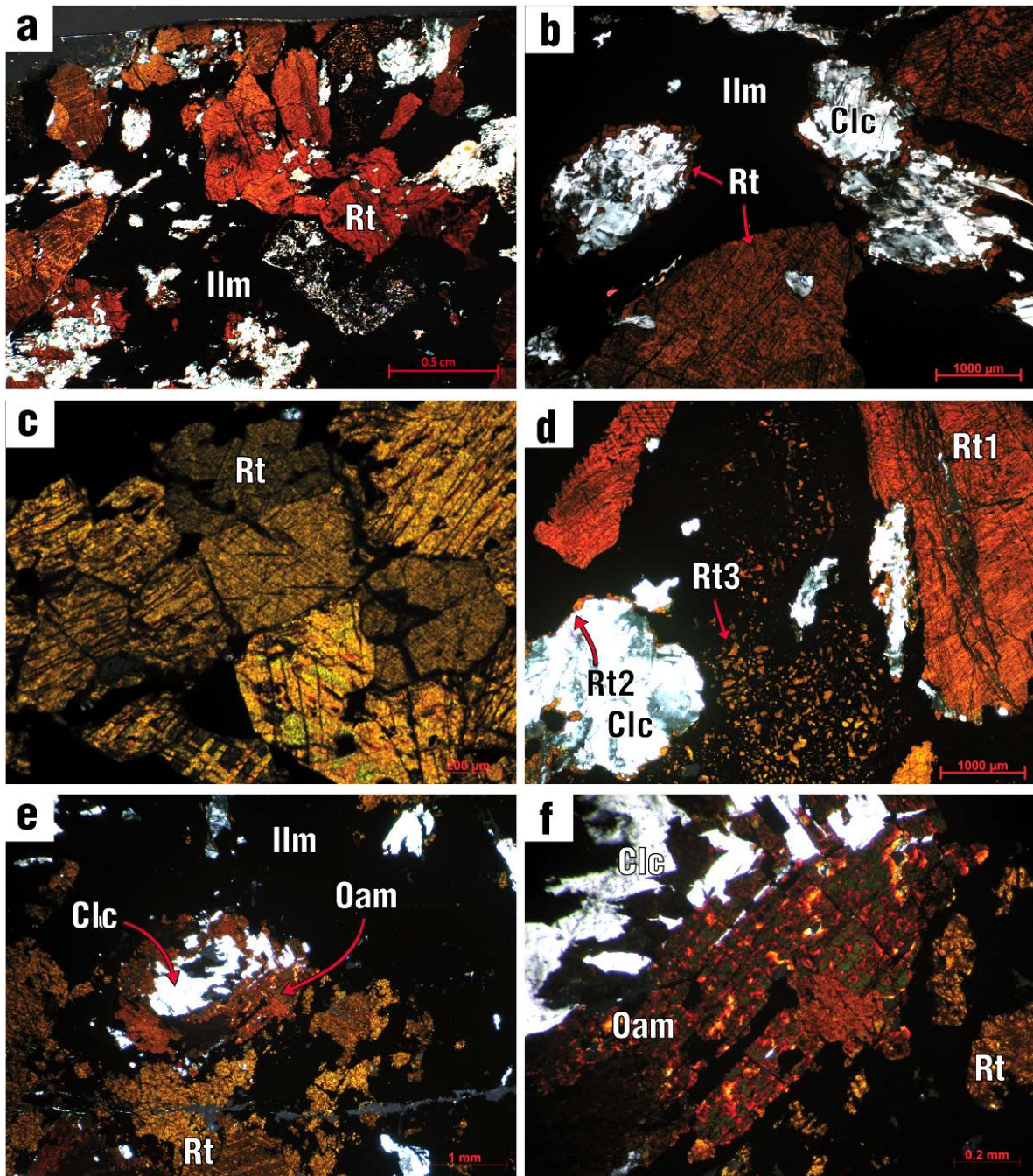
Aunque la ilmenita sigue siendo la fase dominante, el rutilo tiene un aumento de proporción en su morfología de grano grueso, observándose en cristales maclados de hasta 1.5 centímetros de longitud (Fig. 2.20a). La textura en coronas está presente, y al igual que en la zona Mariscal, está íntimamente asociada con lentes de clinocloro (Fig. 2.20b). El rutilo se encuentra también formando aglomeraciones de grano fino en contacto entre ellos por puntos triples (Fig. 2.20c), formándose en fracturas (2.21f) y de forma simplectítica (2.20d).

En estas muestras se observa por primera vez la aparición de ortoanfíbol (?); éste se presenta en forma de lentes conformados por cristales tabulares pleocróicos de coloración rojiza y extinción recta (Fig. 2.20e-f). Se encuentra en estrecha relación con clinocloro, existe un reemplazamiento de clinocloro por ortoanfíbol (?) tal como se observa en la Figura 2.21a; en ocasiones el reemplazamiento es pseudomórfico (Fig. 2.21b).

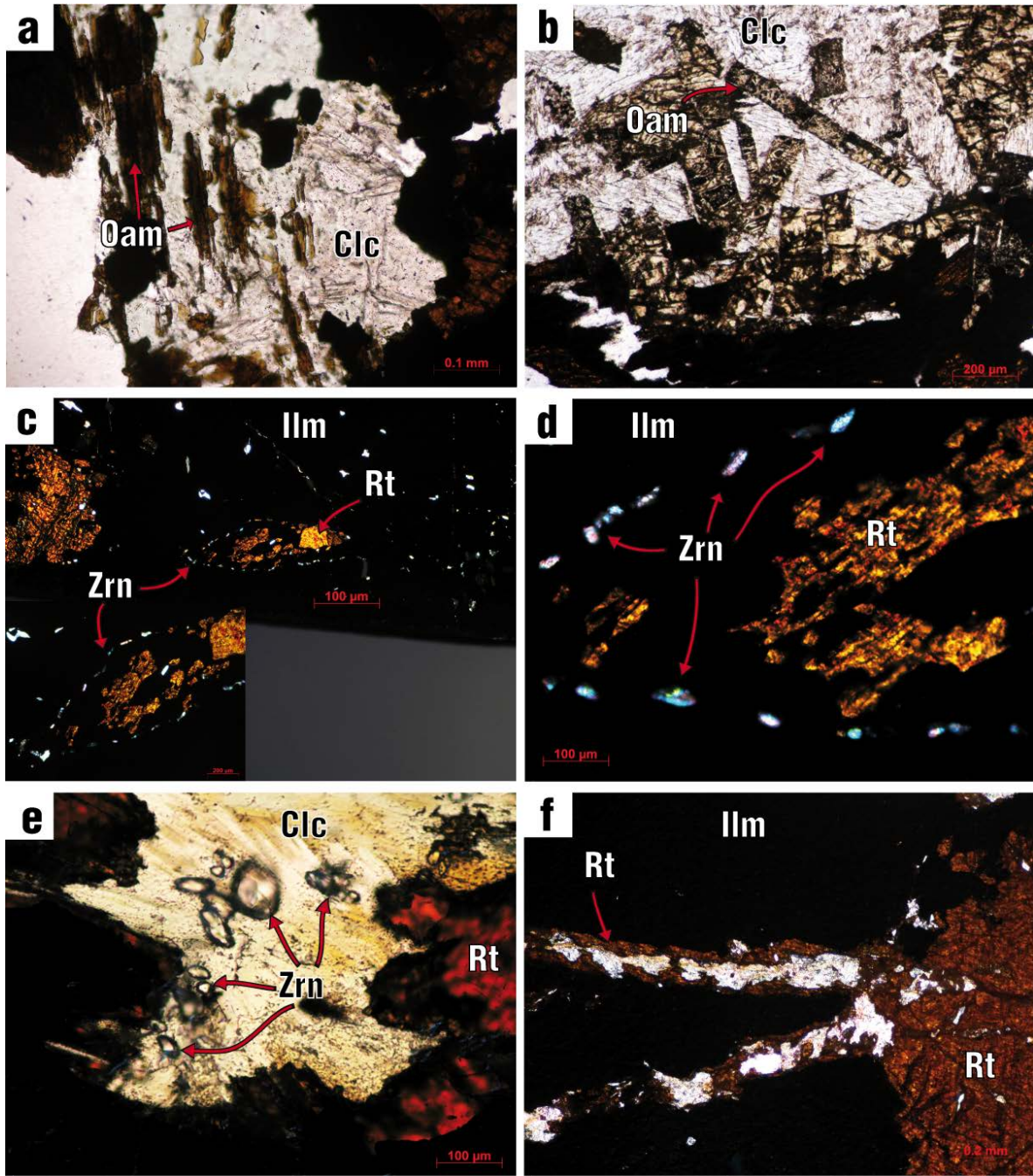
Las texturas en forma de corona formadas por zircón también son observadas en esta zona, su aparición es visible en casi todas las muestras y sin necesidad de un microscopio electrónico. Se presentan como granos alargados con terminaciones redondeadas formando una lineación discontinua (Fig. 2.21c-d). De forma constante se observan cristales de rutilo dentro de estas texturas (Fig. 2.21c-d), lo que sugiere una estrecha relación de formación. En ocasiones se observan acumulaciones de zircones con morfologías que van de prismáticos a redondos dentro de los lentes de clinocloro sin ninguna geometría aparente (líquido residual atrapado [?]).



**Figura 2.19.** Afloramientos de óxidos de Ti-Fe. (a) Mina Cristina. (b) lente de 3 metros de espesor en el área de Las Brisas. (c) Lente abundado de rutilmenitita en Las Brisas. (d) Lente pequeño de rutilmenitita en la zona de Los Cacaos. (e) Budines de rutilmenitita en anortosita milonitizada. (f) Lente de rutilmenitita incluido en anortosita ultramilonitizada.



**Figura 2.20.** Fotomicrografías de rutilmenitita. (a) Microtextura de rutilmenitita de la zona Soconusco. (b) Rutilo en coronas alrededor de clinocloro. (c) Aglomeraciones de cristales de rutilo en contacto por puntos triples. (d) Tres generaciones de rutilo (e) Lente de ortoanfibol(?) asociado a clinocloro. (f) Cristales tabulares de ortoanfibol (?).



**Figura 2.21.** Fotomicrografías de rutilmenitita en la zona de Soconusco. (a) Reemplazamiento de ortoanfíbol por clinocloro. (b) Lente de clinocloro como pseudomorfos de ortoanfíbol (?). (c) Coronas de zircón rodeando cristal de rutilo e ilmenita. (d) Corona de zircón. (e) Zircones dentro de clinocloro sin geometría aparente. (f) Rutilo formado en fracturas.

### 2.1.2.3 Clinopiroxenita La Piñuela

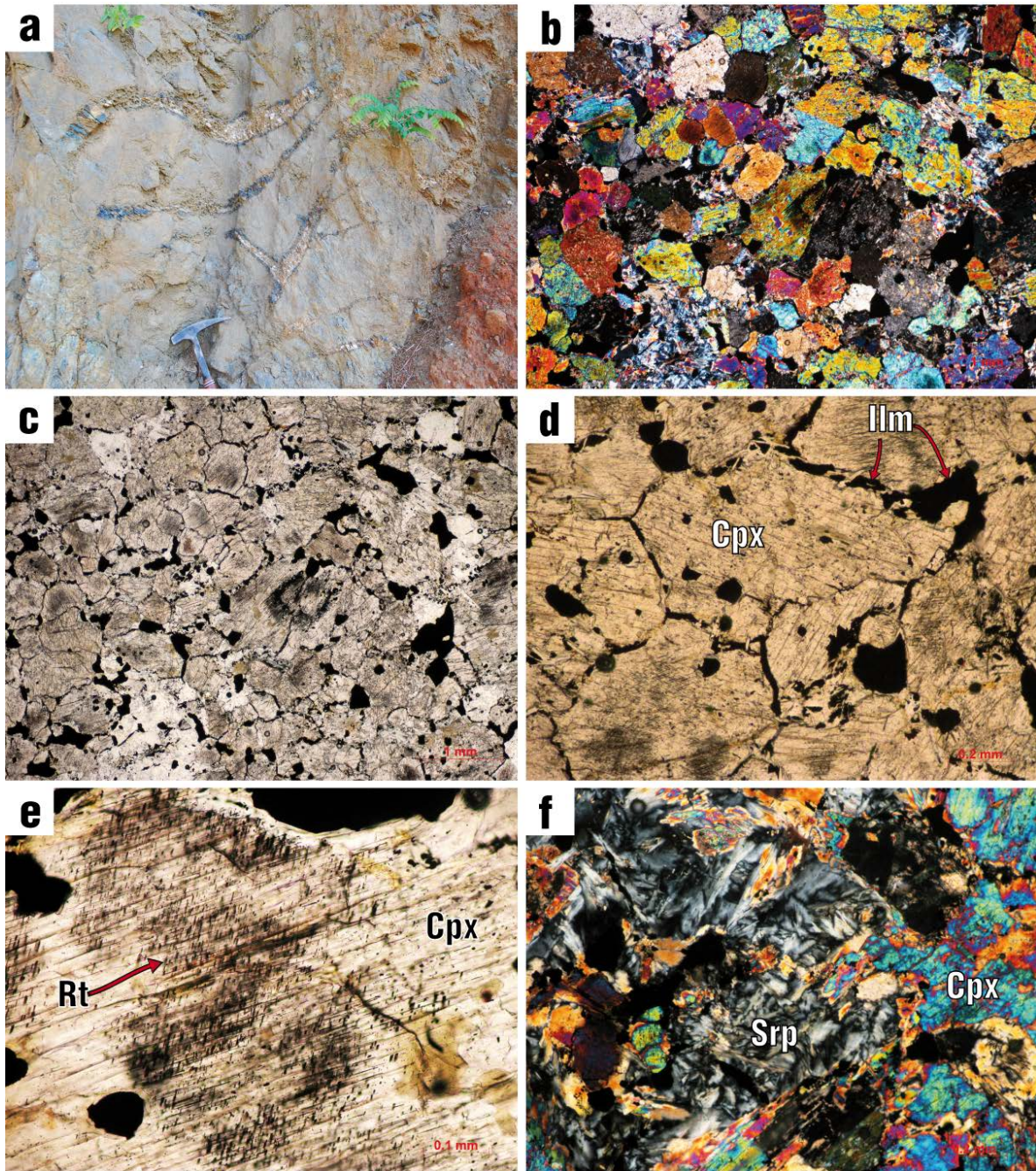
En los alrededores del poblado Ovando La Piñuela, aflora un cuerpo ultramáfico con signos de una migmatización incipiente que se observa como lentes félsicos dentro del cuerpo de coloración melanocrática (Fig. 2.22a). La interfase paleosoma-neosoma está marcada por el crecimiento de cristales de anfíbol de mayor tamaño.

La relación que pueda existir con la anortosita está oscurecida por algunos kilómetros de intrusiones miocénicas, pérmicas y de posible edad ordovícica, aunque la orientación del cuerpo sugiere una continuidad con las anortositas.

Con textura granoblástica equigranular y de grano grueso, se observa una roca cumúlítica libre de plagioclasa, constituida principalmente por un mosaico de clinopiroxeno (>95%, Fig. 2.22b-c). Los contactos entre granos se observan bastante rectos y de forma poligonal (120°). Aunque no se ha determinado su composición por microsonda, se considera que la fase opaca presente es ilmenita debido a la ausencia de magnetismo en la muestra. Esta ilmenita se observa de manera intersticial como granos de tamaño medio. Otra forma de ocurrencia de la ilmenita es entre los contactos grano-grano donde se observa como una capa fina a lo largo de los bordes separando a los granos de clinopiroxeno (Fig. 2.22c-d).

Los clinopiroxenos presentan exsoluciones finas en dos direcciones de lo que probablemente sea rutilo (no opaco, coloración rojiza), estas se encuentran presentes en la mayoría de cristales (Fig. 2.22e). Como mineralogía secundaria se han observado lentes de serpentina, y una incipiente uralitización de los clinopiroxenos (Fig. 2.22e).

Aunque las relaciones en campo no son obvias, considero que esta litología conforma la contraparte de la suite anortosítica visible, siendo la clinopiroxenita los posibles cúmulos máficos que comúnmente conforman la base de una secuencia anortosítica. Estos se acumulan en la base de la cámara magmática debido a procesos de cristalización fraccionada y separación por diferencias de densidad.



**Figura 2.22.** Afloramiento y fotomicrografías de clinopiroxenita en la zona de Soconusco. (a) Afloramiento de clinopiroxenita parcialmente migmatizada. (b) Mosaico de clinopiroxenos. (c) Microtextura granoblástica con puntos triples. (d) Granos de ilmenita intersticiales y en los bordes de clinopiroxeno. (e) Exsoluciones finas en forma de aguja de rutilo. (f) Lentes de serpentina.

## 2.1.2.4 Unidad Los Cacaos

Al norte del poblado Los Cacaos, se describe por primera vez como Unidad Los Cacaos a una secuencia constituida de esquistos de biotita + sillimanita + cordierita ± granate y gneises máficos con bandas enriquecidas en biotita, hornblenda y clinopiroxeno. Estas litologías han sufrido una migmatización incipiente y su espesor no se ha determinado en este estudio. Los afloramientos son reducidos, esto debido a la gran cantidad de intrusiones que obscurecen su extensión.

### 2.1.2.4.1 Gneises de biotita, hornblenda y clinopiroxeno

Los gneises máficos se presentan como una secuencia mineralógicamente heterogénea de coloración melanocrática de grano fino y foliada intensamente, observándose como finas bandas claras y oscuras con segregaciones de cuarzo (Fig. 2.23a). La migmatización presente es incipiente generando una serie de fundidos que se forman paralelamente a la foliación y que en ocasiones cortan discordante a las estructuras (Fig. 2.23b-c). Estos fundidos son de composición tonalítica de grano grueso.

La paragénesis de los gneises máficos depende del dominio que se observe, ya que existen variaciones en la composición mineralógica entre las bandas; existen dominios enriquecidos en biotita ± hornblenda + plagioclasa, dominios ricos en hornblenda ± biotita + plagioclasa, dominios enriquecidos en hornblenda + clinopiroxeno ± biotita + plagioclasa y dominios enriquecidos en clinopiroxeno + feldespato potásico + plagioclasa + cuarzo.

La textura de los dominios es mayormente nematoblástica (Fig. 2.24a) y algunas zonas lepidoblásticas (Fig. 2.23d). Los minerales máficos se encuentran dentro de una matriz granoblástica equigranular de grano fino de plagioclasa, con una extensa presencia de puntos triples (120°, Fig. 2.24a). Los contactos entre granos siempre son rectos y es visible una proporción abundante de titanita e ilmenita.

En el dominio rico en biotita (60%, Fig. 2.23d), la aparición de hornblenda se da en menores proporciones (~10%). La biotita se observa de color verde con bandas relictas de coloración rojiza, estas bandas contienen comúnmente cristales de titanita y son posiblemente la retrogresión de rutilo formado a partir de la biotita rica en titanio. En estas zonas las relaciones texturales sugieren que la biotita reemplaza a los anfíboles como se observa en la Figura 2.23e-f. La plagioclasa es la matriz de este dominio y a diferencia de los otros dominios su tamaño de grano es más fino, incrementándose el tamaño hacia las zonas ricas en clinopiroxeno.

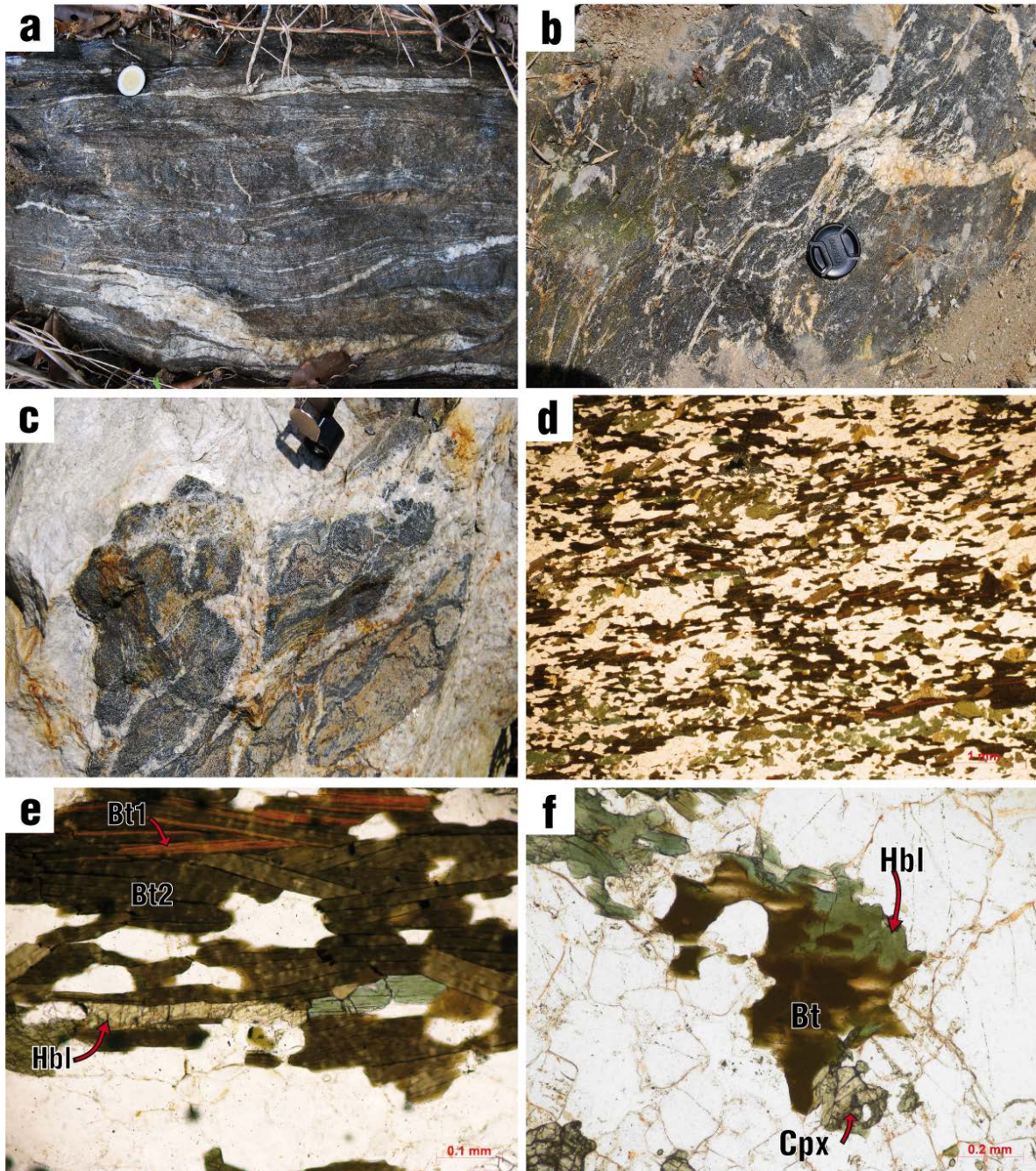
El dominio rico en hornblenda y biotita (Fig. 2.24a) se observa como una transición mineralógica, donde la cantidad de mica disminuye y aumenta la proporción de hornblenda. Aun en estas zonas se puede observar que la biotita presenta una relación de reemplazamiento con la hornblenda.

El dominio rico en hornblenda y clinopiroxeno se observa con dos generaciones de clinopiroxeno presente: tabular y granular en textura de coronas. Los cristales tabulares son la primera generación de clinopiroxeno y son reemplazados por hornblenda pseudomórfica (Fig. 2.24b). Mientras que la segunda generación de clinopiroxeno se exhibe en textura de coronas conformadas por finos granos equidimensionales rodeando los cristales de hornblenda (Fig. 2.24c-d). La biotita sigue siendo una fase presente pero en proporciones muy bajas (~2%) y también asociadas a reemplazamiento.

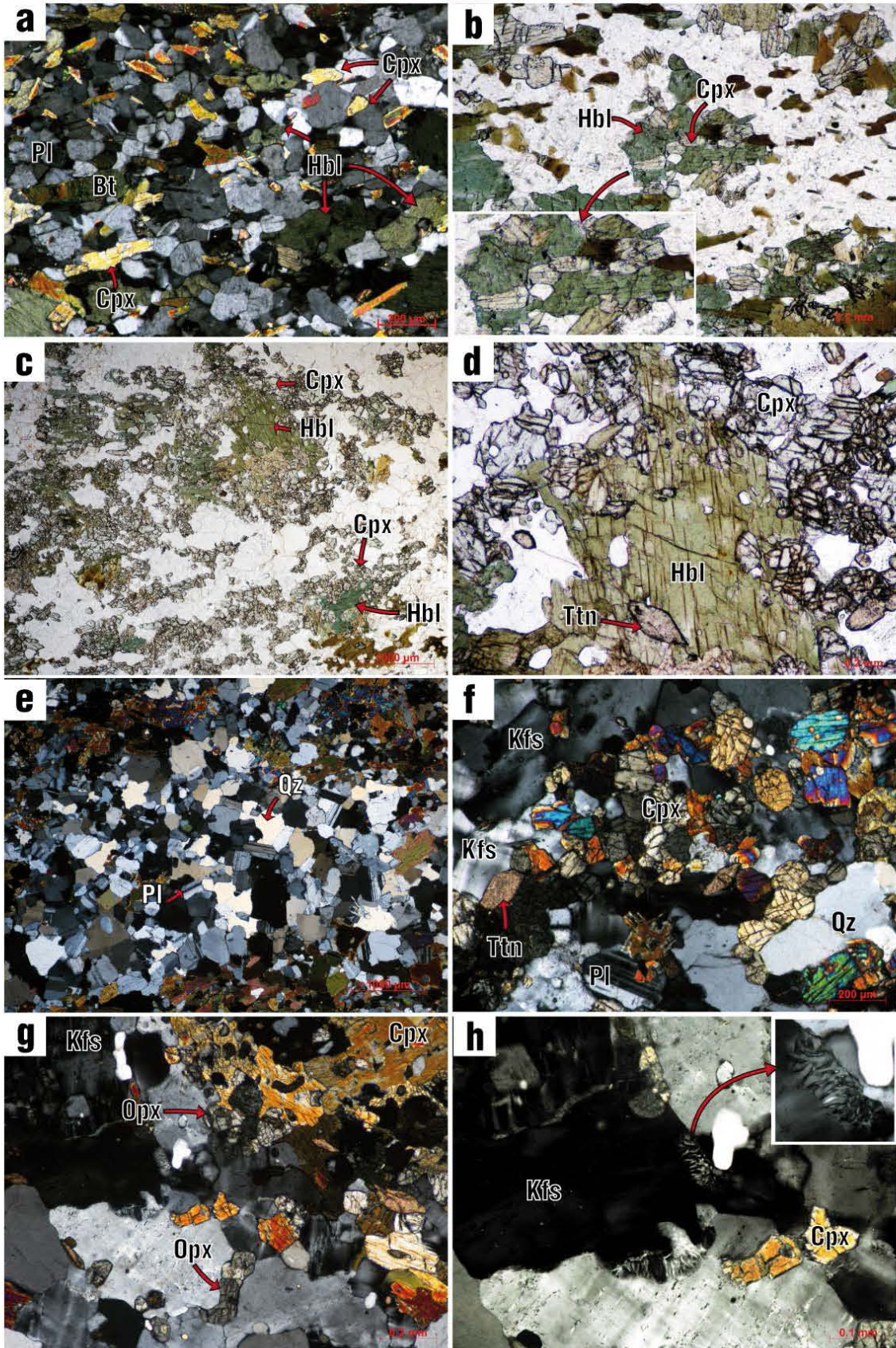
El dominio conformado por clinopiroxeno + feldespato potásico + plagioclasa + cuarzo, se caracteriza por tener el mayor tamaño de grano de la secuencia y por la ausencia de fases minerales como hornblenda y biotita. Su microtextura es granoblástica con una aparición extensa de puntos triples y contactos rectos. El feldespato potásico aparece por primera vez en esta zona y se observa con exsoluciones peritéticas abundantes y texturas simplectíticas en sus bordes (Fig. 2.24f,g-h). El clinopiroxeno se observa generalmente como aglomeraciones de cristales pequeños y equidimensionales (reemplazamiento total de hornblenda [?]). Existen cristales con propiedades ópticas como baja anisotropía y extinción paralela probablemente ortopiroxeno (Fig. 2.24g). El cuarzo es otra fase abundante que aparece en esta zona. Como fases accesorio se observa titanita subhedral. Las características mineralógicas y texturales en estas bandas sugieren una incipiente charnockitización de la roca, lo que indicaría un metamorfismo que alcanzó temperaturas >800°C.

El ensamble mineral que constituye al neosoma es plagioclasa con maclas polisintéticas y cuarzo de grano grueso conformando un mosaico granoblástico con contactos poligonales (Fig. 2.24e) contrastando con el paleosoma de tamaño de grano mucho menor y mineralógicamente distinto.





**Figura 2.23.** Afloramiento y fotomicrografías de gneises máficos en la zona de Soconusco. (a) Afloramiento con fundidos paralelos a la foliación y plegados (b) Neosoma discordante a la foliación de la roca. (c) Inclusiones del gneis máfico en fundido trondhjemitico. (d) Dominio enriquecido en biotita. (e) Dos generaciones de biotita reemplazando cristales de hornblenda. (f) Reemplazamiento de hornblenda por biotita.



**Figura 2.24.** Fotomicrografías de gneises máficos. (a) Dominio enriquecido en hornblenda, biotita y clinopiroxeno. (b) Dominio enriquecido en hornblenda y dos generaciones de clinopiroxeno. (c) Clinopiroxeno de grano fino y equigranular reemplazando a hornblenda. (d) Coronas de clinopiroxeno en hornblenda. (e) Fundidos tonalíticos. (f) Dominio rico en clinopiroxeno, feldespato potásico y cuarzo. (g) Cristales de ortopiroxeno. (h) Texturas simplectíticas en feldespato potásico.

---

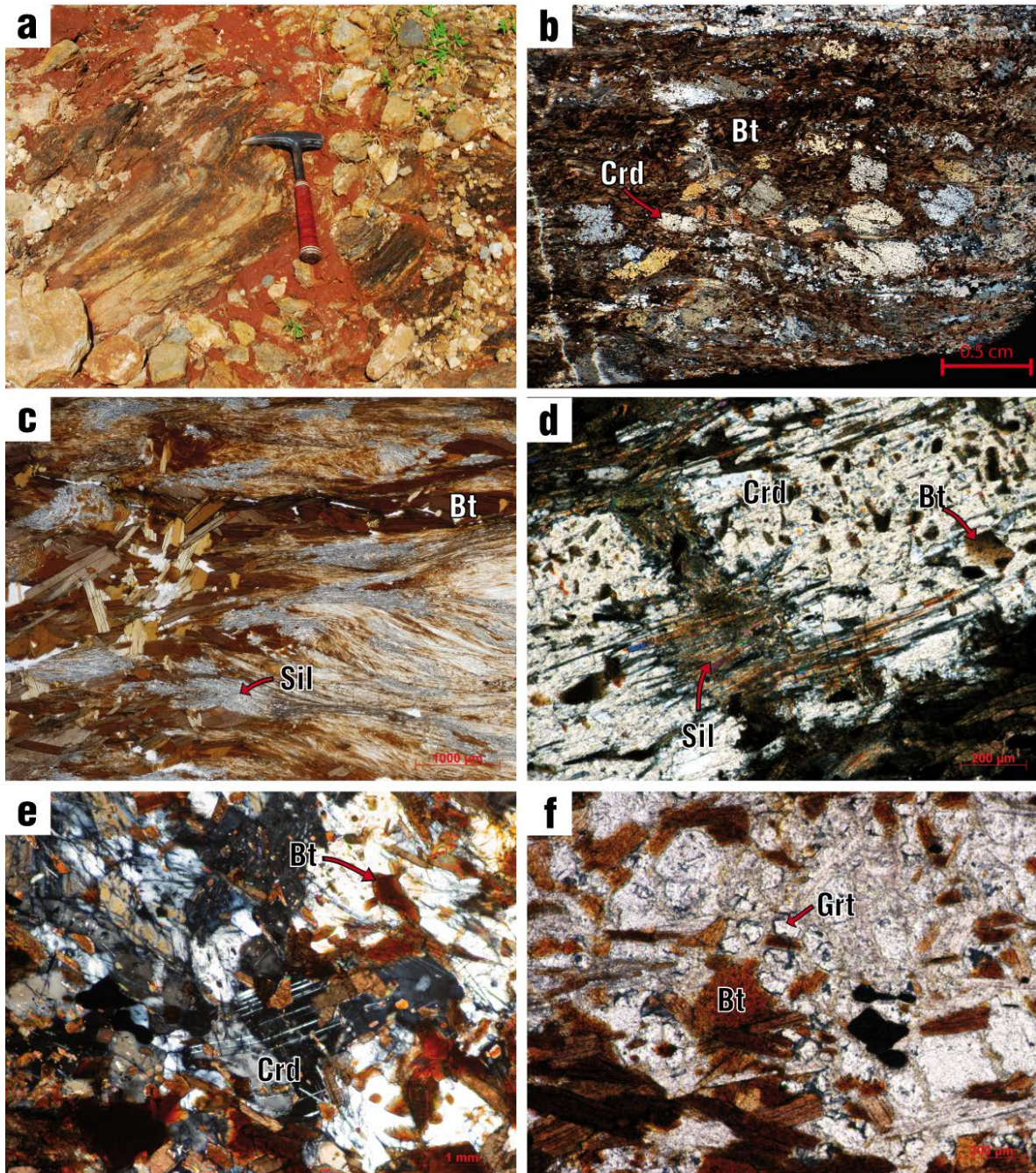
### 2.1.2.4.2 Esquisto de biotita, sillimanita, cordierita y granate

El esquisto de biotita está constituido por una secuencia de meta-sedimentos ricos en mica intercalados a los gneises máficos. El cambio litológico entre los gneises máficos y los esquistos de mica resulta evidente cuando los suelos cambian a una coloración rojiza (Fig. 2.25a). La foliación tiene una orientación al NW y concordante a los gneises máficos, con un buzamiento al NE de aproximadamente 50°. EL neosoma generalmente se encuentra como pequeñas bandas orientadas paralelamente a la foliación, en algunas zonas el fundido corta totalmente a las estructuras de la roca.

La roca presenta una textura lepidoblástica donde la paragénesis mineral principal está constituida y dominada por biotita roja + sillimanita (fibrolita) + cordierita + feldespato potásico ± granate. La biotita rica en titanio es la fase más abundante (40%), seguida por la sillimanita (30%) y cordierita (20%). El granate se encuentra de forma sumamente escasa en esta muestra, aunque otras muestras de mano presentan abundante presencia de granate con tamaños de hasta 0.5 cm.

La biotita rica en titanio se presenta como cristales subhedrales de grano grueso y fino comúnmente orientados en el sentido de la foliación esquistosa, aunque algunos cristales presentan una orientación aleatoria (Fig. 2.25b-c). La sillimanita es una fase que se encuentra en cúmulos de agujas finas (fibrolita, Fig. 2.25c). El granate es una fase escasa, ya que se encuentra muy afectado por alteración (Fig. 2.25f), observándose como pequeños cristales relictos siendo reemplazados por clorita y arcillas. La cordierita se exhibe como crecimientos poikiloblásticos con abundantes inclusiones de biotita roja y sillimanita (Fig. 2.25b). Estos cristales en ocasiones se desarrollan a partir de finos cristales aciculares de sillimanita (Fig. 2.25d) y exhiben formas cuadrangulares y rectangulares, algunas veces se observan con maclas polisintéticas (Fig. 2.25e). Su orientación se presenta generalmente discordante a la foliación principal por lo que su crecimiento estuvo asociado posiblemente a los estadios finales de deformación donde esta última ya no fue tan penetrante y permitió el libre crecimiento de los cristales de cordierita.

El granate, la biotita roja y sillimanita posiblemente conformaron la paragénesis mineral del pico metamórfico.



**Figura 2.25.** Afloramiento y fotomicrografías de esquistos de biotita, sillimanita, cordierita y granate. (a) Afloramiento de esquistos sobre camino Acacoyagua-Los Cacaos. (b) Microtextura porfidolepidoblástica. (c) Sillimanita fibrolítica. (d) Cristal de cordierita desarrollado a partir de cristales aciculares de sillimanita. (e) Cristales de cordierita maclados polisintéticamente. (f) Granate siendo transformado a clorita y arcillas.

Esta muestra representa un metamorfismo regional en facies anfibolita de un protolito pelítico. La presencia de cordierita sugiere temperaturas elevadas. Un metamorfismo prógrado dio como resultado un esquistos de mica y granate seguido por el desarrollo de sillimanita. Un metamorfismo post-cinemático puede ser el responsable del desarrollo de biotita y cordierita con orientaciones aleatorias debido a la ausencia de estrés.

### **2.1.2.5 Unidad La Candelaria**

En la zona Soconusco, la unidad Candelaria aflora extensamente al norte del poblado El Triunfo; se presenta como una secuencia bandeada y plegada intensamente constituida por gneises anfibolíticos y gneises cuarzo-feldespáticos de edad grenvilliana, otras veces se puede observar como anfibolitas con intercalaciones de rocas calci-silicatadas (U-Pb en zircón Manjarrez-Juárez, 2013). Esta secuencia, al igual que en la zona Mariscal, se encuentra relacionada con la unidad de origen metasedimentario El Jocote, la cual se encuentra sobreyaciendo a la unidad La Candelaria. Ambas unidades se encuentran migmatizadas.

Sobre la carretera de terracería Acacoyagua-Nueva Libertad, antes de arribar a la Mina Cristina, se observa una secuencia bandeada compuesta por anfibolitas y gneises cuarzo-feldespáticos plegados isoclinalmente y migmatizados parcialmente. Esta secuencia está intrusionada por granitos. Al menos en estos afloramientos la secuencia ha sido sometida a una silicificación penetrante.

De acuerdo a su composición y características litológicas y estilo de deformación, se determina su asociación con la Unidad La Candelaria. El espesor de esta secuencia es de aproximadamente dos kilómetros de espesor y su relación con las anortositas con las cuales está en contacto no ha sido determinada por falta de afloramientos y debido a la gran cantidad de intrusiones entre ambas secuencias.

Hacia la ciudad de Pijijiapan, aflora una secuencia casi idéntica a la descrita anteriormente (Fig. 2.26). Presenta las mismas características litológicas, deformacionales y de migmatización. Los pliegues isoclinales asociados a la primera deformación ( $S_1$ , Fig. 2.26d) están sobreimpresos por una intensa milonitización ( $S_2$ ) con orientación y echado  $326^\circ/74^\circ$  (Fig. 2.26d-e). Esta secuencia está asociada a milonitas y ultramilonitas de composición granodiorítica y de posible edad miocénica (?) no plegadas (Fig. 2.26f) asociadas a la falla lateral Tonalá.

Estos afloramientos no se encuentran dentro del área cartografiada en este trabajo, y puede ser localizada con las coordenadas UTM 15P477354, 1735559 sobre el lecho del río, abajo del primer puente antes de entrar a la ciudad de Pijijiapan.

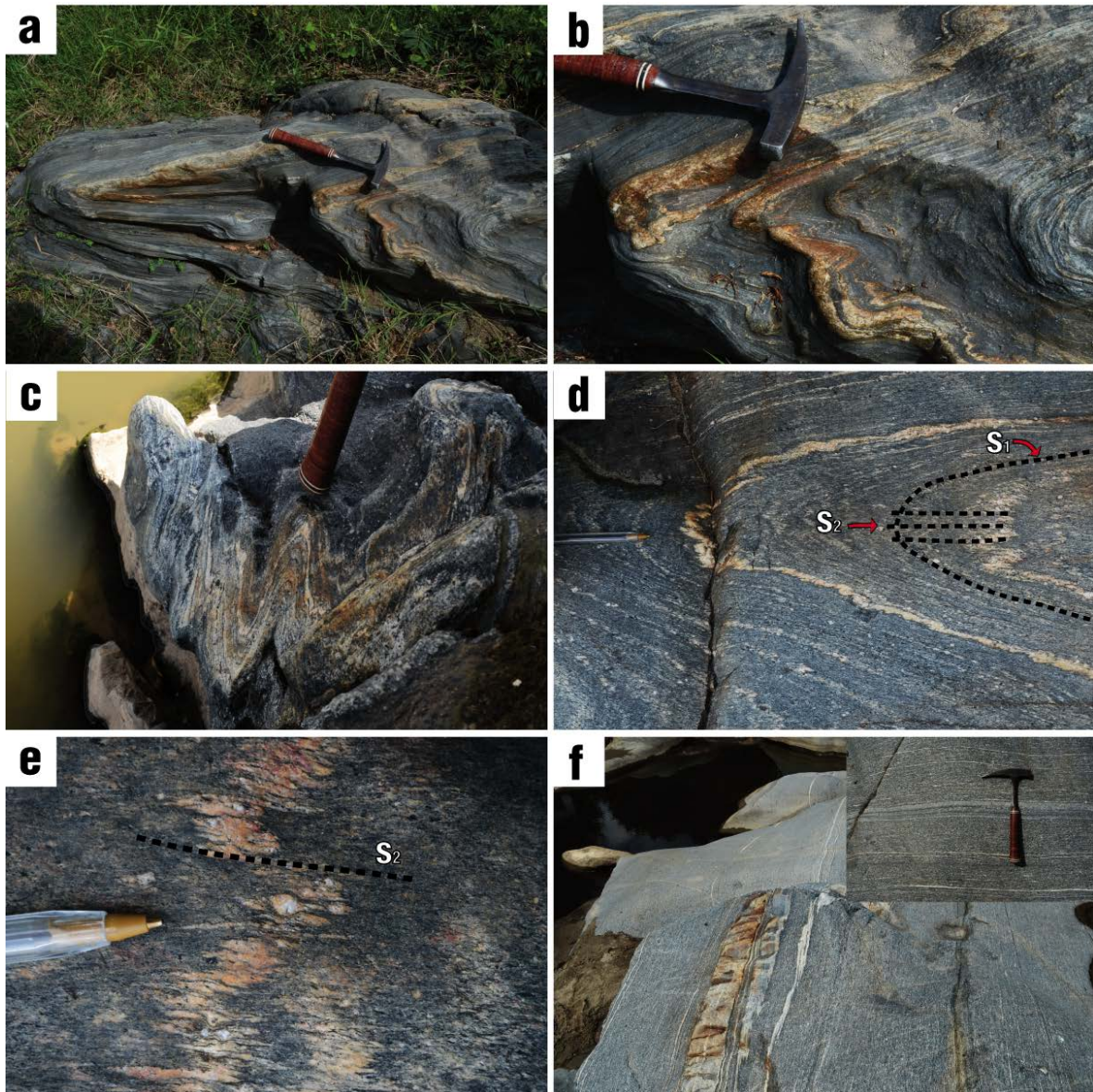
La roca tiene textura nematoblástica de grano fino con una matriz granoblástica equigranular presentando contactos rectos y poligonales (Fig. 2.27a-b) constituida

mineralógicamente por clinopiroxeno, hornblenda, plagioclasa y cuarzo. Como fases accesorio contiene titanita y apatito.

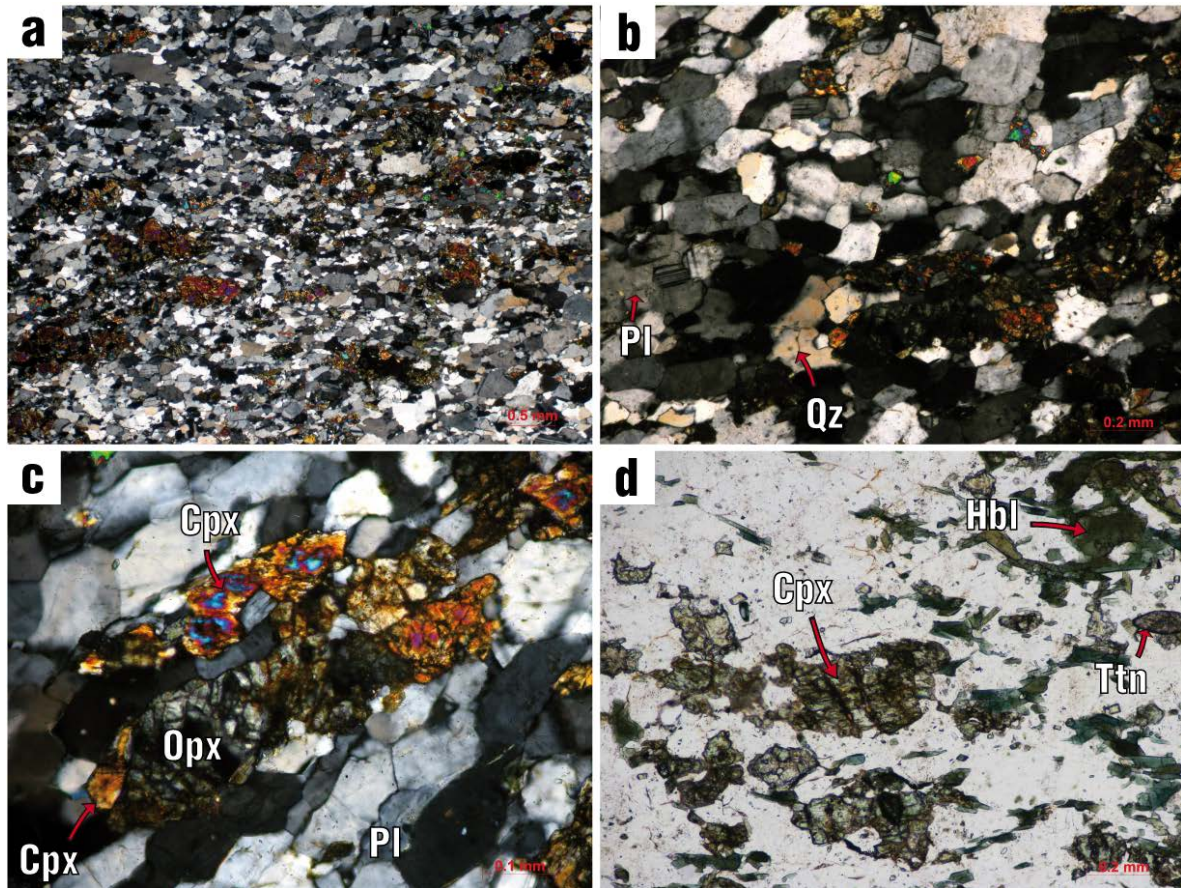
El clinopiroxeno se encuentra en forma subhedral con su lado largo paralelo a la foliación. Los tamaños de los piroxenos presentan un tamaño mayor al de la matriz y están reemplazados parcial a totalmente por hornblenda verde (Fig. 2.27d). Existen piroxenos con características ópticas similares al ortopiroxeno, generalmente rodeados de clinopiroxeno (Fig. 2.27c).

La matriz que contiene una proporción de aproximadamente 70% plagioclasa y 30% cuarzo se observa con cristales pequeños ligeramente alargados en el sentido de la foliación (Fig. 2.27c). La plagioclasa presenta una extinción ondulante y maclas polisintéticas generadas por deformación. Los contactos son rectos mayoritariamente, aunque algunas zonas presentan contactos suturados. Como mineralogía secundaria se observan cristales de epidota reemplazando a ciertos anfíboles.

Tanto mineralógicamente como el estilo de deformación son similares a la Unidad La Candelaria de la zona Mariscal analizada anteriormente. La única diferencia mineralógica es la ausencia de una segunda generación de clinopiroxeno que reemplaza en forma de coronas a los anfíboles. Esto sugiere que la extensión de la Unidad Candelaria es mucho mayor de lo cartografiado hasta hoy en día y que probablemente se encuentra en buena parte del Complejo Macizo de Chiapas.



**Figura 2.26.** Afloramiento de la Unidad Candelaria en la zona de Pijijiapan (a) Afloramiento de anfibolitas asociados y gneises cuarzo feldespáticos (b) y (c) Plegamiento isoclinal de la secuencia (d) Foliación milonítica  $S_2$  sobreimpuesta a  $S_1$  (e) Pliegues cuarzo- feldespáticos siendo estirados en la dirección de  $S_1$  (f) Secuencia milonítica no plegada de posible origen Pérmico.



**Figura 2.27.** Fotomicrografías de Unidad Candelaria en el área de Pijijiapan (a) Microtextura nematoblástica en matriz de plagioclasa y cuarzo (b) Matriz como mosaico granoblástico poligonal (c) Posible ortopiroxeno siendo reemplazado por clinopiroxeno (d) Utilización de clinopiroxeno.

## 2.3 Química Mineral

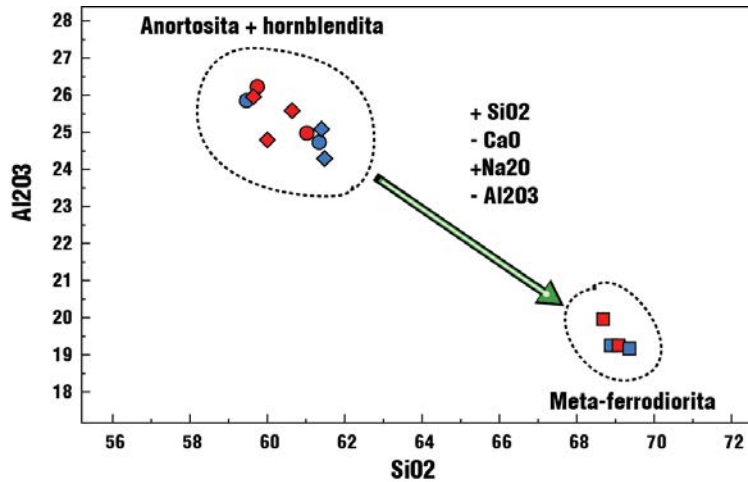
Las Tablas 2, 3, 4 y 5 muestran los datos de química mineral obtenidos a partir de análisis de microsonda en muestras de anortosita, rutilmenitita, meta-ferrodiorita y hornblendita, la mayoría de la zona Mariscal y algunos de la zona Soconusco.

En la Tabla 2 se muestran los datos de composición de plagioclasa de la zona Mariscal como Soconusco. En la Fig. 2.28 se observa de forma clara que la composición de la plagioclasa tanto de la anortosita como de la hornblendita es muy similar y difieren notoriamente con la composición de la plagioclasa de la meta-ferrodiorita, la cual es de composición albitica; la anortosita y hornblendita tienen una plagioclasa con un contenido de anortita entre 28-40.



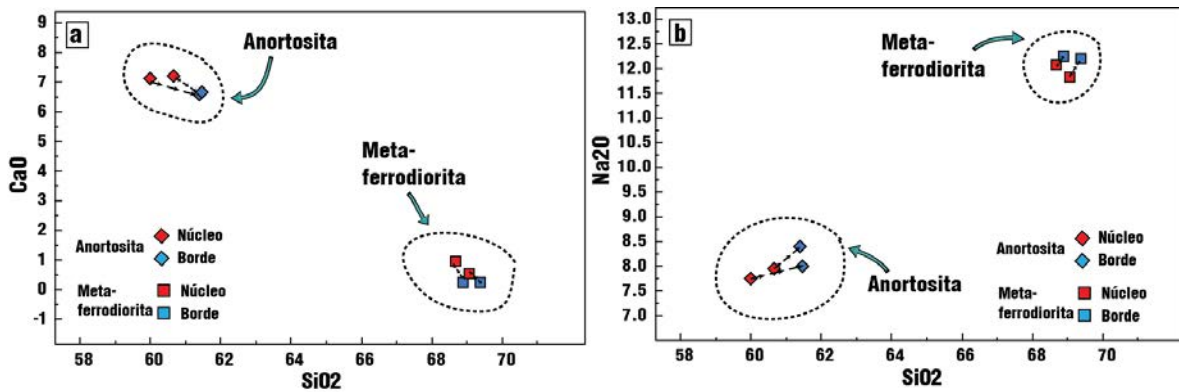
**Tabla 2.** Composiciones representativas de plagioclasa determinadas por microsonda electrónica (WDS).

Zona	Mariscal												Soconusco											
	Motozintla				Las Cruces				Mazapa				Barranca Rosendo				Acacoyagua							
Área	San Lucas				Las Cruces				Barranca Rosendo				La Fortuna				Nueva Francia							
Localidad	AC120709				AC1212LCA				ACL-3-10				EN-FORT-09				NF1302ACB							
Muestra	Meta-ferrodiorita				Hornblendita				Anortosita				Anortosita				Meta-gabronorita							
Litología	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo
<b>SiO<sub>2</sub> (wt%)</b>	68.917	69.093	69.381	68.698	61.378	61.067	59.519	59.767	61.425	60.669	61.495	60.008	61.495	59.674	58.097	58.194	57.794	58.322	65.495	62.082	60.063	60.649		
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.006	0	0	0.008	0	0	0.001	0	0.01	0.005	0	0.004	0	0	0.005	0	0	0.02	0	0	0	0		
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.228	19.229	19.135	19.953	24.671	24.941	25.82	26.168	25.062	25.574	24.261	24.784	24.261	25.946	25.539	25.596	26.179	25.63	22.139	23.911	23.143	24.07		
<b>FeO</b>	0	0	0	0	0	0.019	0	0.012	0.008	0	0	0.005	0	0	0.014	0	0.01	0	0.026	0.005	0	0		
<b>BaO</b>	0	0	0.001	0	0.032	0.009	0	0	0.01	0.012	0.009	0.023	0.009	0.029	0.017	0.024	0	0	0.064	0.025	0	0.008		
<b>SrO</b>	0	0.016	0	0.064	0.121	0.235	0.179	0.138	0.13	0.105	0.016	0.146	0.016	0.073	0.081	0.146	0.114	0.137	0.079	0.272	0.152	0.169		
<b>MgO</b>	0.002	0.002	0	0	0	0	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0.001	0	0.001	0	0	0	0.003	0		
<b>CaO</b>	0.245	0.541	0.246	0.953	6.263	6.561	7.39	7.761	6.542	7.2	6.628	7.097	6.628	7.909	8.1	8.277	8.48	8.513	4.178	5.832	6.235	5.943		
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	12.234	11.815	12.197	12.058	8.492	8.124	7.623	7.615	8.381	7.937	7.98	7.738	7.98	7.296	6.905	6.865	6.513	6.485	8.54	8.651	8.145	8.44		
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.042	0.077	0.057	0.072	0.135	0.028	0.051	0.056	0.039	0.025	0.016	0.017	0.016	0.137	0.075	0.037	0.093	0.074	0.253	0.028	0.049	0.052		
<b>NiO</b>	0.008	0	0	0.009	0.005	0	0	0	0	0	0	0.003	0	0.008	0.025	0	0.009	0	0.026	0	0.001	0		
<b>Total</b>	100.682	100.773	101.017	101.815	101.097	100.984	100.583	101.518	101.607	101.527	100.41	99.825	100.405	101.072	98.859	99.139	99.193	99.181	100.8	100.81	97.791	99.331		



**Figura 2.28.** Diagrama de  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de composición de plagioclasas mostrando las diferencias composicionales entre anortositas-hornblenditas y meta-ferrodioritas.

Las plagioclasas de estas litologías también muestran una variación composicional intracrystalina teniendo bordes más enriquecidos en un componente más albítico aumentando el contenido de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ , y disminuyendo el contenido de  $\text{CaO}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  como se observa en la Figura 2.29.



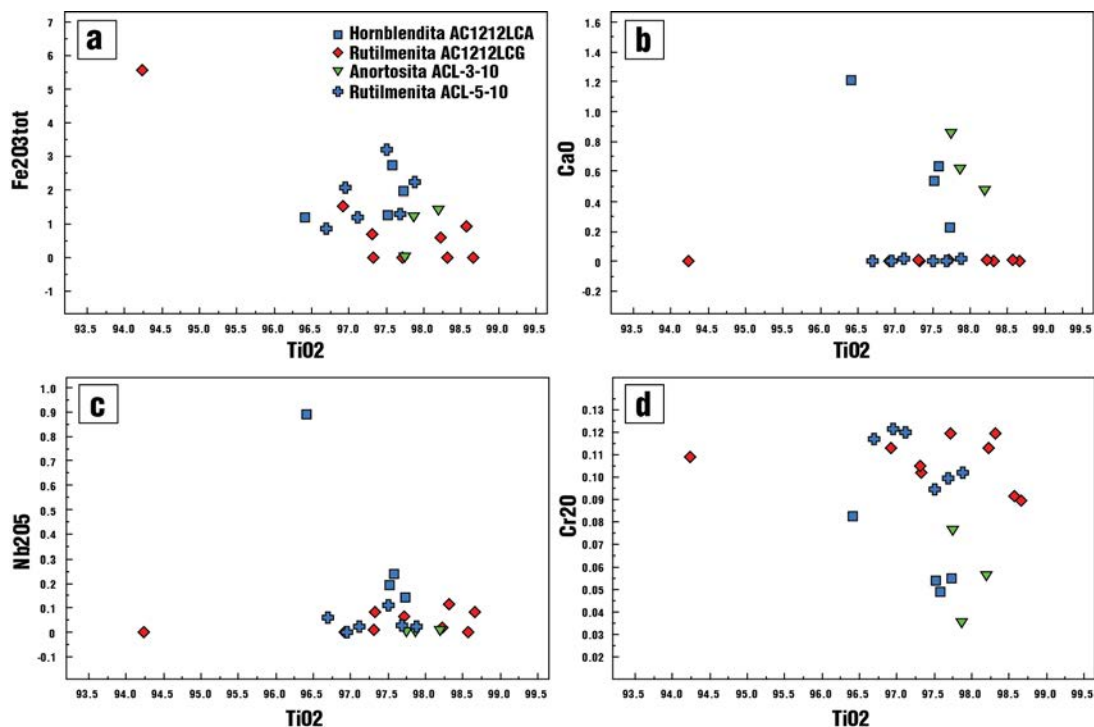
**Figura 2.29.** Diagrama de  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{CaO}$  (a) y  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Na}_2\text{O}$  (b) mostrando las diferencias composicionales entre núcleos y bordes de anortosita y meta-ferrodiorita.

Considerando que la meta-ferrodiorita (AC120709) tiene un contenido  $\text{SiO}_2$  en roca total de 44.59%,  $\text{CaO}$  de 9.36% y  $\text{Na}_2\text{O}$  de 3.33% (ver capítulo de geoquímica), es de esperarse que la plagioclasa presente no sea de composición primaria albítica, al menos no en una roca básica. La difusión del Ca en la plagioclasa posiblemente está relacionada a la

formación posterior de minerales secundarios como epidota y titanita durante un metamorfismo de bajo grado posiblemente en facies de esquistos verde.

Las plagioclasas con mayor contenido de CaO se presentan en las anortositas de la zona Soconusco, las cuales alcanzan hasta ~8.5%. Cabe mencionar que las rocas de esta zona presentan una mucha menor a nula alteración hidrotermal.

En la Tabla 3 se muestran las composiciones de rutilo. Las composiciones de rutilo entre litologías es muy similar, generalmente con contenidos de  $TiO_2$  entre 96 y 98% y 1-3% de Fe. Entre las pocas diferencias que se pueden observar (Fig. 2.30a) la muestra de hornblendita AC1212LCA, rutilmenitita ACL-5-10B y anortosita ACL-3-10 sus rutilos son los más enriquecidos en Fe. Las litologías silicatadas (anortosita y hornblendita) contienen rutilos que exhiben un mayor contenido de CaO (Fig. 2.30b), de igual modo presentan los contenidos más altos de Nb (Fig. 2.30c). El contenido de Ta en los rutilos de todas las litologías es nulo. El Cr es un elemento que se encuentra en mayor concentración en las muestras de rutilmenitita.

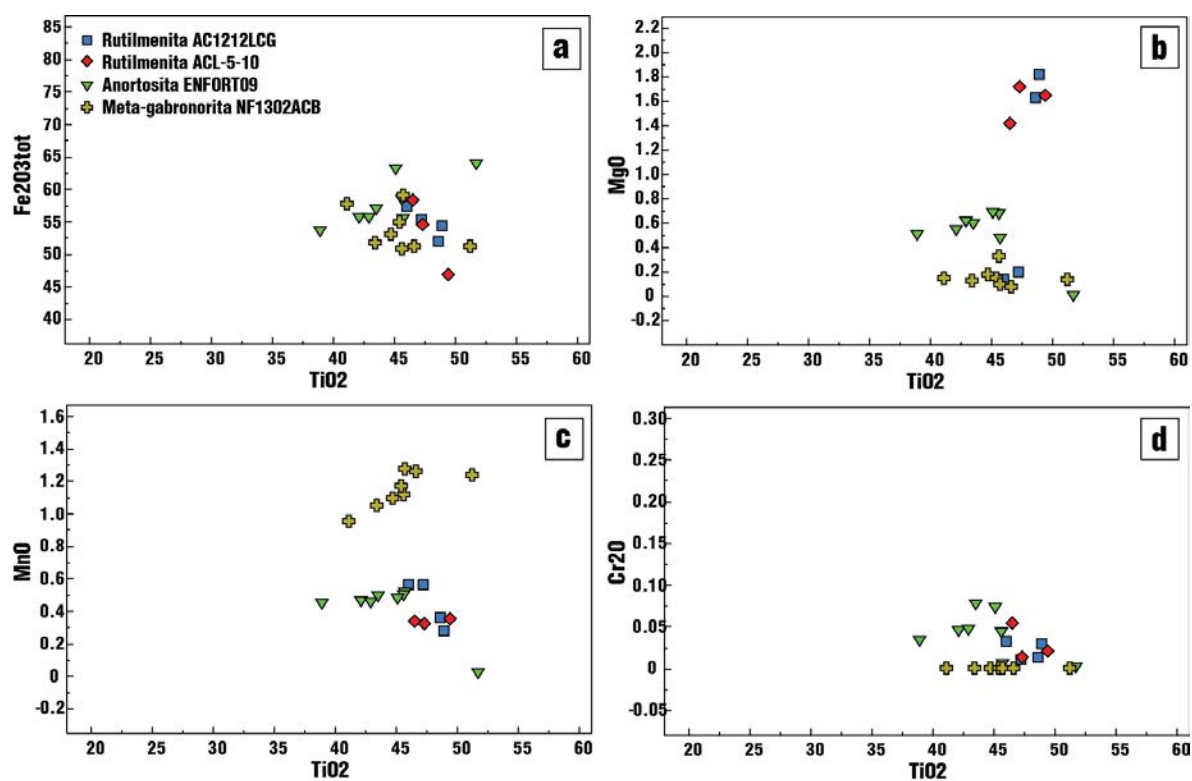


**Figura 2.30.** Diagramas de  $TiO_2$  vs  $Fe_2O_3$ tot, CaO,  $Nb_2O_5$  y  $Cr_2O$  mostrando las diferencias composicionales (%wt) entre rutilos presentes en distintas litologías.

**Tabla 3.** Composiciones representativas de rutilo determinadas por microsonda electrónica (WDS).

Zona	Mariscal																							
Área	Motozintla												Mazapa											
Localidad	Las Cruces												Barranca Rosendo											
Muestra	AC1212LCA				AC1212LCG								ACL-3-10			ACL-5-10								
Litología	Homblendita				Rutilmenita								Anortosita			Rutilmenita								
Mineral	Rt	Rt	Rt	Rt	Rt	Rt	Rt	Rt	Rt	Rt	Rt	Rt	Rt	Rt	Rt	Rt	Rt	Nc Rt 1	Bd Rt 1	Nc Rt 2	Bd Rt 2	Nc Rt 3	Bd Rt 3	
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt%)</b>	0.049	0.054	0.082	0.055	0.089	0.102	0.105	0.109	0.634	0.119	0.119	0.113	0.113	0.091	0.056	0.076	0.035	0.094	0.102	0.099	0.12	0.117	0.121	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	97.592	97.533	96.422	97.73	98.663	97.336	97.316	94.242	2.877	98.328	97.724	98.238	96.929	98.58	98.206	97.749	97.871	97.507	97.884	97.692	97.116	96.706	96.96	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0.008	0.009	0.074	0.01	0	0	0	0.004	0.005	0.037	0.014	0.011	0	0.002	0.049	0.039	0.007	0.01	0.03	0.031	0	0	0.021	
<b>CaO</b>	0.631	0.534	1.205	0.223	0	0	0.004	0	0	0	0.003	0.006	0	0.003	0.461	0.845	0.608	0	0.017	0	0.011	0	0	
<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.239	0.192	0.887	0.139	0.079	0.082	0.009	0	0	0.112	0.061	0.018	0	0	0.003	0	0	0.109	0.021	0.024	0.021	0.056	0	
<b>MnO</b>	0.014	0.023	0	0.012	0.037	0	0	0	0	0.004	0	0.029	0.009	0	0	0.013	0.007	0.015	0.002	0.001	0	0	0.023	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.009	0.019	0.008	0.01	0.001	0	0.01	0.024	0.09	0	0.028	0.007	0.004	0	0.009	0	0	0.022	0.014	0	0.005	0.023	0.011	
<b>Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.027	0	0.017	0.048	0.062	0.038	0	0.049	0	0	0.087	0.027	0	0	0.003	0.031	0	0.052	0	0	0	0	0	
<b>FeO</b>	2.713	1.264	1.192	1.946	0	0	0.69	5.56	91.858	0	0	0.592	1.514	0.921	1.378	0	1.18	3.183	2.202	1.282	1.184	0.855	2.037	
<b>MgO</b>	0.01	0.01	0	0.009	0	0	0	0.01	0.03	0	0	0	0	0	0.007	0	0.011	0.016	0.003	0	0.002	0	0	
<b>Total</b>	101.29	99.638	99.887	100.182	98.931	97.558	98.134	99.998	95.494	98.6	98.036	99.041	98.569	99.6	100.17	98.753	99.719	101.01	100.28	99.129	98.459	97.757	99.17	

En la Tabla 4 se muestran los datos de elementos mayores y algunos traza obtenidos por micro-análisis de ilmenita. La ilmenita se presenta con composiciones de  $TiO_2$  y  $Fe_2O_3T$  varía en un rango de 40 a 57 wt% y 45-65 wt% respectivamente (Fig. 2.31a). Las muestras de rutilmenitita presentan una composición ligeramente diferente con respecto a las otras litologías analizadas, por ejemplo, exhiben mayor contenido de MgO (de 0.1-1.8 wt%, Fig. 2.31b) y contenidos bajos de MnO. La ilmenita en la anortosita (ENFORT09) se observa con contenidos intermedios de MgO con respecto a la ilmenita en rutilmenitita y gabronorita, y es la muestra con mayor contenido de Cr en la ilmenita (40-760 ppm, Fig. 2.31c); La ilmenita en la meta-gabronorita exhibe los contenidos más bajos de MgO y Cr, pero los más altos de MnO (1-1,27%, Fig. 2.31d). El V se presenta en concentraciones alrededor de 1 wt% en todas las muestras analizadas.



**Figura 2.31.** Diagramas de  $TiO_2$  vs  $Fe_2O_3tot$ , MgO, MnO y  $Cr_2O$  mostrando las diferencias composicionales entre ilmenita presentes en distintas litologías.

Los apatitos son otra fase que se analizó y se presentan en la Tabla 5, aunque sus composiciones son muy similares entre sí, destaca el alto contenido de F en todos los granos analizados. Otras fases minerales particulares se analizaron por WDS y EDS y se presentan en la Tabla 6.

**Tabla 4.** Composiciones representativas de ilmenita determinadas por microsonda electrónica (WDS).

Zona	Mariscal											Soconusco														
	Las Cruces					Mazapa						Los Cacaos							Nueva francia							
Localidad	AC1212LCG					ACL-5-10						ENFORT09							NF1302ACB							
Muestra	Rutilmenita					Rutilmenita						Anortosita							Meta-Gabronorita							
Litología	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ti-Mt	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ti-Mt	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt%)</b>	0.03	0.014	0.033	0.011	0.634	0.013	0.054	0.244	0.021	0.437	0.033	0.076	0.044	0.045	0.004	0.042	0.072	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.174	1.615	1.457	1.755	0.225	1.576	1.124	1.234	1.082	0.346	1.533	1.768	1.111	1.75	1.102	1.762	1.832	2.342	1.48	1.665	1.687	1.046	1.74	1.926	1.733	1.734
<b>TiO<sub>2</sub></b>	48.923	48.653	46.095	47.295	2.652	47.314	46.5	27.674	49.458	3.618	38.933	43.59	42.102	42.999	45.72	45.674	45.152	51.774	41.157	43.404	45.698	44.705	45.442	51.272	45.77	46.688
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0	0.007	0.009	0.037	0.005	0	0	0	0	0	0.002	0	0	0	0.017	0	0	0	0.016	0.04	1.262	0.051	0.007	0.04	0	0.037
<b>CaO</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0.005	0	0.009	0	0	0	0.003	0	0	0	0	0.014	0.028	0.014	0	0.008	0	0.002
<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0	0	0	0	0	0	0.06	0.004	0	0.072	0.02	0	0.023	0.022	0.054	0.049	0.062	0.036	0.049	0	0.013	0.013	0	0.036	0.053	0.049
<b>MnO</b>	0.28	0.359	0.565	0.561	0	0.325	0.34	0.153	0.348	0.016	0.443	0.483	0.458	0.452	0.51	0.494	0.475	0.012	0.955	1.052	1.118	1.093	1.169	1.233	1.277	1.26
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0	0.012	0	0.01	0.09	0.022	0	0.06	0.018	0.066	0	0	0.012	0.003	0.026	0.006	0.008	0.002	0.016	0.038	0.086	0	0.017	0.012	0	0.001
<b>Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.008	0	0	0.032	0	0	0	0.013	0	0.025	0.009	0	0.004	0	0.071	0	0.08	0	0	0	0.011	0.021	0	0.046	0	0.025
<b>FeO</b>	54.396	51.876	57.311	55.294	91.858	54.605	58.318	76.31	46.877	97.282	53.314	56.8	55.43	55.455	55.22	58.308	63.006	63.711	57.679	51.724	50.832	52.993	54.872	51.238	58.97	51.09
<b>MgO</b>	1.814	1.626	0.136	0.192	0.03	1.713	1.412	0.931	1.643	0.077	0.491	0.581	0.532	0.604	0.466	0.661	0.672	0	0.149	0.128	0.324	0.178	0.146	0.133	0.1	0.08
<b>Total</b>	106.63	104.16	105.61	105.19	95.49	105.57	107.81	106.62	99.45	101.94	94.79	103.30	99.72	101.33	103.19	107.00	111.36	117.88	101.50	98.07	101.06	100.11	103.39	105.94	107.90	100.97

**Tabla 5.** Composiciones representativas de apatito determinadas por microsonda (WDS)

<b>Zona</b>	<b>Soconusco</b>					<b>Mariscal</b>
<b>Localidad</b>	<b>Nueva Francia</b>					<b>Las Cruces</b>
<b>Muestra</b>	<b>NF1302ACB</b>					<b>AC1212LCA</b>
<b>Litología</b>	<b>Meta-Gabronorita</b>					<b>Hornblendita</b>
<b>CaO</b>	56.26	55.687	56.135	56.13	56.061	55.417
<b>FeO</b>	0.059	0.024	0.038	0.062	0.017	0.088
<b>MnO</b>	0.025	0.024	0	0.025	0.047	0.05
<b>F</b>	4.272	4.519	4.611	4.018	4.313	4.211
<b>Cl</b>	0.131	0.134	0.159	0.156	0.122	0.586
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	41.713	41.6	41.987	42.729	42.735	40.987
<b>Total</b>	100.631	100.055	100.953	101.393	101.451	99.434

**Tabla 6.** Composiciones representativas de otras fases determinadas por microsonda (WDS)

<b>Área</b>	<b>Mariscal</b>											
<b>Localidad</b>	<b>Mazapa</b>									<b>Motozintla</b>		
<b>Muestra</b>	<b>ACL-5-10</b>						<b>ACL-3-10</b>			<b>AC1212LCA</b>		
<b>Litología</b>	<b>Rutilmenita</b>						<b>Anorto.</b>			<b>Hornblendita</b>		
<b>Mineral</b>	<b>Sri</b>	<b>Sri</b>	<b>Sri*</b>	<b>Bdy</b>	<b>Sp*</b>	<b>Sp*</b>	<b>Clc*</b>	<b>Bt*</b>	<b>Ep*</b>	<b>Hbl*</b>	<b>Hbl*</b>	<b>Hbl*</b>
<b>ZrO<sub>2</sub> (wt%)</b>	42.001	42.026	41.528	98.67	0.222	0.521	0	1.884	-	0	0.294	0.530
<b>TiO<sub>2</sub></b>	54.046	53.768	54.991	0.11	7.471	8.078	0	2.096	0.258	0.690	1.281	1.321
<b>SiO<sub>2</sub></b>	-	-	-	-	0.264	0.27	31.407	36.364	38.565	47.123	45.818	44.365
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.084	0.087	0.738	0.2	54.867	54.208	21.769	16.04	27.17	7.256	9.239	6.994
<b>K<sub>2</sub>O</b>	-	-	-	-	-	-	0.072	11.057	0	0.534	0.623	0.978
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	0.09	-	0.471	0.45	0.023	-	0.237	0.001	0.495
<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0	0	-	-	-	-	0	0.865	-	-	-	-
<b>NiO</b>	-	-	-	-	1.512	0.979	-	-	-	0.503	0	0.069
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.031	0.036	0.027	-	0.757	1.831	0.428	0.395	0.14	0.196	0.334	0.228
<b>CaO</b>	-	-	0.041	0.02	0.335	0.522	0.217	0.173	28.628	13.353	14.392	14.449
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	-	-	0.398	-	1.192	0.295	0	0.216	0	0.696	1.019	1.036
<b>MgO</b>	-	-	0.254	0.06	8.768	7.634	20.22	11.185	0.136	12.39	10.395	12.699
<b>MnO</b>	-	-	0.172	-	0	0	0.109	0	0.068	0.32	0	1.03
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	1.389	-	1.544	0	0.468	0	-	0.348	0	0.778
<b>FeO</b>	-	-	0.462	0.04	23.067	25.192	24.86	19.701	5.035	16.352	16.604	15.028
<b>Total</b>	96.162	95.917	100.00	99.19	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Sri=srilankita, Bdy=baddeleyita, Sp=espinela, Clc=clinocloro, Bt= biotita, Ep= epidota, Hbl= hornblendita.

Resumen mineralógico de rocas de la zona Mariscal

Minerales/Roca	Zona Mariscal																													
	Complejo anortosítico Mariscal									Gneis Chipilín						Unidad Candelaria														
	Anortosita			Hornblendita			Ferrodiiorita			Rutilmenitita			zona anfibolítica			Zona diorítica			Neosoma			Zona anfibolítica			Monzonita					
	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM			
Plagioclasa	X	X	X	X	X		X	X	X				X	X	X	X	X		X			X	X	X	X			X		X
Feldespato K																			X									X		X
Cuarzo																			X					X				X		X
Clinopiroxeno				X (?)			X (?)						X (?)									X								
Hornblenda						X			X						X				X					X				X		
Rutilo	X	X	X	X	X					X	X				X									X						
Magnetita	X	X								X	X																			
Ilmenita	X	X		X			X	X		X			X									X						X		
Hematita	X	X								X																				
Apatito	X	X		X			X	X		X												X						X		X
Zircón	X	X		X					X			X																X		X
Titanita			X			X			X			X			X									X						X
Biotita			X			X			X			X			X						X			X						X
Clorita			X			X			X			X			X						X			X						X
Muscovita			X															X												
Clinocloro												X																		
Epidota			X			X			X															X						X
Baddeleyita										X																				
Srilankita											X																			

PP= Paragénesis primaria  
 PPM= Paragénesis pico metamórfico  
 PRM= Paragénesis de retrogresión metamórfica



**Resumen mineralógico de rocas de la zona Soconusco**

Minerales/Roca	Zona Soconusco																										
	Complejo anortosítico Soconusco						Unidad los Cacaos																				
	Anortosita			Hornblendita			Gabronorita			Rutilmenitita			Nelsonita			Clinopiroxenita			Zona pelítica			Zona máfica					
PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	PP	PPM	PRM	
Plagioclasa	X	X	X	X	X		X	X	X													X	X	X			
Feldespato K																						X					
Cuarzo																											
Clinopiroxeno	X (?)	X (?)					X (?)			X						X	X								X		
Hornblenda			X		X			X										X								X	
Rutilo	X	X	X	X	X					X	X						X										
Magnetita	X	X								X																	
Ilmenita	X	X	X	X			X	X		X			X	X	X			X	X						X		
Hematita	X	X								X																	
Apatito	X	X		X			X	X		X			X	X	X												
Zircón	X	X		X				X			X																
Sillimanita																							X				
Cordierita																							X				
Granate																							X				
Titanita			X		X			X			X															X	
Biotita			X		X			X			X								X							X	
Clorita			X		X			X																		X	
Muscovita			X																X								
Serpentina																		X									
Clinocloro												X															
Epidota			X		X			X																			
Baddeleyita										X																	
Srilankita											X																

PP= Paragénesis primaria  
 PPM= Paragénesis pico metamórfico  
 PRM= Paragénesis de retrogresión metamórfica



## 3. Geocronología U-Pb

Para determinar la edad del complejo anortosítico se realizaron fechamientos por el método U-Pb en zircons de 5 muestras del complejo anortosítico Mariscal-Soconusco (metagabronorita, monzonita, rutilmenitita y dos anortositas) por el método de U-Pb con LA-MC-ICPMS y LA-ICPMS. Los datos se presentan en la Tabla 7.

### 3.1 Rutilmenitita (ACL-5-10B)

Como se estableció en la petrografía, la rutilmenitita presenta zircons formados por exsolución a partir de granos de ilmenita, al igual que concentraciones de zircón dentro de lentes de clinocloro, posiblemente formados por procesos similares. Los zircons se observan de tamaños variados (10-100  $\mu\text{m}$ ), siendo muy pocos los que exhiben caras prismáticas y pirámides, presentándose la mayoría con formas anhedrales. En la imagen de cátodoluminiscencia (CL, Fig. 3.1a) se puede observar que generalmente los cristales con caras prismáticas y pirámides muestran zoneamiento (grueso), mientras que las fases amorfas u ovaladas no. Algunos zircons exhiben mayor luminiscencia que otros, especialmente los cristales amorfos y de mayor tamaño. Las concentraciones de U en todos los cristales no exceden las 4 ppm (1.2 ppm en promedio), a excepción de un sólo cristal que contiene 13 ppm. Por este motivo, la medición resulta poco confiable produciendo errores grandes.

De 33 mediciones realizadas, únicamente 10 son relativamente confiables, presentando errores de discordancia menores a 5%, con edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  que se pueden dividir en tres grupos: uno de edades entre 244 y 267 Ma, otro de edades entre 409 y 457 Ma y por último un grupo de tres zircons que arrojan edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  pan-africanas entre 512 y 550 Ma. La edad con menor error del primer grupo es de 249 Ma y del segundo 457.3 Ma. En un diagrama de concordia la edad de intercepción inferior es de  $308\pm 76$  Ma y una intercepción superior con edades poco reales de  $2315\pm 640$  (Fig. 3.2a; debe notarse que las edades de intercepción inferiores como superiores son consideradas en esta tesis sólo como edades de referencia y no como edades reales de cristalización o metamorfismo).

Considerando las relaciones de Th/U como ayuda para discriminar entre origen ígneo y metamórfico del zircón, éste muestra que ambos grupos, por lo menos en su mayoría, tienen valores que indican un origen ígneo, ya que presentan valores  $>0.2$ , siendo el grupo de edades ordovícicas el que tiene valores de la relación Th/U más altos, alcanzando hasta 30. Un solo cristal es la excepción, mostrando un valor de 0.15, cuya edad está asociada al grupo de edades permo-triásicas (Fig. 3.3a). Cabe señalar que esta muestra presenta concentraciones extremadamente bajas de U y Th, haciendo poco confiable el significado de la relación Th/U. Por otro lado, La edad obtenida por TuffZirc es de  $264^{+2.6}\%$ .

<sup>13</sup> Ma; en el mismo gráfico (Fig. 3.2a) es posible observar que existe un grupo (azul) con una edad mediana de ~450Ma.

Dadas las características texturales de los zircones, así como su geoquímica (contenido de U extremadamente bajo), se considera que las edades arrojadas en estas mediciones no representan edades de cristalización, sino, edades que están relacionadas a eventos tectonotermales que promovieron la formación de tales zircones, posiblemente debido a la transformación de baddeleyita previamente exsuelta. Para esta muestra se han considerado las edades con menor error como la edad del evento metamórfico que originó zircones con estas características químicas y texturales (~457.3 y ~249 Ma), las cuales son perfectamente correlacionables con eventos tectonotermales que afectaron al CMC.

Tabla 7. Análisis U-Pb en zircón de las muestras de la zona Mariscal y Soconusco, Chiapas, México.

Muestra	U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U	CORRECTED RATIOS <sup>2</sup>					CORRECTED AGES (Ma)					DISC %			
				<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ abs	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		±2σ	Best age (Ma)	±2σ
ACL-5-10-6	13.1	2.0	0.2	0.2816	0.0043	0.03938	0.00065	0.96234	249	4	251.9	3.6	274.1	4.3	249	4	1.15
ACL-5-10-13	2.5	2.7	1.1	0.314	0.012	0.0418	0.0014	0.99839	264	8.4	277	9.4	385	16	264	8.4	4.69
ACL-5-10-17	0.8	0.4	0.5	0.43	0.43	0.0419	0.0092	0.61982	264	5.4	356	120	850	97	264	5.4	25.84
ACL-5-10-19	3.8	5.1	1.3	0.309	0.0096	0.042	0.0014	0.99479	265.4	8.6	274.2	7.6	339.4	6.3	265.4	8.6	3.21
ACL-5-10-23	0.5	15.8	30.1	0.567	0.069	0.0694	0.0066	0.68575	432	39	453	38	556	5.4	432	39	4.64
ACL-5-10-26	1.2	2.6	2.3	0.669	0.115	0.0827	0.011	0.9911	512	51	524	74	559	120	512	51	2.29
ACL-5-10-27	0.3	0.8	3.0	0.536	0.078	0.0657	0.0089	0.81069	409	5.4	428	51	640	130	409	5.4	4.44
ACL-5-10-30	0.2	0.8	3.4	0.95	0.46	0.092	0.029	0.96863	550	160	560	190	800	240	550	160	1.79
ACL-5-10-33	2.4	7.1	3.0	0.295	0.14	0.0397	0.003	0.74614	251	19	262	83	477	300	251	19	4.20
ACL-5-10-37	0.3	1.5	4.6	1.9	1.9	0.1	0.034	0.94521	521	95	610	120	930	210	521	95	14.59
ACL-5-10-38	0.5	1.1	2.1	0.384	0.4	0.0466	0.0086	0.51363	294	51	339	150	481	350	294	51	13.27
ACL-5-10-43	3.7	6.8	1.8	0.305	0.011	0.0398	0.0011	0.80492	251.4	6.9	269	8.3	369	23	251.4	6.9	6.54
ACL-5-10-44	4.2	6.5	1.5	0.605	0.014	0.07352	0.00086	0.84251	457.3	5.2	483.9	8.6	601	25	457.3	5.2	5.50
ACL-5-10-45	2.6	3.0	1.1	0.319	0.011	0.04223	0.0009	0.41721	266.6	5.6	280.9	8.3	352	18	266.6	5.6	5.09
ACL-5-10-11	8	65	8.13	0.306	0.039	0.04186	0.00092	0.17244294	264.3	5.7	269	28	560	200	264.3	5.7	1.75
ACL-5-10-16	3	6	2.00	0.35	0.085	0.0386	0.0018	0.19201463	244	11	316	62	990	480	244	11	22.78
ACL-5-10-25	6	2	0.33	0.439	0.094	0.0609	0.0024	0.74462	381	15	363	62	840	280	381	15	-4.96
ACL-5-10-44	1	2	2.00	0.61	0.27	0.0476	0.0055	0.70742	299	33	360	180	1760	850	299	33	16.94
ACL-5-10-2	1	2	2.00	2.4	1.3	0.071	0.024	0.69921	440	140	1200	460	3710	820	440	140	63.33
NF1302AG	530	41	0.08	0.537	0.028	0.0695	0.002	0.49	433	12	436	17	420	180	433	12	0.69
NF1302AG-3	19	4	0.21	1.16	0.12	0.1307	0.0048	0.81	792	28	784	61	1040	300	792	28	-1.02
NF1302AG-4	242	276	1.14	0.596	0.028	0.0764	0.0019	0.53	475	11	474	18	460	130	475	11	-0.21
NF1302AG-5	32	11	0.34	1.01	0.16	0.1195	0.0039	0.93	728	22	704	92	550	270	728	22	-3.41
NF1302AG-6	51	13	0.25	0.562	0.06	0.072	0.0024	0.92	448	14	445	37	890	120	448	14	-0.67
NF1302AG-8	14	5	0.36	1.31	0.22	0.1192	0.0021	0.83	726	12	820	88	1080	250	726	12	11.46
NF1302AG-10	17	4	0.24	1.34	0.18	0.1451	0.0034	0.81	873	19	833	81	1120	240	873	19	-4.80
NF1302AG-11	194	60	0.31	1.057	0.061	0.115	0.0055	0.74	702	32	732	30	800	110	702	32	4.10
NF1302AG-12	16	8	0.50	1.5	0.18	0.1515	0.0047	0.93	909	27	899	84	1220	200	909	27	-1.11
NF1302AG-13	101	56	0.55	1.417	0.081	0.1492	0.0032	0.54	896	18	895	34	820	130	896	18	-0.11
NF1302AG-14	20	8	0.40	0.77	0.19	0.0927	0.0033	0.96	572	19	540	120	1280	280	572	19	-5.93
NF1302AG-2	108	4	0.04	0.245	0.029	0.0383	0.0015	0.50	242.4	9	218	19	900	140	242.4	9	-11.19

Tabla 7. (continuación).

Muestra	CORRECTED RATIOS <sup>2</sup>										CORRECTED AGES (Ma)										
	U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2s abs	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±2s	Best age (Ma) ±2s	Disc %	U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2s	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2s	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±2s	Best age (Ma) ±2s
L11307A	1169	959	0.82	0.301	0.039	0.043	0.0032	0.70	272	19	267	27	230	550	272	19	-1.87				
L11307A-1	546	318	0.58	0.516	0.019	0.0692	0.002	0.63	431	12	422	13	390	130	431	12	-2.13				
L11307A-3	1455	141	0.10	0.276	0.099	0.0397	0.0097	0.86	251	60	248	62	234	94	251	60	-1.21				
L11307A-4	1556	159	0.10	0.2733	0.0093	0.0389	0.0013	0.34	246.3	7.8	245.3	7.3	228	43	246.3	7.8	-0.41				
L11307A-5	434	41	0.09	0.3	0.037	0.0405	0.0038	0.12	236	23	267	26	310	110	256	23	4.12				
L11307A-7	297	58	0.20	0.475	0.069	0.0649	0.0037	0.23	405	22	394	40	330	130	405	22	-2.79				
L11307A-8	1062	115	0.11	0.28	0.026	0.03936	0.00079	0.80	248.8	4.9	251	19	250	390	248.8	4.9	0.88				
L11307A-9	570	225	0.39	0.567	0.019	0.0734	0.0016	0.74	456.4	9.4	457	12	440	110	456.4	9.4	0.13				
L11307A-10	319	203	0.64	0.499	0.032	0.0664	0.0035	0.55	415	21	411	21	380	160	415	21	-0.97				
L11307A-11	287	80	0.28	0.4	0.015	0.0542	0.0012	0.14	340.1	7.5	341	11	269	84	340.1	7.5	0.26				
L11307A-12	1418	117	0.08	0.2855	0.0075	0.04039	0.0008	0.56	255.3	4.9	255	5.9	240	100	255.3	4.9	-0.12				
L11307A-13	1614	205	0.13	0.29	0.066	0.0419	0.0023	0.27	265	14	259	43	190	910	265	14	-2.32				
L11307A-14	712	259	0.36	0.49	0.66	0.065	0.01	0.87	406	60	410	190	370	730	406	60	0.98				
L11307A-15	538	265	0.49	0.541	0.021	0.0703	0.0018	0.60	438	10	439	14	420	140	438	10	0.23				
L11307A-16	908	89	0.10	0.291	0.051	0.0417	0.0051	0.60	264	31	260	35	140	100	264	31	-1.54				
L11307A-17	746	33	0.04	0.27	0.08	0.037	0.0085	0.59	234	50	243	50	320	110	234	50	3.70				
L11307A-18	1328	84	0.06	0.283	0.041	0.0399	0.0045	0.87	232	28	253	29	180	150	252	28	0.40				
L11307A-1	1612	122	0.08	0.263	0.029	0.0376	0.0015	0.30	238	9.1	237	21	180	790	238	9.1	-0.42				
BR1302ACB-2	627	20	0.03	0.541	0.037	0.0704	0.0016	0.70706	438.8	9.3	439	23	400	110	438.8	9	0.05				
BR1302ACB-4	354	471	1.33	0.908	0.058	0.0954	0.0017	0.093903	587.6	9.8	656	30	886	98	587.6	10	10.43				
BR1302ACB-6	380	12	0.03	0.541	0.033	0.0705	0.0012	0.94527	439.2	7.2	439	21	420	110	439.2	7	-0.05				
BR1302ACB-7	334	375	1.12	0.803	0.048	0.0976	0.0016	0.40131	600.2	9.6	598	27	570	100	600.2	10	-0.37				
BR1302ACB-8	251	418	1.67	0.798	0.055	0.0975	0.0018	0.49116	599	10	596	30	590	110	599.0	10	-0.50				
BR1302ACB-11	90	120	1.33	0.844	0.051	0.1017	0.0017	0.19403	624.5	9.8	621	28	570	110	624.5	10	-0.56				
BR1302ACB-12	57	54	0.95	0.888	0.057	0.1018	0.0017	-0.31508	624.9	9.8	645	31	670	110	624.9	10	3.12				
BR1302ACB-13	518	67	0.13	0.644	0.042	0.0724	0.0013	0.29837	450.4	7.9	505	27	720	110	450.4	8	10.81				
BR1302ACB-14	69	25	0.36	0.816	0.053	0.072	0.0012	0.29343	448	7.1	605	29	1230	97	448.0	7	25.95				
BR1302ACB-15	141	4	0.03	0.636	0.039	0.0723	0.0012	-0.000645	450.3	7.2	500	24	700	100	450.3	7	9.94				
BR1302ACB-16	583	79	0.14	0.571	0.034	0.0739	0.0012	0.68952	459.5	7.1	459	22	460	110	459.5	7	-0.11				
BR1302ACB-17	513	819	1.60	0.858	0.059	0.1024	0.0026	0.4321	629	15	629	31	600	120	629.0	15	0.00				
BR1302ACB-18	91	2	0.02	0.546	0.034	0.0705	0.0011	-0.11224	439.5	6.9	442	23	420	110	439.5	7	0.57				
BR1302ACB-19	180	22	0.12	0.551	0.042	0.069	0.0015	0.68269	430	9	445	26	490	130	430.0	9	3.37				
BR1302ACB-20	514	299	0.58	0.534	0.032	0.0705	0.0011	0.52893	439	6.7	435	21	420	110	439.0	7	-0.92				
BR1302ACB-21	318	445	1.40	0.805	0.049	0.0977	0.0016	-0.034525	600.9	9.2	600	28	560	100	600.9	9	-0.15				

Tabla 7. (continuación).

Muestra	CORRECTED RATIOS <sup>2</sup>				CORRECTED AGES (Ma)				Disc %							
	U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2s abs	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2s		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2s	Best age (Ma) ±2s					
BR1302ACB-22	325	619	1.90	0.863	0.052	0.1031	0.0017	632.7	9.9	632	29	610	100	632.7	10	-0.11
BR1302ACB-23	41	19	0.46	0.659	0.046	0.0758	0.0013	471.2	7.6	519	26	680	110	471.2	8	9.21
BR1302ACB-24	175	34	0.19	0.573	0.035	0.0715	0.0012	445.2	7	460	22	510	100	445.2	7	3.22
BR1302ACB-25	373	467	1.25	0.821	0.052	0.099	0.0016	608.6	9.3	609	29	610	100	608.6	9	0.07
BR1302ACB-26	219	6	0.03	0.568	0.035	0.0708	0.0013	441	7.5	456	22	510	100	441.0	8	3.29
BR1302ACB-28	151	3	0.02	0.562	0.036	0.0724	0.0012	450.9	7.2	453	23	470	110	450.9	7	0.46
BR1302ACB-30	167	3	0.02	0.546	0.033	0.0701	0.0013	436.5	7.6	442	22	500	110	436.5	8	1.24
BR1302ACB-31	317	3	0.01	0.548	0.033	0.0712	0.0012	443.2	7.5	444	22	400	110	443.2	8	0.18
BR1302ACB-32	353	554	1.57	0.769	0.052	0.0944	0.0021	582	17	579	31	550	110	582.0	17	-0.52
BR1302ACB-34	173	2	0.01	0.725	0.057	0.07	0.0014	436.3	8.3	553	31	1020	130	436.3	8	21.10
BR1302ACB-35	243	206	0.85	0.778	0.046	0.0948	0.0016	584.1	9.3	584	27	570	100	584.1	9	-0.02
BR1302ACB-36	778	1100	1.41	0.823	0.072	0.0992	0.0065	610	40	610	38	570	100	610.0	40	0.00
BR1302ACB-37	298	9	0.03	0.558	0.035	0.0717	0.0014	446.2	8.4	450	23	430	110	446.2	8	0.84
BR1302ACB-38	272	6	0.02	0.572	0.035	0.0739	0.0012	459.7	7.2	459	23	440	110	459.7	7	-0.15
BR1302ACB-39	550	98	0.18	0.551	0.034	0.0704	0.0015	438.7	8.8	446	22	440	110	438.7	9	1.64
BR1302ACB-40	180	6	0.03	0.6	0.043	0.0746	0.0015	464.1	9.1	477	26	580	110	464.1	9	2.70
BR1302ACB-1	503	348	0.69	0.568	0.036	0.0713	0.0012	444.2	7.3	457	23	480	110	444.2	7	2.80
Monz-Mzrp1-7	157	85.1	0.54	0.3107	2.19	0.04332	1.53	273.4	4.2	274.7	6.0	284	6.0	273.4	4.2	0.47
Monz-Mzrp1-8	263.1	140	0.53	0.3059	1.69	0.04301	1.40	271.4	3.8	271	4.6	271	4.3	271.4	3.8	-0.15
Monz-Mzrp1-9	753	874	1.16	0.307	1.88	0.04239	1.68	267.6	4.5	271.8	5.1	306.3	4.5	267.6	4.5	1.55
Monz-Mzrp1-10	160.7	134.1	0.83	0.3085	2.13	0.04297	1.54	271.2	4.2	273	5.8	301	6.9	271.2	4.2	0.66
Monz-Mzrp1-11	161.9	82.1	0.51	0.324	1.43	0.045073	1.20	284.2	3.4	285	4.1	292.9	4.2	284.2	3.4	0.28
Monz-Mzrp1-15	319	91	0.29	0.2986	1.64	0.041	1.61	259.1	4.2	265.6	4.3	320	4.5	259.1	4.2	2.45
Monz-Mzrp1-16	437	392	0.90	0.3171	2.01	0.0442	1.59	278.8	4.4	279.7	5.6	303.1	4.8	278.8	4.4	0.32
Monz-Mzrp1-17	507	294.9	0.58	0.3089	1.74	0.04332	1.39	273.4	3.8	273.3	4.8	273.8	4.0	273.4	3.8	-0.04
Monz-Mzrp1-18	468	278	0.59	0.318	1.69	0.04434	1.36	279.65	3.8	280.4	4.7	287.3	4.4	279.65	3.8	0.27
Monz-Mzrp1-19	155	81.9	0.53	0.3029	1.92	0.04212	1.45	266	3.9	268.6	5.2	279.9	6.1	266	3.9	0.97
Monz-Mzrp1-23	462	501	1.08	0.2976	1.84	0.04036	1.47	255.1	3.8	264.5	4.9	348.1	5.4	255.1	3.8	3.55
Monz-Mzrp1-24	149.2	81.4	0.55	0.3056	1.46	0.042707	1.22	269.59	3.3	270.8	3.9	288.1	4.5	269.59	3.3	0.45
Monz-Mzrp1-25	126.2	86.7	0.69	0.3195	1.78	0.04429	1.41	279.4	3.9	281.5	5.0	312.8	5.8	279.4	3.9	0.75
Monz-Mzrp1-26	186	107	0.58	0.3052	1.59	0.04271	1.56	269.6	4.2	270.5	4.3	284.2	4.1	269.6	4.2	0.33
Monz-Mzrp1-27	153.5	94.4	0.61	0.3093	2.03	0.04328	1.35	273.1	3.7	274.2	5.6	289	5.2	273.1	3.7	0.40

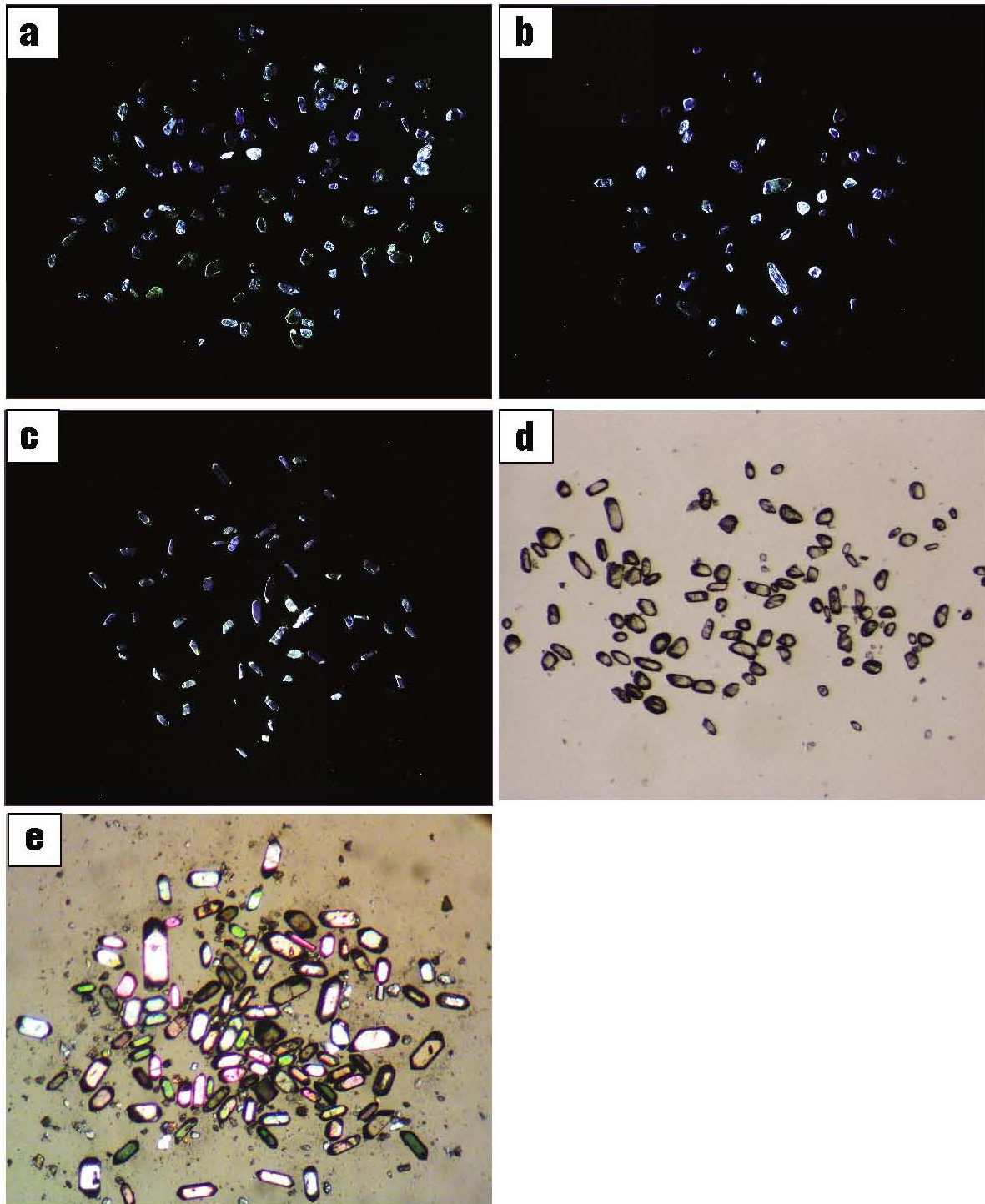
1: U and Th concentrations are calculated employing the 91500 external standard zircon as in Paton et al., 2010, Geochemistry, Geophysics, Geosystems.

2: 2 sigma uncertainties propagated according to Paton et al., 2010, Geochemistry, Geophysics, Geosystems

<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb ratios, ages and errors are calculated according to Petrus and Kamber, 2012, Geostandards Geanalytical Research

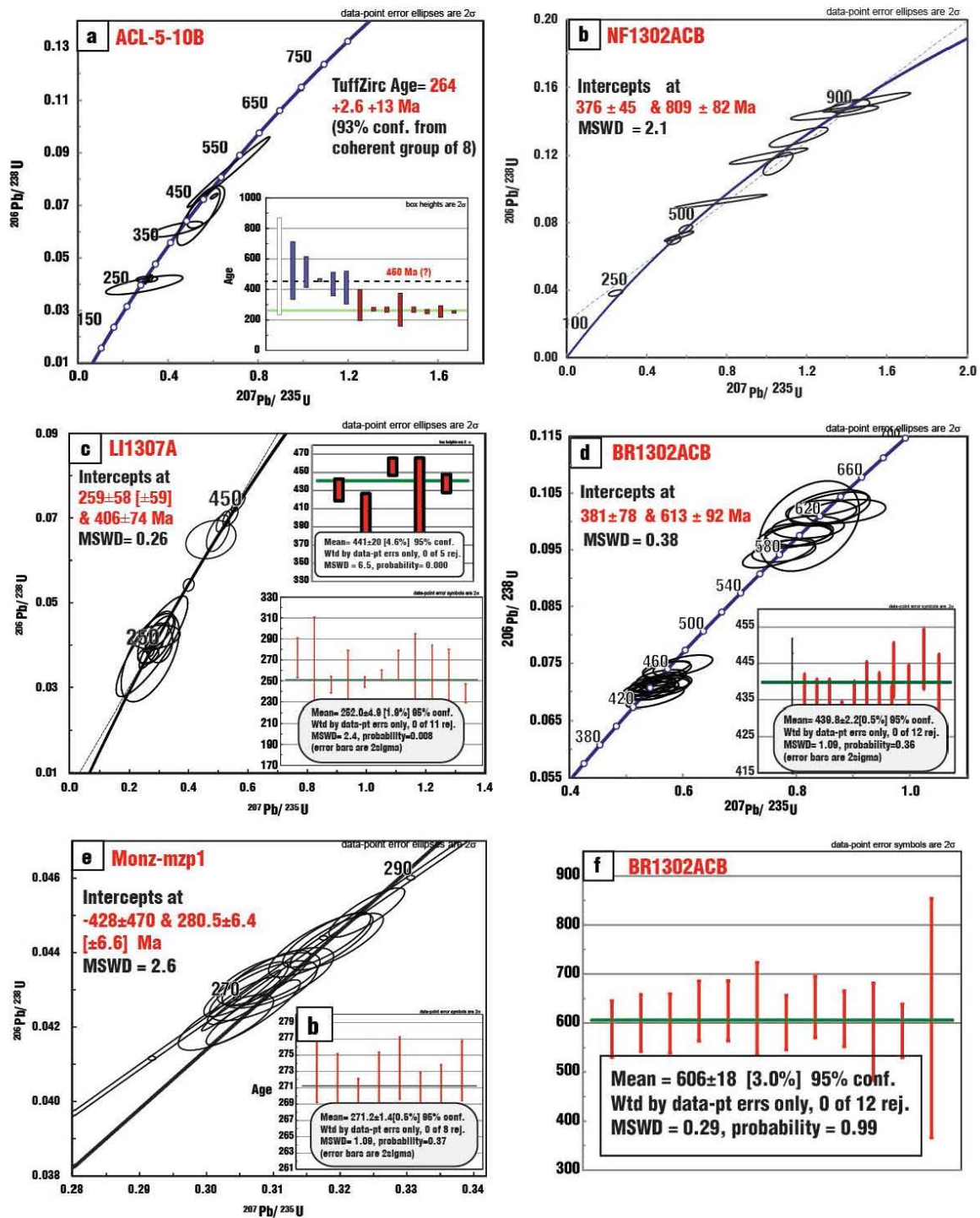
Analyzed spots were 23 micrometers, using an analytical protocol modified from Solari et al., 2010, Geostandards Geanalytical Research.

Data measured employing a Thermo Neptune Plus MC-ICPMS coupled to a Resonetics, Resolution M050 excimer laser workstation.

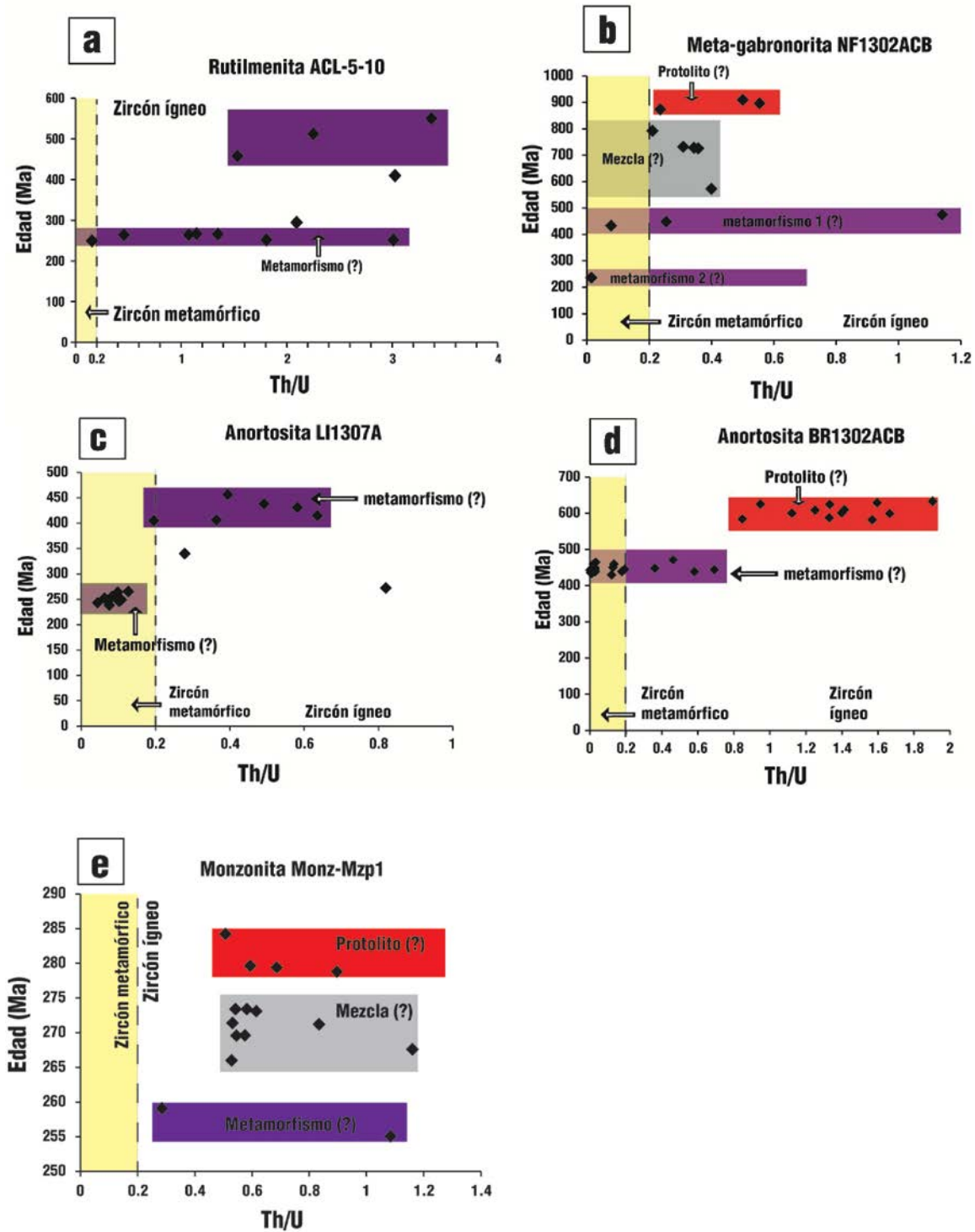


**Fig. 3.1.** *Imágenes de cátodoluminiscencia de zircones. Zircones separados de las muestras de (a) rutilmenitita ACL-5-10B, (b) meta-gabronorita NF1302ACB (c) anortosita LII307A, (d) anortosita BR1202ACB y (e) monzonita Monz-Mzp1.*





**Fig. 3.2.** Diagramas de Wetherill para relaciones isotópicas U-Pb en zircons. (a) rutilmenitita ACL-5-10B, (b) meta-gabronorita NF1302ACB, (c) anortosita LI1307A, (d) anortosita BR1302ACB, (e) monzonita Monz-Mzp1 y (f) mediana ponderada para grupo Pan-Africano de muestra BR1302ACB. Dentro de los recuadros se presenta la mediana de las edades calculadas con el algoritmo TuffZirc de Ludwig y Mundil (2002).



**Fig. 3.3.** Relación de Edad vs Th/U para la discriminación entre zirrones magmáticos y metamórficos a) Rutilmenita ACL-5-10 b) meta-gabronorita NF1302ACB c) anortosita LI1307A d) anortosita BR1302ACB y e) monzonita Monz-Mzp1.

## 3.2 Meta-gabronorita (NF1302ACB)

De la muestra de meta-gabronorita se pudieron separar 55 cristales de zircón. Cabe mencionar que esta muestra presenta pequeños lentes abudados de anortosita (ver sección de geología), los cuales no fueron separados durante la molienda para la extracción de zircones. De forma muy similar a la muestra de rutilmenitita, bajo el microscopio, la meta-gabronorita presenta zircones que correspondan al proceso de exsolución asociado a ilmenita; estos zircones se observan con formas redondas a ovaladas y tamaños pequeños.

La morfología de los cristales separados es variada al igual que los tamaños. Los cristales de mayor tamaño se observan con formas euédrales con caras y pirámides bien definidas al igual que con cierto zoneamiento; los de menor tamaño son anhédrales, con mayor luminiscencia y sin zoneamiento aparente (Fig. 3.1b).

En el diagrama de concordia (Fig. 3.2b) la intersección inferior es de  $376 \pm 45$  Ma y la superior de  $809 \pm 82$  Ma. De los 12 spots analizados, 3 son de edad ordovícica-silúrica (433-475 Ma), 5 están entre los 572 y 792 Ma, los cuales son interpretadas como edades debido a pérdida de Pb por eventos metamórficos posteriores, o bien, mezcla durante la medición. Un sólo spot presenta edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $242.4 \pm 9$  Ma, aunque es 11% discordante. 3 datos presentan edades entre  $873 \pm 19$  y  $909 \pm 27$  Ma.

El contenido de U en estos zircones es más elevado que los encontrados en la rutilmenitita, variando de 14 a 530 ppm. A excepción de 4 spots, la mayoría de mediciones presentan concentraciones de  $U \leq 51$  ppm. Las relaciones Th/U a excepción de un spot son  $> 0.2$ , aunque no mayores a 1.1, tal como se puede observar en la Figura 3.3b.

Las edades silúricas-ordovícicas (433-475 Ma), así como la edad triásica ( $242.4 \pm 9$  Ma) son consideradas en este trabajo como edades que representan eventos metamórficos, ya que (1) se han observado zircones generados a partir de exsolución de granos ilmenita y (2) la edades son coincidentes con la historia tectonotermal del CMC; por lo tanto, la edad que podría acercarse a la edad de cristalización del protolito es la de  $909 \pm 27$  Ma, siendo una posibilidad que esta edad haya sufrido pérdida Pb, siendo la verdadera edad de cristalización aún más antigua.

## 3.3 Anortosita (LI1307A)

De esta muestra se separaron alrededor de 50 zircones con tamaños entre 100-200  $\mu\text{m}$ , de los cuales se analizaron 18 spots. Todos los zircones presentan formas prismáticas y no exhiben un zoneamiento aparente (Fig. 3.1c). Su luminiscencia es baja en todos los cristales. El contenido de uranio en los zircones es el más alto de todas las muestras analizadas ya que están en un rango entre 287 a 1614 ppm. La muestra presenta edades que pueden dividirse en dos grupos. Un grupo con edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ordovícicas-silúricas de

431-456 Ma y otro con edades pérmicas de 249-272 Ma. Para esta muestra las edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  son casi siempre menores que las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

En el diagrama de concordia la discordia tiene un intercepción inferior en  $259\pm 58$  Ma y una superior de  $406\pm 74$  Ma (Fig. 3.2c). Del grupo de zircons ordovícicos (5 spots) la edad promedio ponderada es de  $441\pm 20$  Ma (MWSD= 6.5, 95% conf.) y del grupo permo-triásico es de  $251\pm 4.9$  Ma, a partir de un grupo de 11 spots (MSWD=2.4, 95% conf.).

Las edades jóvenes presenta un mayor enriquecimiento de U (750-1600 ppm), mientras que el grupo de mayor edad varía entre 280 y 550 ppm. Las relaciones Th/U muestran una marcada diferencia entre zircons ordovícicos y los permo-triásicos como se observa en la Figura 3.3c. Todos los spots con edad permo-triásica presentan relaciones  $\text{Th}/\text{U} \leq 0.2$ , lo que podría indicar un origen metamórfico, mientras que los zircons con edades ordovícicas presentan relaciones Th/U entre 0.3 a 0.8, sugiriendo edades ígneas, aunque un spot tiene una relación menor a 0.2 (Fig. 3.3c). Ambas edades son coincidentes con los eventos metamórficos que ha sufrido el CMC; por lo último, y siguiendo la evidencia de fechamiento en las otras muestras, ambas edades de esta anortosita son consideradas como edades metamórficas.

### 3.4 Anortosita (BR1302ACB)

De esta muestra se obtuvieron más de 100 cristales, de los cuales la mayoría presentan terminaciones redondeadas, o bien son equidimensionales (redondos; 100  $\mu\text{m}$ ), aunque cabe señalar que un grupo importante se observa con formas prismáticas, generalmente fragmentados y con pirámides bien definidas, con tamaños entre 150 y 250  $\mu\text{m}$  (Fig. 3.1d); Las edades obtenidas (33 spots analizados) muestran una división de datos en dos grupos, uno con edades  $\sim 600$  Ma y otro con edades de  $\sim 450$  Ma. Ambos grupos mostrando edades concordantes.

En el diagrama de concordia la intersección superior se encuentra en  $613\pm 92$  Ma mientras la inferior en  $381\pm 78$  Ma (fig. 3.2d). La edad mediana ponderada  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  para el grupo más joven es de  $439.8 \pm 2.2$  Ma con un MWSD=6.5, utilizando un grupo constituido por 5 mediciones y se interpreta como una edad metamórfica, mientras que la edad de cristalización tiene una mediana ponderada a partir de 12 mediciones de  $606\pm 18$  Ma con un MSWD=0.26 (95% conf.; Fig. 3.2f).

El contenido de uranio en los zircons varía entre 40 a 700 ppm. Las edades más jóvenes ( $\sim 450$  Ma) presentan un enriquecimiento mayor en Th y una relación baja de Th/U, mostrándose la mayoría por debajo de 0.2 (origen metamórfico (?); Fig. 3.3d), mientras que el grupo de  $\sim 600$  Ma muestran relaciones Th/U en todos los casos mayores a 0.2, sugiriendo un origen ígneo.

### 3.5 Monzonita (Monz-Mzp1)

La muestra de monzonita contiene cristales euhedrales prismáticos y de tamaños que varían en un rango de 100-250  $\mu\text{m}$  (Fig. 3.1e). El contenido de U de los cristales varía entre 123 a 753 ppm. Todas las relaciones Th/U caen en el campo de zircón de origen ígneo ( $>0.2$ ). No se cuenta con imágenes de cátodoluminiscencia de esta muestra.

Los datos obtenidos son los más homogéneos de entre todas las muestras analizadas. Un grupo de 9 spots tienen edades entre 266 y 273 Ma. Cuatro spots tienen edades entre 279 y 284 Ma, mientras que dos edades están en el rango de 255 a 260 Ma. En el diagrama de concordia (Fig. 3.2e) la intercepción superior es de  $280.5 \pm 6.4$  Ma, lo cual podría considerarse como a edad de cristalización de esta roca. La edad mediana ponderada es de  $271.2 \pm 1.4$  Ma con un  $\text{MWSD}=1.09$  a partir de un grupo constituido de 8 mediciones. La edad mediana es una edad típica de las rocas del Batolito de Chiapas.



## 4. Geoquímica

El Complejo Macizo de Chiapas se caracteriza por tener rocas geoquímicamente heterogéneas, donde la proporción de rocas ácidas supera ampliamente a las rocas básicas.

Estrada-Carmona *et al.* (2012) sugieren que las rocas anfibolíticas del CMC se pueden diferenciar en dos grupos, uno con #Mg en un rango de 0.28-0.34 con bajos contenidos de Ni y Cr y contenidos abundantes de elementos incompatibles como Zr y P. Por sus REE este grupo es mucho más fraccionado, con enriquecimiento en LREE y patrones planos o empobrecidos ligeramente de HREE. El segundo grupo tiene un #Mg en un rango de 0.20-0.37, con concentraciones altas de Ni y Cr y abundancias menores de elementos incompatibles respecto al primer grupo. Los patrones de REE son poco fraccionados. Pompa-Mera (2009) analizó anfibolitas dentro de la zona Mariscal, las cuales presentan firmas de REE dentro del primer grupo. Las secuencias anfibolíticas se encuentran espacialmente asociadas a las anortositas en ambas zonas. Estos datos ofrecen un indicio de que la porción máfica que compone al CMC puede separarse por el momento en al menos dos grupos y por lo tanto éstos pueden tener una petrogénesis diferente.

### 4.1 Elementos Mayores y traza

La Tabla 8 expone los análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y traza, incluyendo tierras raras a partir de una serie de 17 muestras obtenidas en las zonas Mariscal y Soconusco. Con fines comparativos, se utilizaron datos geoquímicos de rocas de la misma zona del CMC obtenidos por Estrada-Carmona (2012), Pompa-Mera (2009) y Salazar-Juárez (2008), por una posible asociación petrogenética con el complejo anortosítico.

Aunque la mayoría de los diagramas utilizados en este capítulo son para rocas ígneas, se utilizan en este trabajo que contiene rocas metamórficas, con base en la idea general de que durante el metamorfismo la química del protolito permanece generalmente constante.

#### 4.1.1 CIPW

A partir de los datos geoquímicos de elementos mayores se realizó la norma CIPW que se ilustra en la Figura 4.1a. En el diagrama de Streckeisen (1976) normativo se observa que las anortositas y hornblendita-anfibolitas quedan en el campo de anortositas, a excepción de la muestra de meta-gabronorita enriquecida en óxidos de Ti-Fe y apatito,

**Tabla 8.** Datos geoquímicos de elementos mayores y traza en roca total de la zona Mariscal y Soconusco.

Área Localidad	Motozintla									Guatemala			Acacoyagua				
	Mazapa				San Lucas	Las Cruces	El Canibal	Las Brisas		Nueva Francia		La Libertad		La Fortuna			
Litología	Anortosita	Anortosita	Anortosita	Anorto. Gabro.	Hornblendita	Monzonita	Monzonita	Ferrodiorita	Óxidos de Ti-Fe	Anortosita	Anortosita	Anfibolita	Gabro. Ox-Ap	Anor. Ultramilo	Oz-Anorto	Óxidos de Ti-Fe	Gneis Oz-Fks
Muestra	ACL-3-10	ACL-2-10	ACL-5-10	ACL-6-10	MA1307A	M2-10	Monz-Mzp1	ACL120709	AC1212LCG	AC1112GUA	BR1302ACB	BRH1202E	NF1302ACB	NF1302ACC	LH1307A	LH1307B	F01307A
SiO <sub>2</sub> (wt%)	58.74	60.54	56.46	52.60	47.05	54.65	63.56	44.59	1.17	58.65	59.16	52.44	35.07	58.06	72.50	1.05	76.064
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.18	0.34	1.77	1.52	0.89	0.47	3.71	45.24	0.25	0.14	0.97	9.04	0.87	0.05	60.31	0.055
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.47	22.62	25.04	19.98	15.05	17.26	17.13	13.91	2.24	24.58	25.36	9.55	11.15	17.55	17.13	1.99	13.364
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	0.77	0.79	2.06	8.33	11.34	7.05	3.98	15.20	53.42	0.96	0.51	11.70	19.28	7.73	0.52	37.87	0.608
MnO	0.01	0.01	0.01	0.11	0.18	0.27	0.11	0.27	0.63	0.02	0.01	0.21	0.20	0.14	0.01	0.29	0.017
MgO	0.16	0.38	0.07	1.59	9.62	3.74	1.07	5.24	0.89	0.19	0.11	10.76	6.72	2.62	0.17	1.08	0.104
CaO	6.72	5.13	7.48	7.05	9.90	3.87	4.19	9.36	0.02	7.13	6.57	10.46	8.82	5.46	3.31	0.00	0.879
Na <sub>2</sub> O	6.33	7.33	6.14	4.51	2.62	2.58	4.05	3.33	0.01	6.83	6.80	2.30	1.76	4.11	5.78	0.00	3.187
K <sub>2</sub> O	1.25	1.23	1.01	2.00	0.73	3.36	4.13	0.45	0.02	0.75	0.92	0.42	2.56	2.33	0.53	0.21	5.403
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.04	0.07	0.97	0.33	0.20	0.19	1.03	0.02	0.19	0.05	0.19	3.79	0.39	0.04	0.03	0.006
LOI	1.28	1.66	1.04	0.78	1.65	5.85	1.18	2.71	-3.54	0.47	0.53	0.90	1.73	0.53	0.22	-2.54	0.2
<b>Total</b>	<b>99.92</b>	<b>99.92</b>	<b>99.71</b>	<b>99.70</b>	<b>100.00</b>	<b>99.71</b>	<b>100.05</b>	<b>99.84</b>	<b>100.12</b>	<b>100.01</b>	<b>100.16</b>	<b>99.90</b>	<b>100.11</b>	<b>99.81</b>	<b>100.26</b>	<b>100.29</b>	<b>99.887</b>
Sc (ppm)	0.34	-	-	-	25.48	-	4.69	21.21	56.22	0.58	0.39	50.72	22.89	-	0.39	97.17	0.87
Be	0.54	-	-	-	1.27	-	2.83	1.49	0.14	1.38	0.44	1.17	0.41	-	3.28	0.37	3.12
V	8.19	18.00	10.00	5.00	216.82	97.00	60.62	261.14	1707.56	11.91	6.69	270.21	421.51	609.00	5.49	1730.51	4.68
Cr	75.08	10.00	22.00	12.00	449.23	48.00	123.54	35.41	477.47	114.18	60.29	227.46	64.07	131.00	112.37	1341.57	97.41
Co	0.89	83.00	8.00	12.00	48.50	17.00	9.42	35.55	104.75	0.96	0.78	41.51	49.01	18.00	0.59	89.22	0.43
Ni	3.19	24.00	14.00	7.00	221.88	15.00	5.58	16.18	168.64	3.38	1.86	117.93	78.16	5.00	1.98	137.14	1.53
Cu	7.55	32.00	40.00	43.00	47.54	43.00	11.32	38.27	161.15	8.59	8.28	26.70	78.41	0.07	7.21	192.56	7.87
Zn	3.09	35.00	157.00	135.00	98.70	186.00	50.93	125.73	406.14	4.64	3.51	124.79	196.41	95.00	3.63	441.84	8.84
Ga	18.07	-	-	-	16.83	-	19.25	20.59	16.88	20.53	17.13	14.22	18.37	-	15.64	7.91	18.97
Rb	10.96	43.00	25.00	32.00	10.88	135.00	84.80	9.93	-0.06	4.15	3.48	5.35	55.91	58.00	5.11	5.48	138.24
Sr	1112.00	1170.00	1139.00	891.00	485.56	360.00	893.40	608.89	4.32	1136.19	1046.00	422.03	446.74	667.00	372.33	2.87	88.12
Y	0.86	16.00	3.00	26.00	26.19	33.00	21.49	38.53	0.89	4.82	0.83	19.76	40.43	23.00	5.44	0.55	11.70
Zr	7.69	166.00	144.00	187.00	148.22	53.00	174.32	210.87	531.74	38.81	5.34	75.96	209.67	700.00	42.09	648.97	81.95
Nb	0.62	13.00	0.70	14.00	63.54	17.00	18.65	65.52	46.12	2.26	0.53	6.81	16.22	-	3.57	64.15	16.84
Mo	0.63	-	-	-	1.27	-	1.31	1.07	1.10	1.24	0.51	0.58	0.58	-	0.89	3.17	0.69
Sn	0.18	-	-	-	1.03	-	1.15	1.48	1.64	0.30	0.11	0.97	0.76	0.00	0.23	1.59	0.49
Sb	0.04	-	-	-	0.07	-	0.08	0.23	0.10	0.04	0.04	0.43	0.06	-	0.03	0.16	0.03
Cs	0.41	-	-	-	0.21	-	1.07	0.68	0.02	0.08	0.07	0.06	2.40	-	0.09	0.25	0.50
Ba	466.56	707.00	535.00	1635.00	376.33	9236.00	2677.42	233.80	3.77	231.21	432.97	129.17	789.36	11.00	65.11	11.08	69.41
Hf	0.14	-	-	-	3.29	-	4.23	4.92	11.65	0.88	0.09	2.38	4.89	-	1.35	16.75	6.24
Ta	0.05	-	-	-	3.35	-	0.87	3.96	2.82	0.14	0.05	0.36	0.95	-	0.35	4.32	1.55
W	0.33	-	-	-	0.37	-	0.14	0.89	1.26	0.18	0.52	1.06	0.80	-	0.09	1.55	0.27
Tl	0.14	-	-	-	0.08	-	0.52	0.12	0.00	0.05	0.03	0.03	0.38	-	0.05	0.04	0.87
Pb	4.06	107.00	21.00	14.00	3.03	21.00	16.61	6.86	1.58	5.39	2.26	1.81	2.60	10.00	8.92	1.50	22.01
Th	0.16	0.00	3.00	3.00	4.06	8.00	10.67	3.63	0.04	0.62	3.01	1.53	0.19	3.00	1.39	0.06	5.19
U	0.06	-	-	-	1.16	-	2.50	1.09	0.06	0.22	0.10	1.03	0.27	-	0.55	0.21	6.05

**Nota:** los óxidos de elementos mayores se presentan en wt%, mientras que elementos traza y tierras raras en ppm.



**Tabla 8.** (continuación)

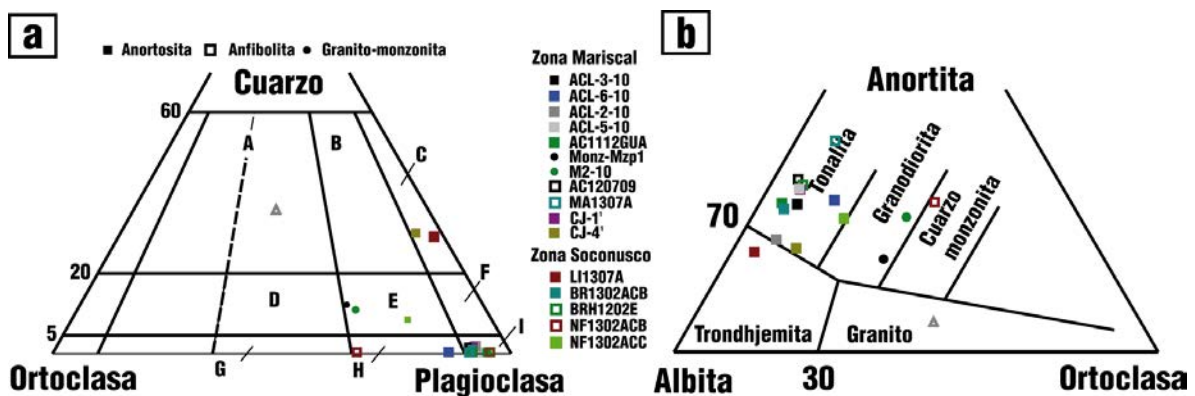
Área Localidad Litología Muestra	Motozintla								Guatemala			Acacoyagua					
	Mazapa				San Lucas				Las Cruces	El Canibal	Las Brisas		Nueva Francia		La Libertad		La Fortuna
	Anortosita ACL-3-10	Anortosita ACL-2-10	Anortosita ACL-5-10	Anorto. Gabro. ACL-6-10	Hornblendita MA1307A	Monzonita M2-10	Monzonita Monz-Mzp1	Ferrodiorita ACL120709	Óxidos de Ti-Fe AC1212LCG	Anortosita AC11126UA	Anortosita BR1302ACB	Anfibolita BRH1202E	Gabro. Ox-Ap NF1302ACB	Anor. Ultramilo. NF1302ACC	Oz-Anorto LI1307A	Óxidos de Ti-Fe LI1307B	Gneis Oz-Fks FO1307A
La	2.85	-	-	-	37.82	-	41.02	49.99	0.17	7.84	2.05	17.65	22.96	-	2.84	0.26	2.60
Ce	4.75	-	-	-	73.85	-	76.81	110.51	0.35	14.04	3.46	42.05	62.99	-	4.03	0.60	4.82
Pr	0.60	-	-	-	8.26	-	8.77	13.89	0.02	2.19	0.49	5.59	10.20	-	0.61	0.05	0.62
Nd	2.70	-	-	-	30.66	-	31.60	57.11	0.50	9.45	2.24	24.01	53.80	-	2.68	0.56	2.62
Sm	0.40	-	-	-	5.70	-	5.70	11.35	0.07	1.81	0.33	5.43	13.42	-	0.62	0.06	0.66
Eu	0.87	-	-	-	1.81	-	1.65	4.32	0.04	1.40	1.03	1.44	3.93	-	0.62	0.04	0.23
Gd	0.33	-	-	-	5.34	-	4.57	10.16	0.14	1.50	0.28	4.86	13.12	-	0.69	0.10	0.91
Tb	0.04	-	-	-	0.81	-	0.66	1.43	0.02	0.20	0.03	0.70	1.66	-	0.11	0.01	0.17
Dy	0.14	-	-	-	4.82	-	3.68	7.93	0.12	0.97	0.13	3.97	8.49	-	0.70	0.05	1.24
Ho	0.04	-	-	-	0.96	-	0.73	1.47	0.06	0.18	0.04	0.74	1.44	-	0.17	0.03	0.31
Er	0.05	-	-	-	2.64	-	2.07	3.80	0.16	0.41	0.05	1.89	3.26	-	0.47	0.06	1.09
Yb	0.04	-	-	-	2.49	-	2.16	3.12	0.30	0.31	0.04	1.62	2.00	-	0.61	0.15	2.06
Lu	0.01	-	-	-	0.37	-	0.33	0.45	0.06	0.05	0.01	0.23	0.27	-	0.11	0.03	0.42
#Mg	28.62	48.74	6.23	27.41	62.71	51.28	34.78	40.61	3.21	27.70	30.30	64.57	40.83	40.18	39.27	5.37	25.31
Eu/Eu*	7.39	-	-	-	1.01	-	0.99	1.24	1.14	2.61	10.32	0.86	0.91	-	2.91	1.69	0.91
(La/Yb) <sub>n</sub>	44.88	-	-	-	10.17	-	12.68	10.73	0.38	16.85	36.41	7.28	7.67	-	3.11	1.17	0.84
La/Nb	4.59	-	-	-	0.60	-	2.20	0.76	0.00	3.48	3.83	2.59	1.42	-	0.80	0.00	0.15
Nb/Ta	12.66	-	-	-	18.96	-	21.45	16.56	16.34	16.44	10.72	19.08	17.17	-	10.34	14.86	10.89
La/Ta	58.08	-	-	-	11.29	-	47.18	12.63	0.06	57.16	41.10	49.46	24.29	-	8.22	0.06	1.68
Ta/Yb	1.16	-	-	-	1.35	-	0.40	1.27	9.38	0.44	1.32	0.22	0.47	-	0.57	29.61	0.75

**Nota:** los óxidos de elementos mayores se presentan en wt%, mientras que elementos traza y tierras raras en ppm.

cuyo dato se ubica dentro del campo de los monzogabros. Esta variación puede deberse al grado alto de introducción secundaria de elementos que ha sufrido la roca (K) y que mineralógicamente se describen en la sección de geología, o bien, por ser una roca relativamente más evolucionada, ya que también presenta concentraciones altas de P (Owens y Dymek, 1992).

Las anortositas del complejo anortosítico Mariscal-soconusco presentan una concentración de elementos mayores intermedias de SiO<sub>2</sub> que varían entre 55-60%, alto contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (20-25%), cantidades similares de CaO y Na<sub>2</sub>O (~6%) y un contenido bajo de K<sub>2</sub>O entre 0.75 y 1.25%, reflejando cantidades altas de plagioclasa. Cuando estas rocas se encuentran alteradas, su química cambia enriqueciéndose generalmente en Si, K y Na y disminuyendo en su contenido de Ca. Tanto en la zona Mariscal como en la zona Soconusco las anortositas presentan las mismas composiciones de elementos mayores. Una característica que define a las anortositas alrededor del mundo es su alto contenido de Sr, este generalmente es >700 ppm. En las muestras de anortosita de las zonas Mariscal y Soconusco la mayoría de muestras supera las 1000 ppm de Sr.

En la Figura 4.1a se observan dos muestras de anortosita que caen en la sección de tonalita-trondhjemitas, esta variación química es visible en su contenido de SiO<sub>2</sub>, siendo casi del 70%. Al menos en la muestra LI1307A se considera que esta variación está sujeta a la introducción posterior de cuarzo en el sistema, lo cual se observa claramente en lámina delgada. Por otro lado, la muestra CJ-4 es una muestra que forma parte del trabajo de Estrada-Carmona *et al.* (2012), donde es clasificada petrográfica y químicamente como una “diorita”. Las observaciones de campo de este cuerpo ígneo como parte de esta tesis y el re-análisis petrográfico, indican que esta muestra es una anortosita *sensu stricto*. Petrográficamente se presenta con ausencia de cuarzo pero con una alteración parcial a sericita y epidota.



**Figura 4.1.** (a) Diagrama QAP de acuerdo a Streckeisen (1976) mostrando la clasificación normativa CIPW de las rocas de la zona de Mariscal y Soconusco que se muestran en la

Tabla 8. A: granito B: granodiorita, C: tonalita D: cuarzo monzonita E: cuarzo monzodiorita, F: cuarzo anortosita, G: monzonita H: monzodiorita, monzogabro, jotunita, I: diorita, gabro, anortosita. <sup>1</sup>Estrada-Carmona et al. (2012). (b) Diagrama normativo anortita-albita-ortoclasa de Baker (1979). <sup>1</sup>Estrada-Carmona et al. (2012).

---

Las muestras de monzonita se hallan dentro del campo de las cuarzo monzodioritas casi en el límite con el campo de la cuarzo monzonita, mientras que el gneis cuarzo-feldespático se ubica en el campo de los granitos. En el diagrama de Baker (1979) las anortositas y anfibolitas-hornblenditas se encuentran en el campo de tonalitas (Fig. 4.1b). Una sola muestra se presenta en el campo de las trondhjemitas (LI1307A), mientras que las dos muestras de monzonita aparecen en el campo de la granodiorita muy cerca de la frontera con monzonitas (Monz-Mzp1 y M2-10). El gneis cuarzo feldespático está en el campo de los granitos (FO1307A).

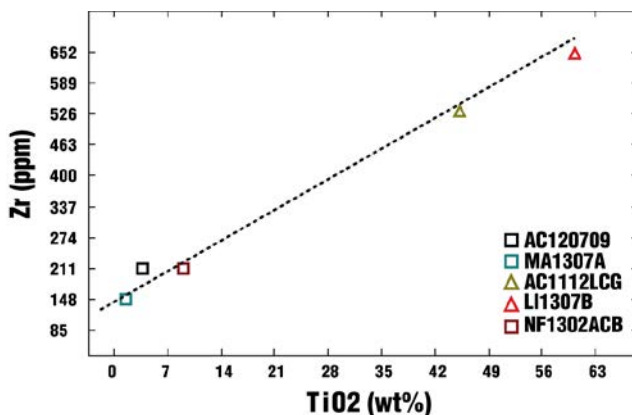
De las rocas máficas analizadas, en particular dos muestras resaltan por tener altos contenidos de TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y Zr. La muestra AC120709 es una muestra de la zona Mariscal colectada en la barranca de San Lucas. Esta muestra presenta contenidos de TiO<sub>2</sub> de 3.71% mientras que otras rocas de la zona varía su contenido entre 0.16-1.5%; el P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> igualmente se encuentra en concentraciones altas en esta litología, presentándose en una proporción de 1.03%, siendo la roca con mayor contenido de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> del área. Debido a su composición química, mineralógica y asociación con las anortositas, estas muestras se han clasificado como meta-ferrodioritas. Por otro lado, en la zona Soconusco, en el área de Nueva Francia, afloran rocas con anomalías químicas similares; la muestra NF1302ACB, también es considera dentro del grupo de rocas “FTP” (Fe-Ti-P, Owens y Dymek, 1992) ya que contiene 9.04% de TiO<sub>2</sub> y 3.79% de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Debido a su mayor contenido de Fe-Ti-P y silicatos máficos se considera a esta roca como una meta-gabronorita. Ambas muestras presentan concentraciones de Zr de ~200 ppm. McLelland *et al.* (1994) consideran que las rocas FTP son fundidos residuales de la cristalización de la anortosita, mientras que Owens y Dymek (1992) opinan que son derivadas por fraccionación de un magma mangerítico.

Se analizaron dos rutilmenititas tanto de la zona Mariscal como Soconusco; estas muestras contienen los valores más altos de TiO<sub>2</sub>, el cual varía de 45.24 a 60.31%. El Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total se encuentra en una proporción alta, variando de 37.87 a 53.42%. Cabe resaltar que estas litologías presentan exsoluciones en forma de corona de zircones. Esto se refleja en el contenido alto de Zr, ya que contienen >500 ppm de este elemento.

El Hf es otro elemento que se encuentra abundante en esta muestra, con concentraciones que van de 11.65 a 16.75 ppm. Lo cual posiblemente se debe a su compatibilidad alta con el rutilo.

Cuando se grafica el contenido de TiO<sub>2</sub> vs Zr (Fig. 4.2) de roca total de las muestras con mayor contenido de TiO<sub>2</sub> (masivo y diseminado), se puede observar una correlación

positiva, lo que provee fuerte evidencia que el Zr fue compatible con la ilmenita durante la cristalización.

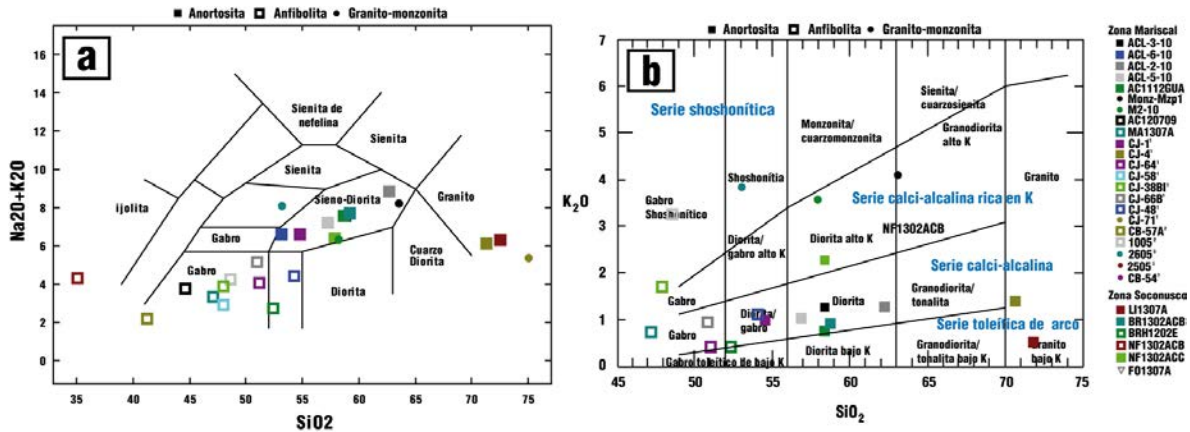


**Figura 4.2.** Relación entre Zr (ppm) y TiO<sub>2</sub> (wt%). Diagrama de Zr (ppm) de roca total vs TiO<sub>2</sub> de roca total de muestras del área de estudio mostrando una correlación positiva indicando que el Zr es compatible con ilmenita.

#### 4.1.2 Diagramas de Clasificación

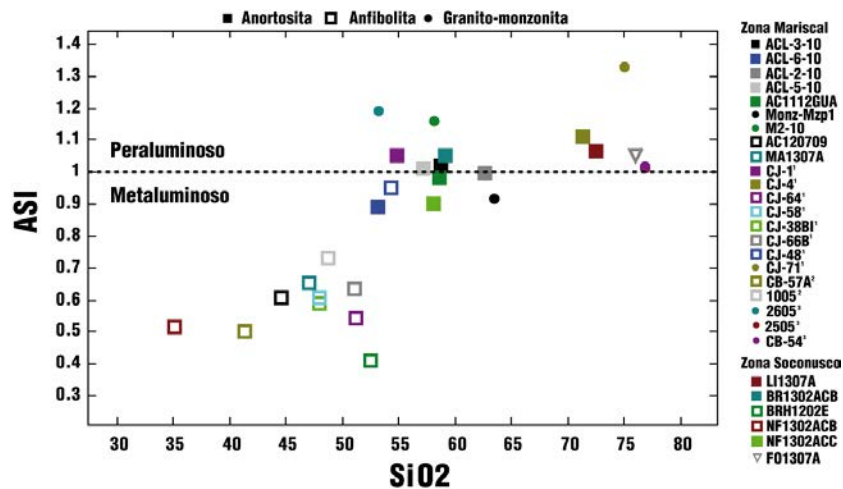
En el diagrama TAS (Total Alkalies vs. Silica) para rocas plutónicas (Cox *et al.*, 1979, Fig. 4.3a), las anfibolitas analizadas en este trabajo como las obtenidas de los trabajos antes mencionados se encuentran en el campo de gabros. Todas las muestras de anortositas con excepción de las muestras LI1307A y CJ-4 se sitúan en el campo de las sienodioritas junto con las muestras de monzonita. De las muestras de granito consideradas para la gráfica, dos quedan fuera de ella (CB-54 y 2505). Aunque la relación genética entre muestras no es totalmente conocida, se puede observar un tren magmático bastante definido, lo que podría dar indicios de que varias de estas muestras pueden pertenecer a un mismo sistema magmático diferenciado.

En el diagrama de clasificación realizado por Peccerillo y Taylor (1976) la mayoría de anortositas se observan en el campo de dioritas (Fig. 4.3b), una de las anortositas (NF1302ACB) se observa en el campo de diorita alta en K y otra en el campo de diorita/gabro. Por otro lado, todas las anfibolitas se encuentran dentro del campo de gabros. El contenido de K tanto de las anortositas como de los gabros las define dentro de la serie calci-alcalina. Las monzonitas se encuentran dentro del campo de diorita alto en K y dentro de la serie calci-alcalina rica en K. Esto último podría indicar para las monzonitas un origen distinto a las anortositas y gabros.



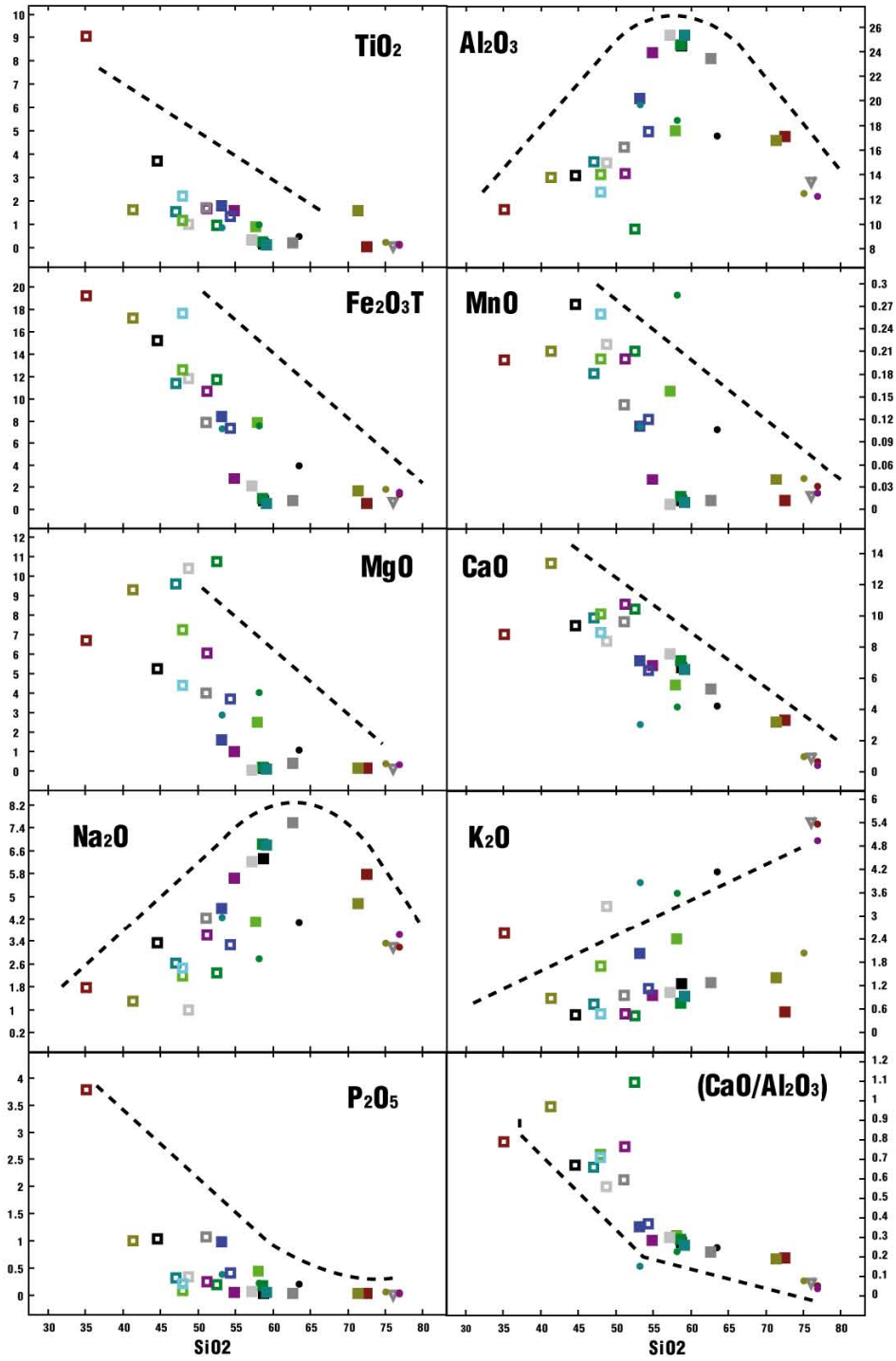
**Figura 4.3.** Diagramas de clasificación geoquímica. (a) Diagrama TAS ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ ) de las rocas de las zonas Mariscal y Soconusco. (b) Diagrama de clasificación de rocas plutónicas adaptado de Peccerillo y Taylor (1976) que incluye el diagrama de Gill (1981). <sup>1</sup>Estrada-Carmona et al. (2012), <sup>2</sup>Pompa-Mera (2009), <sup>3</sup>Salazar-Juárez (2008).

La Figura 4.4 presenta el diagrama de clasificación a partir del contenido de alúmina propuesto por Shand (1943) en él se observa que sin excepción alguna todas los gneises máficos (hornblenditas, ferrodioritas, anfibolitas, etc.) caen en el campo metaluminoso, mientras que las anortositas se encuentran distribuidas en la interfase metaluminoso-peraluminoso. Los granitos 2605, 2505, y CB-54 presentan una característica peraluminosa definida estando en la parte superior de todas la rocas graficadas.

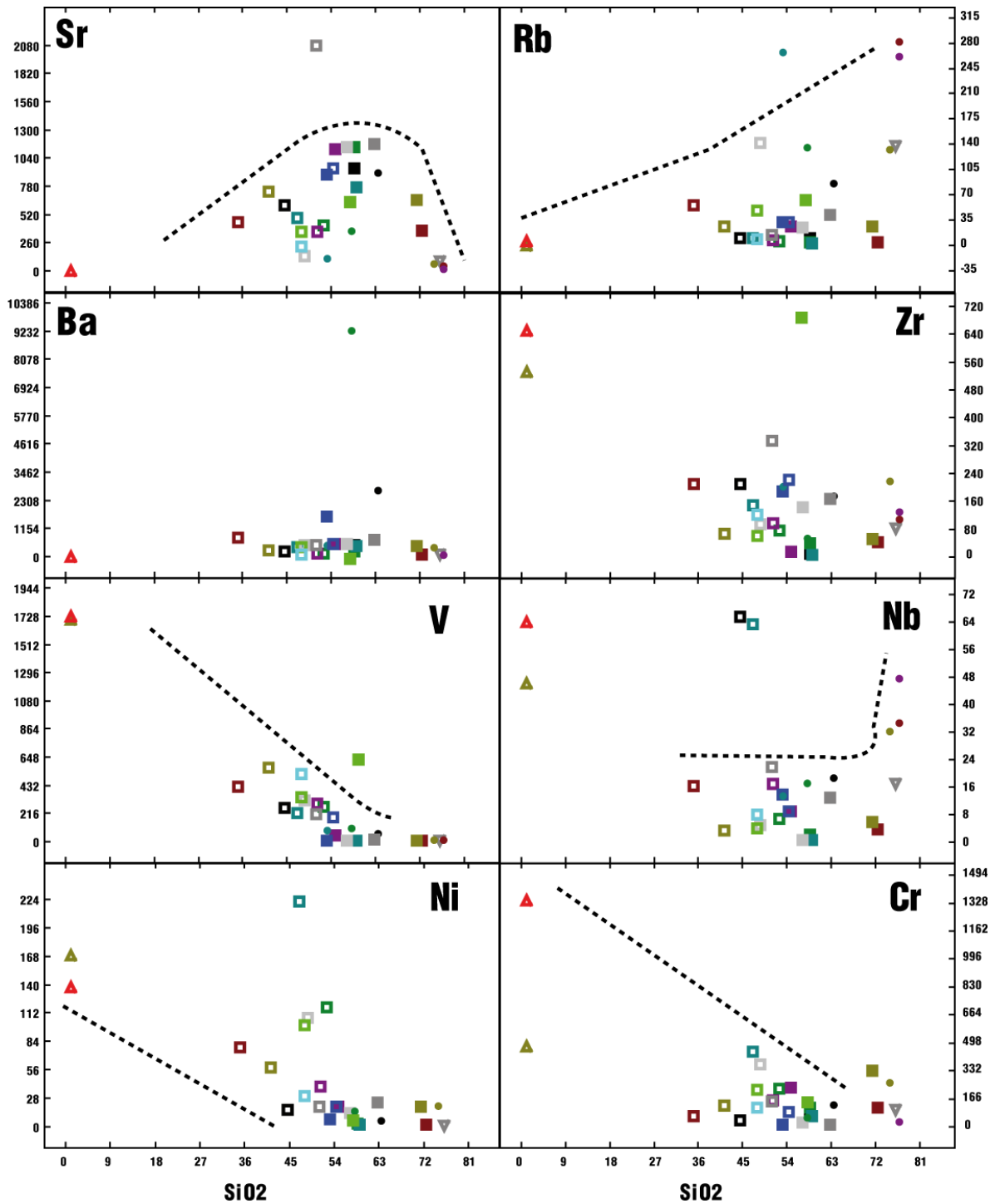


**Figura 4.4.** Diagramas de clasificación por contenido de alúmina ASI (Alumina Saturation Index) adaptado de Shand (1943), mostrando las rocas presentes en las zonas Mariscal y Soconusco.

### 4.1.3 Diagramas Harker



**Figura 4.5.** Diagramas Harker de elementos mayores ilustrando composiciones de rocas de ambas zonas: Mariscal y Soconusco (símbolos como en Fig. 4.4). Contenidos en wt%.



**Figura 4.6.** Diagramas Harker de elementos traza ilustrando composiciones de rocas de ambas zonas: Mariscal y Soconusco (símbolos como en Fig. 4.4). Contenidos en ppm. En línea punteada tendencias.

Las rocas de la zona Mariscal y Soconusco (anortosita, anfibolita, hornblendita, meta-ferrodiorita, meta-gabronorita, rutilmenitita, granito y monzonita) muestran una buena correlación negativa para  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Zr}$  y  $\text{Cr}$  con respecto a  $\text{SiO}_2$ . Las muestras de rutilmenitita fueron omitidas en el diagrama Harker de elementos mayores, ya que su contenido alto en elementos como  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$  inhibía gráficamente el despliegue de tendencias de las otras muestras.

Tanto el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  presentan fraccionación en la tendencia después de la cristalización de las anortositas, empobreciéndose en estos elementos el magma residual. El  $\text{Sr}$  presenta el mismo fenómeno de fraccionación, esto ocurre por la compatibilidad del  $\text{Sr}$  con la plagioclasa, ya que su valencia y radios son similares al del  $\text{Ca}$ , lo que permite la sustitución de  $\text{Ca}$  por  $\text{Sr}$ .

El  $\text{K}_2\text{O}$  presenta una correlación positiva con respecto al  $\text{SiO}_2$  al igual que el  $\text{Rb}$ . Otros elementos LIL como el  $\text{Ba}$  presentan una tendencia plana, aunque cabe mencionar que las monzonitas son las rocas con mayor concentración de  $\text{Ba}$ , separándose del grupo que forma la tendencia plana. Esta característica puede observarse petrográficamente en el zoneamiento de los cristales de feldespato potásico, esto dado por variaciones en las concentraciones del  $\text{Ba}$ . En lo que respecta a los HFSE el  $\text{Zr}$  no se observa con una tendencia bien definida, posiblemente ligeramente negativa. El  $\text{Nb}$  por otro lado permanece con una tendencia plana que termina con una inflexión positiva cuando aparecen los granitos.

La rutilmenitita y rocas máficas son las más enriquecidas en elementos como  $\text{V}$ ,  $\text{Ni}$  y  $\text{Cr}$ , esta tendencia disminuye conforme se enriquece en  $\text{SiO}_2$ , siendo las rocas graníticas las más empobrecidas en estos elementos. Los lentes de rutilmenitita no son considerados como nelsonitas, ya que difieren de una nelsonita típica en su contenido de  $\text{P}_2\text{O}_5$  (contenido elevado), ya que presentan cantidades sumamente bajas de  $\text{P}_2\text{O}_5$  el cual varía entre 0.02-0.03 wt%. En Pluma Hidalgo, Oaxaca, se reportan “nelsonitas rutilíferas” con contenidos de  $\text{P}_2\text{O}_5$  similares a los de las rutilmenititas de Chiapas (Schulze, 2011).

De las rocas silicatadas, las anfibolitas-hornblenditas y las rocas FTP contienen la mayor concentración de  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$  seguido por las anortositas y finalizando con los granitos. El mismo comportamiento ocurre para el  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Las anfibolitas-hornblenditas presentan un  $\#\text{Mg}$  que va de 62.7 a 64.6, mientras que las meta-ferrodioritas, y meta-gabronoritas tienen un  $\#\text{Mg}$  entre 40.6 y 40.8. En las anortositas el  $\#\text{Mg}$  varía entre 48.7 y 6.2.

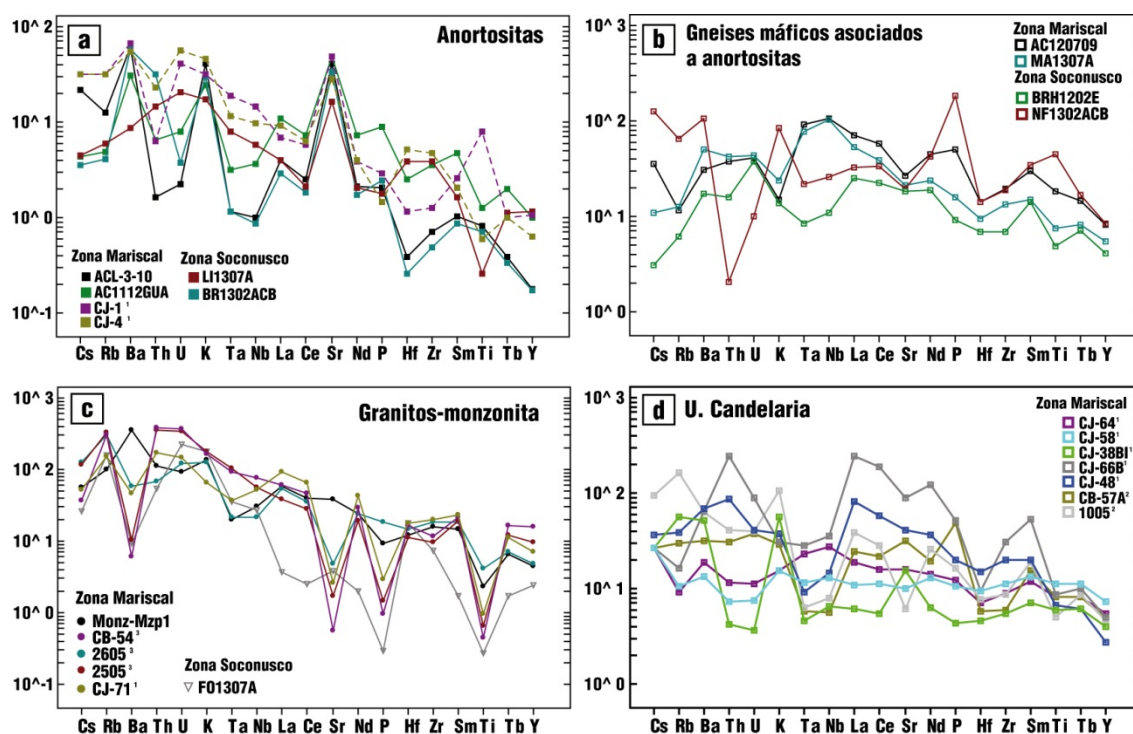
#### **4.1.4 Elementos Traza**

Al igual que en los diagramas de clasificación y Harker, en esta sección se utilizan datos del CMC obtenidos por los autores antes citados. Estos datos como se ha mencionado anteriormente, pertenecen a la zona de Mariscal y son rocas que están espacialmente



asociadas al complejo anortosítico aunque se desconoce su relación genética-temporal. Reside ahí la importancia de comparación con estas rocas desde el punto de vista geoquímico.

Los patrones de elementos traza normalizados con valores del manto primordial (Wood *et al.*, 1979) de las anortositas (Fig. 4.7a) muestran anomalías significantes; por ejemplo, muestra una anomalía marcada positiva de Sr, K y Ba. Las muestras ACL-3-10, BR1302ACB y AC1112GUA a parte de mostrar las anomalías antes mencionadas, presentan anomalías negativas bien definidas de HFSE (Th, U, Ta, Nb y Hf), las anomalías de Ta y Nb negativas están asociadas a magmas originados en zonas de subducción (Pearce y Peate, 1995). Mientras que las anomalías negativas de Th, U y Ti son asociadas a corteza inferior en general (Weber y Hecht, 2003) y son típicas de las granulitas de Oaxaquia (Keppie *et al.*, 2001).



**Figura 4.7.** Abundancias de elementos traza de la zona Mariscal y Soconusco. Valores de normalización y orden de elementos de acuerdo con Wood *et al.* (1979). Patrones de elementos traza (a) para anortositas (b) gneises máficos asociados (c) granitos-monzonita (d) Unidad Candelaria. <sup>1</sup>Estrada-Carmona *et al.* (2012), <sup>2</sup>Pompa-Mera (2009), <sup>3</sup>Salazar-Juárez (2008).

En lo que respecta a la anomalía de Ti, tres muestras (AC1112GUA, CJ-4 y LI1307A) presentan anomalías negativas, mientras que una muestra (CJ-1) presenta una anomalía positiva bien definida, cabe mencionar que esta muestra contiene un alto

contenido de rutilo, ilmenita y titanita modal diseminada. Las muestras BR1302ACB y ACL-3-10 presentan ligeras anomalías positivas de Ti; estas dos muestras presentan patrones casi idénticos de elementos traza, siendo que fueron colectadas en afloramientos que se encuentran aproximadamente a 70 km entre sí.

Los gneises máficos asociados a las anortositas (Fig. 4.7b) presentan concentraciones totales de elementos traza más elevados que las anortositas y no presentan anomalías tan marcadas, a excepción de la muestra NF1302ACB. Los patrones de las muestras restantes son muy similares entre sí, con anomalías negativas de K y Sr; sólo una muestra (BRH1202E) se observa con una anomalía de Ta y Nb. Todas las muestras exhiben una anomalía positiva de Sm y negativa de Ti. Tanto la meta-ferrodiorita como meta-gabronorita presentan las concentraciones más altas de Th, Zr y Hf (HFSE) de las rocas silicatadas.

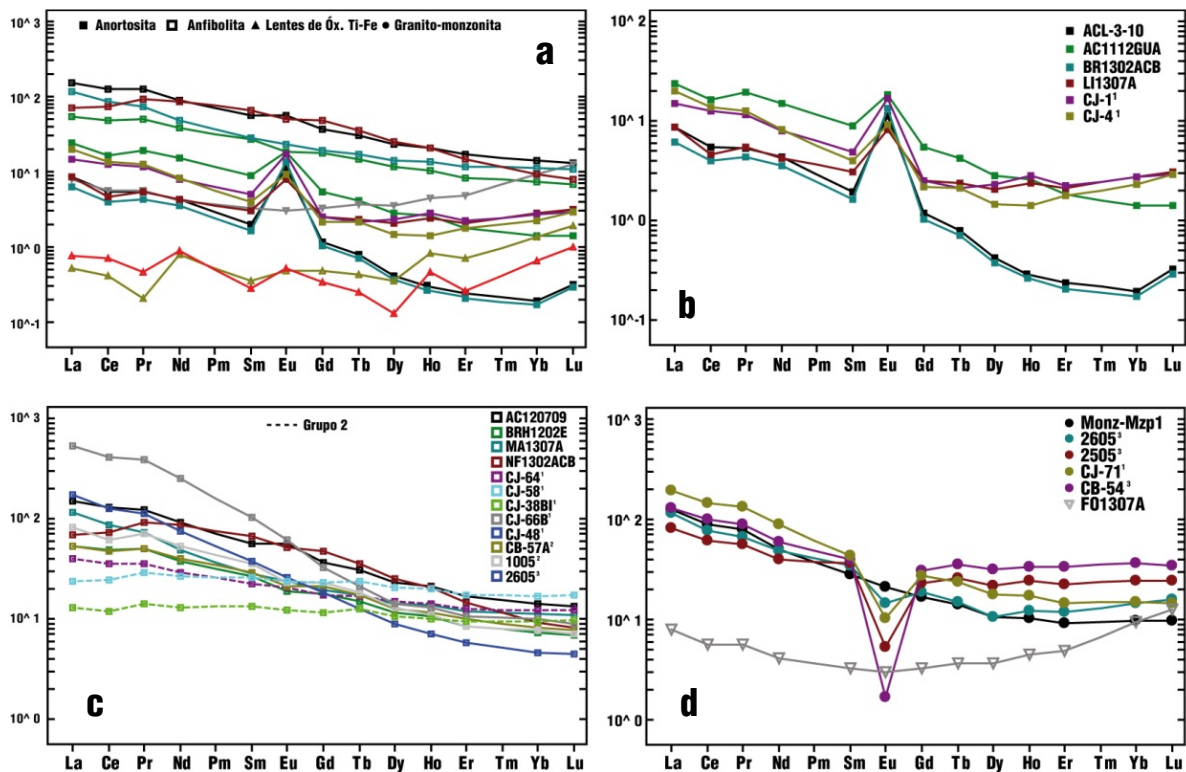
La muestra NF1302ACB contrasta con las otras muestras máficas (anfibilolita, hornblendita y ferrodiorita) ya que presenta anomalías muy marcadas. A diferencia de las otras litologías esta muestra presenta anomalías positivas de K y Ti, así como negativas de Ta y Nb. Tanto en la meta-ferrodiorita (AC120709) como en la meta-gabronorita (NF1302ACB) presentan una anomalía positiva muy bien definida de P y negativa de Rb.

De forma comparativa se graficó la muestra de monzonita y del gneis granítico (Fig. 4.7c) con las muestras del granito rosa (Salazar-Juárez, 2008) y una muestra del Plutón Motozintla (Estrada-Carmona *et al.*, 2012). La monzonita comparte el empobrecimiento de los HFSE con los granitos, pero difiere contrastantemente con anomalías positivas en elementos LIL como Ba y Sr. De igual forma en la Figura 4.7d se grafican datos de los gneises anfibolíticos correspondientes con la Unidad Candelaria, esto con fines comparativos con las rocas máficas de la suite anortosítica.

#### **4.1.5 Tierras Raras (REE)**

Los patrones de REE normalizados con condrita se muestran en la Figura 4.8. En general, los complejos anortosíticos de tipo masivo como los de la Provincia Grenville y Nain, y también los de Noruega, se caracterizan por tener un enriquecimiento en REE ligeras y grandes anomalías positivas de Eu, reflejando la fuerte afinidad de la plagioclasa por  $\text{Eu}^{2+}$ . Con el incremento del contenido de minerales máficos y óxidos, el nivel de REE trivalentes (todas excepto Eu) se incrementan, resultando en una disminución relativa en la anomalía de Eu. Algunos leucogabros en la provincia grenvilliana tienen patrones de REE con una abundancia total alta y sin anomalía de Eu. Estas relaciones apoyan la idea que el espectro de tipos de roca desde anortosita a leucogabro representa acumulaciones de plagioclasa con cantidades variables de líquido atrapado (Ashwal y Seifert, 1980).

Las anortositas del complejo anortosítico Mariscal-Soconusco no son la excepción, ya que se caracterizan por un enriquecimiento en LREE, patrones planos a empobrecidos de HREE y una marcada anomalía de Eu ( $Eu/Eu^*=2.61-10.32$ ; Fig. 4.8b). De las rocas silicatadas que constituyen a la suite anortosítica, las anortositas se observan con mayor fraccionación ( $La_N/Yb_N=16.85-44.88$ ) y presentan las abundancias más bajas de REE totales (Fig. 4.8a), contrastando con las rocas máficas cuyos patrones de REE entre sí son muy similares siendo las más enriquecidas en REE totales y tienen una fraccionación menor ( $La_N/Yb_N=7.28-10.17$ ), éstas no presentan anomalías significativas de Eu. En el caso de la anfibolita (BRH1202E) se presenta una ligera anomalía negativa ( $Eu/Eu^*=0.86$ ) mientras que la muestra de meta-ferrodiorita (AC120709) presenta una ligera anomalía positiva ( $Eu/Eu^*=1.24$ ). Las otras dos muestras no presentan anomalía alguna ( $Eu/Eu^*=0.91-1.01$ ).



**Figura 4.8.** Patrones de abundancia de REE de la suite de rocas del complejo anortosítico Mariscal-Soconusco y rocas del Complejo Macizo de Chiapas, normalizado con condrita de Nakamura (1974). (a) Patrones de REE para la suite anortosítica Mariscal-Soconusco. (b) Patrones de REE de anortositas de la suite Mariscal Soconusco. (c) Rocas máficas de la suite anortosítica Mariscal-Soconusco comparadas con rocas máficas de la Unidad Candelaria con datos de Estrada-Carmona et al. (2012) y Pompa-Mera (2009). (d) Patrones de REE de rocas silíceas del CMC.

Cuando se comparan las rocas máficas asociadas a las anortositas con rocas de la Unidad Candelaria, se puede observar que las anortositas presentan patrones de REE

bastante similares al *Grupo 1* de anfibolitas del CMC sub-agrupadas por Estrada-Carmona *et al.* (2012), las cuales tienen mayor fraccionación y abundancias de LREE, mientras que las anfibolitas que conforman el *Grupo 2* se observan con patrones poco fraccionados que le otorgan una geometría plana.

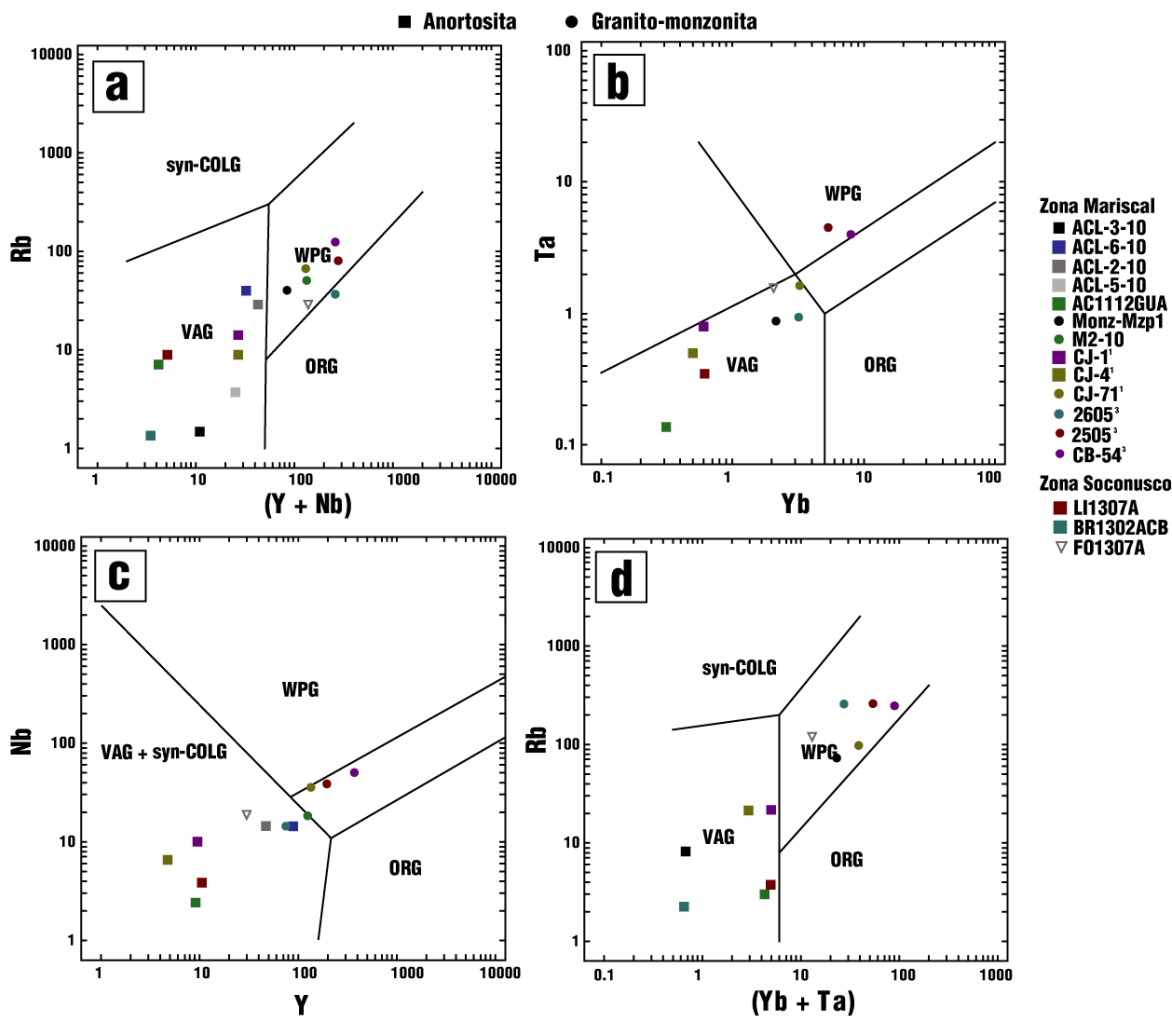
Por otro lado, las rocas graníticas presentan patrones de LREE fraccionados y HREE planos. Casi todas con una anomalía negativa de Eu pronunciada. La Muestra Monz-Mzp1 es una muestra de monzonita y aunque se observa con patrones y abundancias de REE muy similares a las rocas graníticas no presenta anomalía de Eu ( $Eu/Eu^*=0.99$ ). La muestra del gneis cuarzo-feldespático exhibe abundancias de REE totales bajas, tanto como las anortositas. Las HREE se presentan enriquecidas ocasionando una pendiente positiva.

#### 4.1.6 Discriminación Tectono-Magmática

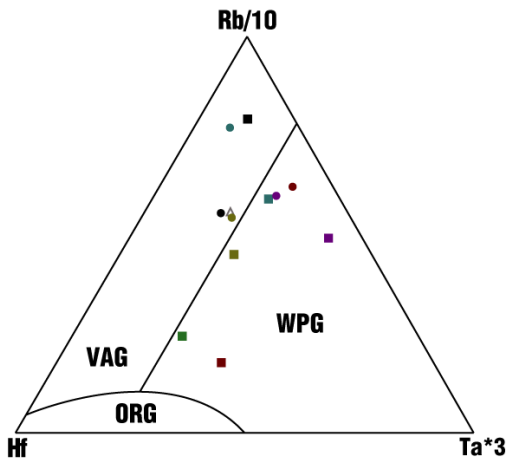
Los diagramas de Pearce *et al.* (1984) se usaron como discriminador tectónico para las rocas meta-ígneas félsicas. Cabe mencionar que estos diagramas son aplicables sólo para rocas de composición granítica (>5% de cuarzo modal). Por lo tanto, algunas muestras de anortosita no son adecuadas para estos diagramas; sin embargo, se han utilizado para observar su comportamiento. Con fines de comparación se grafican datos del Granito rosa (Salazar-Juárez, 2008), y del Plutón Motozintla (Estrada-Carmona *et al.*, 2012). En los diagramas de Rb-(Y+Nb), Ta-Yb, Nb-Y y Rb-(Ta+Yb) (Fig. 4.9a,b,c y d), las anortositas, tanto de la zona Mariscal, como Soconusco, se ubican en el campo de arco volcánico, mientras que los granitos se encuentran en el campo de granitos intra-placa. La monzonita se observa en el campo de granitos de intra-placa también, a excepción del diagrama Ta-Yb, donde se colocan junto a las anortositas en el campo de granito de arco volcánico.

Estos diagramas pueden verse afectados fuertemente por procesos de diferenciación, fraccionación e hidrotermalismo (Sr es relativamente móvil en fluidos hidrotermales). Otro ejemplo es el efecto de dilución ocasionado por la acumulación de plagioclasa, lo cual puede cambiar a las rocas del campo de intra-placa y piso oceánico al campo de arco volcánico en el diagrama de Rb-(Y+Nb) (Weber y Hecht, 2003). De una manera similar, granitos sin-colisionales y de arco volcánico pueden cambiar al campo de intra-placa o al de granito oceánico debido a la acumulación de ferromagnesianos y fases menores (Weber y Hecht, 2003). Esto puede ocurrir con las anortositas (>90% plagioclasa) como se puede observar en la Figura 4.10 donde se muestra el diagrama de Harris *et al.* (1986), el campo donde las anortositas se encuentran difiere de los de Pearce *et al.* (1984) quedando dentro del campo de granitos de intra-placa, con una única excepción en la muestra ACL-3-10 que se encuentra en el campo de arco volcánico. En ese mismo diagrama los granitos se observan entre granito de arco volcánico y granito intra-placa. En el diagrama de Harris *et al.* (1986) de las seis muestras de anortosita, tres se observan muy cercanas al límite de granitos intra-placa y granitos de arco volcánico, esta característica es típicamente observada en granitos sin-colisionales (Rollinson, 1993). Las relaciones de La/Nb para las

anortositas varían de 3.48-4.59 y para la ferrodiorita y hornblendita varía entre 0.6 y 0.76 respectivamente. Los contenidos  $>1$  en la relación La/Nb sugiere un ambiente tectono-magmático de arco volcánico.

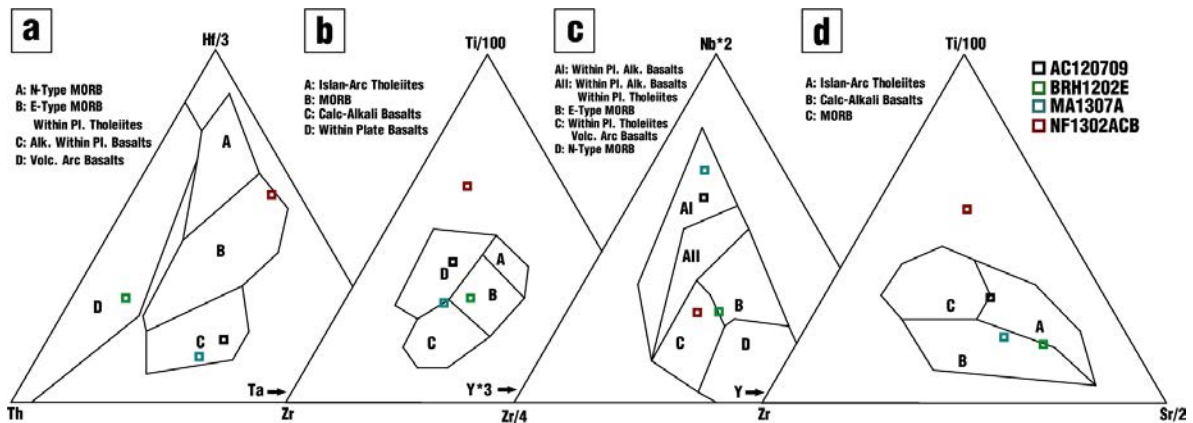


**Figura 4.9.** Diagramas de discriminación después de Pearce et al. (1984) para rocas graníticas ( $>5\%$  de cuarzo normativo) del complejo anortosítico. (a) Rb-Y+Nb; (b) Ta-Yb; (c) Nb-Y; d) Rb-Yb+Ta. Syn-Colg: Granito sin-colisional, WPG: granito intra-placa, VAG: granito de arco volcánico, ORG: granito de risco oceánico. <sup>1</sup>Estrada-Carmona et al. (2012), <sup>2</sup>Pompa-Mera (2009), <sup>3</sup>Salazar-Juárez (2008).



**Figura 4.10.** Diagrama de discriminación Hf-Rb/10-Ta\*3 después de Harris et al. (1986) para rocas graníticas del complejo anortosítico. WPG: granito de intra-placa, VAG: granito de arco volcánico, ORG: granito de risco oceánico. Símbolos como en figura anterior.

Para la discriminación de rocas básicas se utilizaron los diagramas de Pearce y Cann (1973), Meschede (1986) y Wood (1980). En el diagrama de Wood (1980) la muestra de ferrodiorita (AC120709) y hornblendita (MA1307A) caen en el campo de basaltos alcalinos intra-placa (Fig. 4.11a), mientras que la gabronorita grafica en el campo de E-MORB y tholeita intra-placa; la muestra de hornblendita grafica en el campo de basalto de arco volcánico. En el diagrama de Pearce y Cann (1973) la ferrodiorita se encuentra en el campo de basalto intra-placa (Fig. 4.11b), la hornblendita se encuentra entre los campos de basalto intra-placa y basalto calci-alcalino, y la anfibolita (BRH1202E) en el campo de MORB. Por último se ha utilizado el diagrama de Meschede (1986) donde la ferrodiorita y hornblendita grafican en el campo de basalto alcalino intra-placa (Fig. 4.11c), la meta-gabronorita en el campo de tholeita intra-placa y arco volcánico, por último la anfibolita grafica entre los campos de tholeita intra-placa y E-MORB.



**Figura 4.11.** Diagramas de discriminación para rocas básicas de la zona Mariscal y Soconusco. (a) Diagrama de Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980) (b) Diagrama Ti/100-Zr-Y\*3 (Pearce y Cann, 1973) (c) Diagrama de Nb\*2-Zr/4-Y (Meschede, 1986) (d) Diagrama de Ti/100-Zr-Sr/2 (Pearce y Cann, 1973).

Resumen de ambientes tectónicos para anortositas y rocas asociada del CMC

No. Muestra	Litología/Ambiente Tectónico	Pearce et al. 1984		Harris et al., 1986		Wood, 1980			Pearce y Cann 1973			Meschede, 1986	
		Granito de Arco Volcánico	Granito intra-placa	Granito de Arco Volcánico	Granito intra-placa	MORB TIPO N	Basalto alcalino intra-placa	Basalto de arco volcánico	MORB	Basalto calci-alcalino	Basaltos intra-placa	Basaltos intra-placa alcalinos	MORB tipo-E
ACL-3-10	Anortosita	X		X									
ACL-6-10	Anortosita	X											
ACL-2-10	Anortosita	X											
ACL-5-10	Anortosita	X											
AC1112GUA	Anortosita	X			X								
MONZ-MZP1	Monzonita		X	X									
M2-10	Monzonita		X										
CJ-1 <sup>1</sup>	Anortosita	X			X								
CJ-4 <sup>1</sup>	Anortosita	X			X								
CJ-71 <sup>1</sup>	Granito		X	X									
2605 <sup>2</sup>	Granito		X	X									
2505 <sup>2</sup>	Granito		X		X								
CB-54 <sup>2</sup>	Granito		X		X								
LI1307A	Anortosita	X			X								
BR1302ACB	Anortosita	X			X								
FO1307A	Granito		X	X									
AC120709	meta-ferrodiorita						X			X	X		
BRH1202E	Anfibolita							X	X			X	
MA1307A	Anfibolita						X		X		X		
NF1302ACB	Meta-gabronorita					X							X

<sup>1</sup>Estrada-Carmona et al. (2012), <sup>2</sup>Salazar-Juárez (2008).

## 4.2 Isótopos de Sr, Nd y Pb

En la Tabla 9 y 10 se muestran los resultados de isotopía para roca total de muestras seleccionadas de la zona Mariscal y Soconusco obtenidos en este trabajo. Las relaciones iniciales para anortosita y meta-ferrodiorita  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $\epsilon\text{Nd}$  se han calculado con la edad de 450 Ma y 1.0 Ga obtenida por Estrada-Carmona *et al.* (2012) para una “diorita CJ-4” (anortosita, ver discusión) y de 280 Ma para la monzonita (edad obtenida en este trabajo). Los valores de  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  para el cálculo de CHUR fueron obtenidos de Faure y Mensing (2005). Las relaciones isotópicas del manto empobrecido utilizadas para el cálculo de la edad modelo fueron determinados por Schaaf *et al.* (1994) en xenolitos del manto encontrados en San Luis Potosí, México. Para el cálculo de la edad modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) se utilizó la ecuación de DePaolo (1981; Tabla 9, Fig. 4.13).

Las relaciones  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  son bajas en la anortosita (0.01-0.06 y 0.09-0.1, respectivamente) y presentan un relación inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$  en un rango de 0.704380-0.705466, de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$  entre 0.511373 y 0.511431 y un  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  de -0.86 a +0.88, con edades modelos ( $T_{\text{DM}}$ ) de 1.39 a 1.45 Ga. En lo que respecta a isótopos de Pb las relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  están entre 18.3402 y 18.4858 y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  entre 15.5895 y 15.6091. La meta-ferrodiorita tiene una relación inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$  de 0.704627,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$  de 0.511744,  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  de +7.00 y una edad modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) de 970 Ma y con relaciones de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.9202$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.6156$ . La monzonita tiene una relación inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$  de 0.705439,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$  de 0.512193,  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  de -1.65 y una edad modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) de 1.0 Ga. Con relaciones de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.8319$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.6135$ .

Las anortositas muestran una composición isotópica ligeramente positiva de  $\epsilon\text{Nd}_{(1.0\text{ Ga})}$  muy similar en todas la muestras, no ocurre lo mismo con  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ , ya que algunas se observan con cierto enriquecimiento en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$  (Fig. 4.12), esto puede deberse a una alteración posterior. Los datos obtenidos en este trabajo son comparados con anortositas analizadas por Estrada-Carmona *et al.* (2012) y se puede observar que la muestra CJ-1 tiene una isotopía de Nd muy similar a las otras anortositas, mientras que la muestra CJ-4 presenta valores más primitivos de  $\epsilon\text{Nd}$  (+4.7), este valor podría acercarse mucho a la composición isotópica del magma parental de las anortositas, considerando que los otros valores con  $\epsilon\text{Nd}$  más bajos podrían indicar mayor contaminación cortical.

La muestra de meta-ferrodiorita presenta la composición más primitiva entre las analizadas con un  $\epsilon\text{Nd}$  calculado a 1.0 Ga de +7.29. Considerando que la edad modelo es de 970 Ma, es poco probable que su cristalización haya ocurrido a los 1.0 Ga o al menos que este asociado a las anortositas con edades modelo de ~1.4 Ga. Por esto, se ha recalculado el  $\epsilon\text{Nd}$  a 450 Ma, la cual es una edad obtenida para diques anfibolíticos y que cortan a rocas anfibolíticas plegadas más antiguas con edades modelo entre 0.9 y 1 Ga (Estrada-Carmona *et al.*, 2012).



**Tabla 9.** Composiciones isotópicas de Rb, Sr, Sm y Nd en roca total para muestras seleccionadas de la zona Mariscal y Soconusco

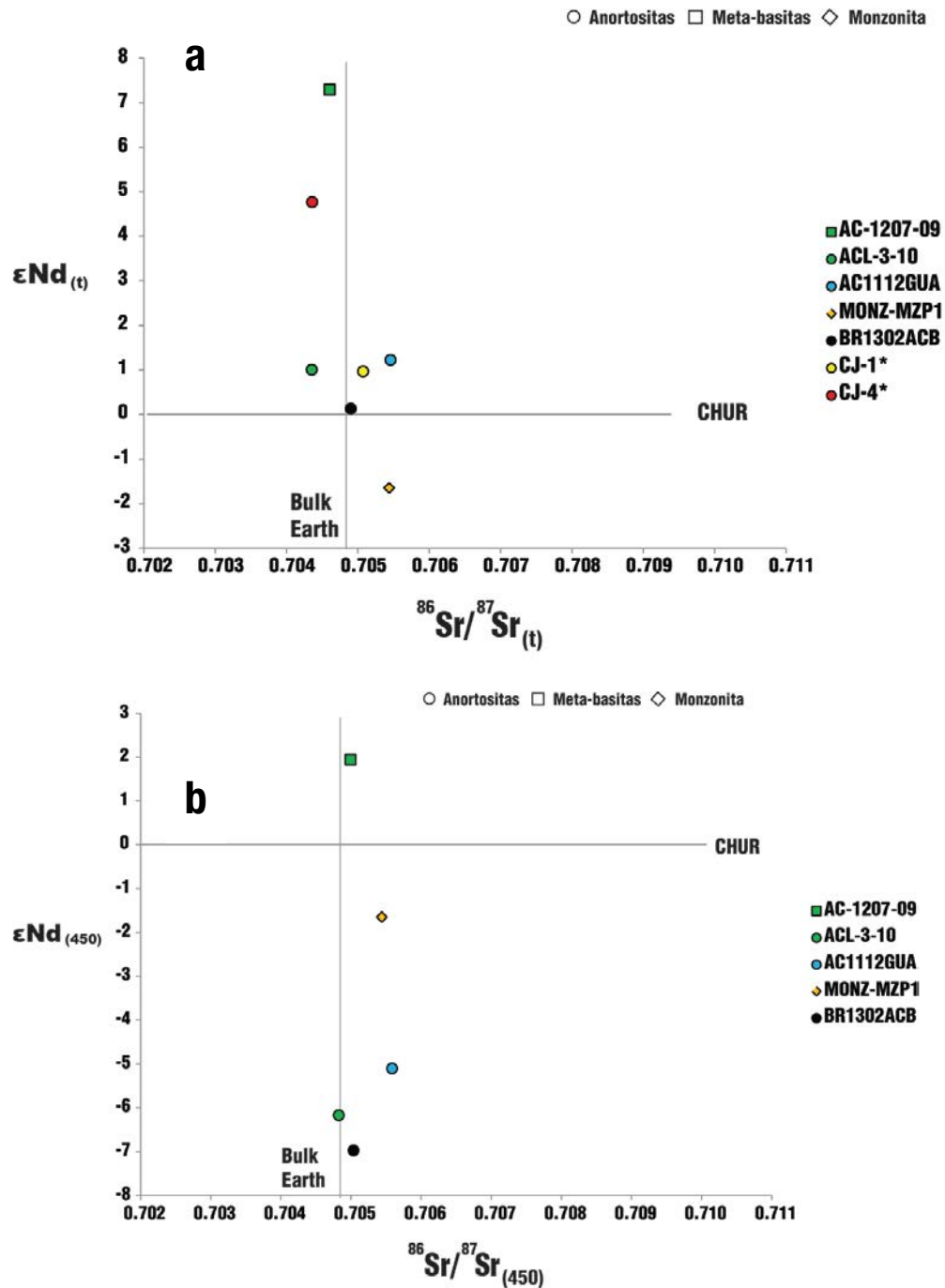
Muestra	Tipo de roca	Edad (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	1σd*	SE(M)	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sub>CHUR</sub>	Sm (ppm)	Nd (ppm)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	1σd*	SE(M)	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>CHUR</sub>	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>CHUR</sub> 450 Ma	( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>CHUR</sub> 450 Ma	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>CHUR</sub> 450 Ma	εNd (HOY)	εNd <sub>450 Ga</sub>	T <sub>DM</sub> (Ga)	
<b>Zona Mariscal</b>																							
AC-1207-09	Meta-ferrodiorita	1.0 Ga	10.08	588.6	0.049	0.705307	31	4	0.704606	11.02	55.05	0.121	0.512514	14	2	0.511720	0.512157	0.511347	0.512058	-2.42	7.29	1.94	0.971
ACL-3-10	Anortosita	1.0 Ga	22.43	1078.79	0.060	0.705212	33	4	0.704354	0.44	2.78	0.095	0.512022	16	2	0.511399	0.511742	0.511347	0.512058	-12.02	1.00	-6.18	1.39
AC1112GUA	Anortosita	1.0 Ga	7.32	1344.79	0.016	0.705688	37	5	0.705459	1.85	10.40	0.107	0.512112	16	2	0.511410	0.511797	0.511347	0.512058	-10.26	1.22	-5.11	1.41
MONZ-MZP1	Monzonita	278	95.11	915.60	0.301	0.706638	38	5	0.705439	5.60	31.61	0.107	0.512389	14	2	0.512193	-	0.512277	0.512277	-4.86	-1.65	-	1.02
<b>Zona Soconusco</b>																							
BR1302ACB	Anortosita	1.0 Ga	6.23	1043.30	0.017	0.705145	31	4	0.704902	0.33	2.05	0.096	0.511984	30	5	0.511354	0.511701	0.511347	0.512058	-12.76	0.13	-6.98	1.45

**Nota:** La edad ígnea de 1.0 Ga fue asumido para la meta-ferrodiorita por su asociación con la anortosita. Los valores de <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd y <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd para el cálculo de CHUR fueron obtenidos de Faure (2005). Las relaciones isotópicas del manto empobrecido utilizadas para el cálculo de la edad modelo fueron determinados por Schaaf et al. (1994) en xenolitos del manto encontrados en San Luis Potosí, México. Las muestras de Rb, Sr Sm y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 30 relaciones isotópicas para Rb y Sm, 60 para Sr y 70 para Nd por cada muestra. Los valores (1σd = ±1σ abs) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. 1 SE(M) = 1σ abs /raiz n. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr = 0.1194 y <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.7102340 ± 11 (±1σabs, n = 24); para el estándar La Jolla (Nd): <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.511845 ± 7 (±1σabs, n = 18). La incertidumbre relativa de <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr = ± 2%, y de <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = ± 1.5% (1σ). La reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de ±4.5%, ±1.8%, ±3.2% y ±2.7% respectivamente.

**Tabla 10.** Composiciones isotópicas de Pb común en roca total para muestras seleccionadas de la zona Mariscal y Soconusco

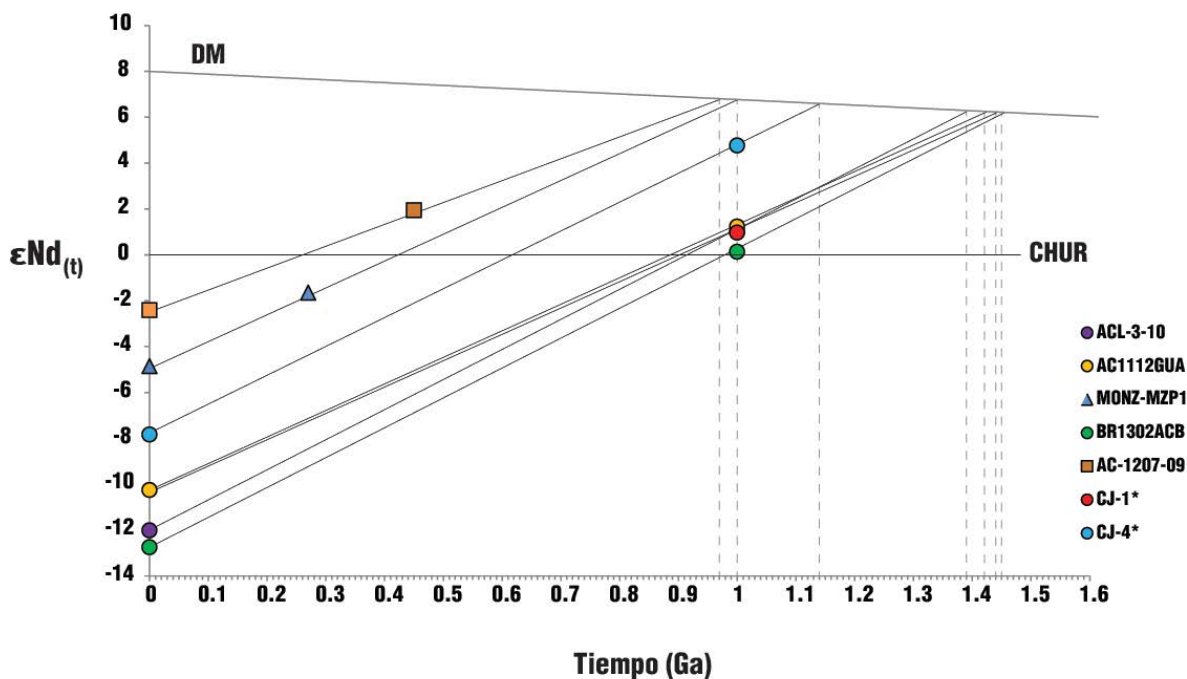
Muestra	Roca	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (% std err)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (% std err)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (% std err)	n			
ACL-3-10	anortosita	18.3402	0.023	15.5895	0.026	37.9568	0.027	97
AC-1207-09	anfibolita	18.9202	0.020	15.6156	0.020	38.8171	0.023	100
AC 1112 GUA	anortosita	18.4753	0.018	15.6091	0.020	38.1048	0.024	97
BR 1302 ACB	anortosita	18.4858	0.030	15.5914	0.028	38.5911	0.030	95
MONZ-MZP	monzonita	18.8319	0.029	15.6135	0.033	38.6857	0.036	100

**Nota:** Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb): <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 16.89 ± 0.05%, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 15.43 ± 0.07% y <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 36.52 ± 0.09% (±1σ rel, n = 61). Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.05 ng Rb, 0.46 ng Sr, .03 ng Sm, 0.33 ng Nd (blancos de procedimiento total) y 112 pg Pb (blanco de química).



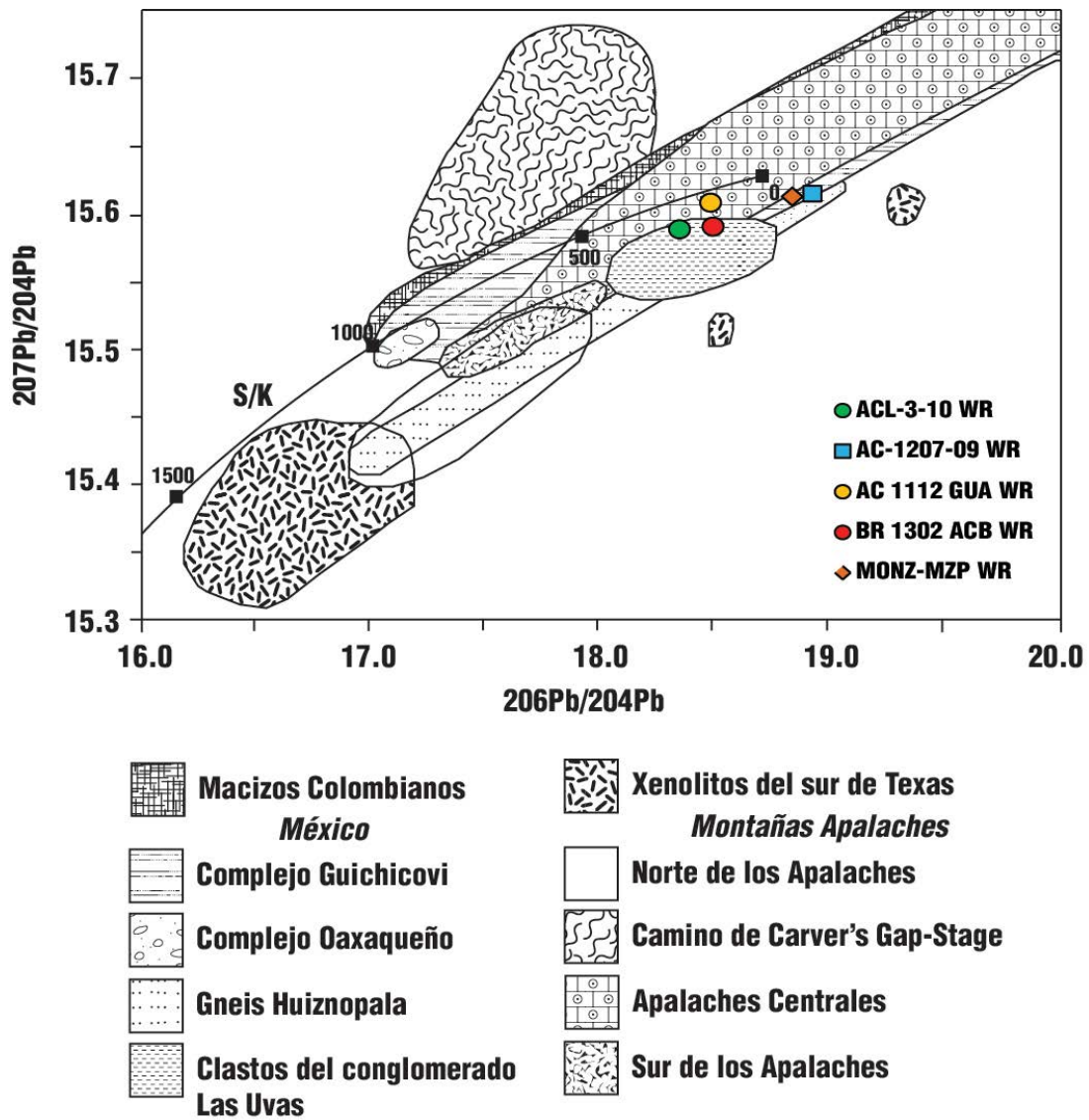
**Figura 4.12.** (a) Diagrama de  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  vs  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{(t)}$  para rocas seleccionadas de la zona Mariscal y Soconusco recalculadas a 1.0 Ga a excepción de la muestra Monz-Mzp1 recalculada a una edad de 278 Ma (b) Diagrama de  $\epsilon\text{Nd}$  vs  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  recalculado a 450 Ma.

En un diagrama con líneas de evolución del Nd (Fig. 4.13) las anortositas se observan de forma convergente cruzándose arriba del CHUR. Éstas presentan edades modelos ( $T_{DM}$ ) mayores conforme el  $\epsilon Nd$  actual disminuye de valor.



**Figura 4.13.** Diagrama de líneas de evolución del Nd en el tiempo para anortositas de la zona Mariscal-Soconusco. Las líneas punteadas indican la edad  $T_{DM}$ . \* datos tomados de (Estrada-Carmona et al., 2012).

Las composiciones isotópicas de Pb común para las muestras de anortosita de la zona Mariscal-Soconusco muestran un rango limitado de valores isotópicos, lo que sugiere un origen magmático similar; por otro lado, las muestras de meta-ferrodiorita y monzonita se encuentran más enriquecidas en  $^{206}Pb/^{204}Pb$  alejándose del grupo de anortositas (Fig. 4.14), lo cual podría apoyar la idea de que las meta-ferrodioritas no están asociadas al magmatismo anortosítico y son de una edad menor.



**Fig. 4.14.** Diagrama isotópico  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  mostrando composiciones isotópicas de Pb en roca total y feldespatos para rocas de edad grenvilliana en México, Colombia y el este de Estados Unidos de América (modificado de Ruiz et al., 1999 y referencias ahí citadas). Curva de crecimiento (S/K) es el crecimiento de la corteza promedio de Stacey y Kramers (1975).

## 5. Discusión

Las rocas del complejo anortosítico Mariscal-Soconusco presentan una complejidad en la determinación de sus edades debido a fenómenos secundarios (varios eventos metamórficos y zircón secundario por exsolución), lo cual dificulta la tarea de correlación con rocas similares distribuidas ampliamente en México (Oaxaquia). Aunque la geoquímica es similar a las anortositas expuestas en México y otras partes del mundo, existen muchas litologías típicamente asociadas a estas rocas (suite AMCG) que no están expuestas, o bien, por falta de exploración no han sido descubiertas ni descritas.

Las rocas comagmáticas o coetáneas (suite AMCG) facilitan el fechamiento de los complejos anortosíticos ya que estas litologías (al menos las charnockitas y granitos) presentan un contenido mayor de zircones comparadas a las anortositas y gabros. La falta de estas rocas asociadas en el complejo anortosítico Mariscal-Soconusco, obliga de cierto modo a prestar y analizar con mucha atención los datos geocronológicos existentes; es por eso que la interpretación de trabajos previos es clave en la determinación de la edad de las anortositas chiapanecas y su correlación con Oaxaquia.

Cabe señalar que el modelo para la generación de anortositas presentado en esta tesis es considerado por el autor una simple aproximación con base en su criterio y los datos obtenidos en este trabajo, por lo que se sugiere para un futuro la combinación de otros métodos isotópicos como Lu-Hf, Re-Os y O lo cuales suelen tener un mayor contraste isotópico entre corteza juvenil y manto.

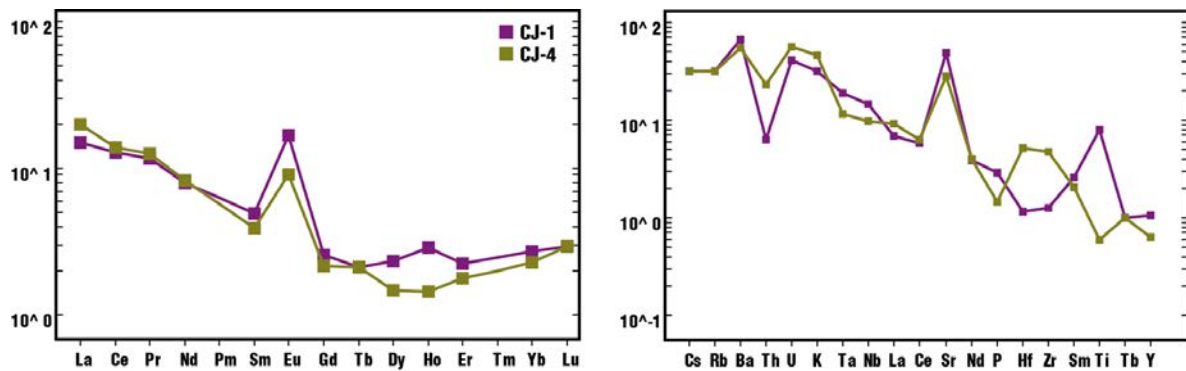
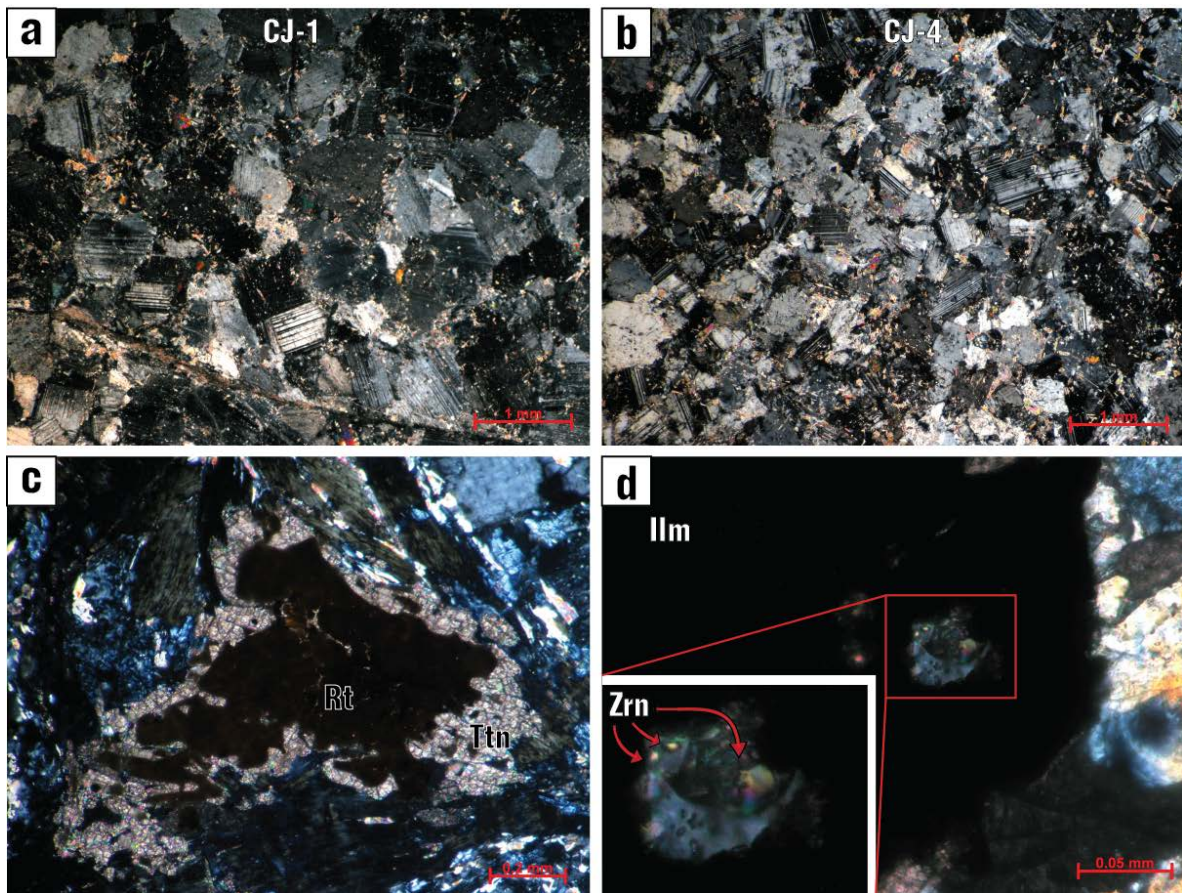
### 5.1 CJ-1 y CJ-4 (Estrada-Carmona *et al.*, 2012) ¿misma roca?

Que las muestras CJ-1 y CJ-4 sean consideradas la misma roca o no, tiene una implicación directa en las edades de la anortosita, ya que la muestra CJ-4 es la única anortosita que presenta una notable cantidad de zircones de edad grenvilliana concordante (1.0 Ga), mientras las otras anortositas fechadas en este trabajo presentan edades variantes pérmicas, ordovícicas y precámbricas (pan-africanas), siendo la edad ordovícica la más constante en todos los fechamientos. La muestra CJ-1 y CJ-4 fueron descritas y fechadas por Estrada-Carmona *et al.* (2012) y fueron clasificadas como un xenolito de anortosita (CJ-1) encajonado en una diorita (CJ-4). A continuación presento evidencias que sugieren que ambas muestras conforman una sola litología (anortosita).

La cartografía realizada por Estrada-Carmona *et al.* (2012) delimita un cuerpo “diorítico (CJ-4)” en un área de aproximadamente 1 km<sup>2</sup>; esta área fue analizada en el trabajo de campo de esta tesis con las conclusiones de que todo el cuerpo pertenece a una anortosita y su extensión es mucho mayor de lo ahí citado (ver mapa). Las características in-situ y ejemplares de mano así lo indican, junto con las litologías que se encuentran

dentro de este cuerpo como hornblenditas y abundantes lentes de Ti-Fe, las cuales se encuentran típicamente en todos los cuerpos de anortosita en Chiapas. El re-análisis petrográfico rectifica las suposiciones anteriores no dejando lugar a duda como se observa en la Figura 5.1a-b. Entre las diferencias petrográficas, la muestra CJ-1 muestra una mayor concentración de óxidos de Ti-Fe, especialmente rutilo y en menor proporción ilmenita, ambas fases son reemplazadas por titanita. Por otro lado, la muestra CJ-4 presenta una avanzada alteración hidrotermal reflejada en la abundante sericitización y sausrutización de la plagioclasa. Contrariamente a los descrito por Estrada-Carmona *et al.* (2012) no se encontraron fases minerales como anfíbol, cuarzo y feldespato potásico.

En los que respecta a elementos traza, estos parecen haberse comportado como un sistema cerrado durante la alteración, ya que presentan patrones de REE y elementos traza casi idénticos como se observa en la Figura 5.1. Algunas diferencias se observan en el Ti, ésto seguramente asociado a la diferencia modal de óxidos de Ti-Fe en cada muestra. Por otro lado, la mayor concentración en Th, Hf y Zr de la muestra CJ-4 se puede deber a la mayor proporción de zircones en la roca, pues mientras que en esta muestra se separaron cerca de 50 zircones, en la muestra CJ-1 solamente se separaron 10 cristales, lo que podría explicar las pequeñas variaciones en los HFSE. Por todo lo anterior se concluye que la única diferencia entre ambas muestras es el grado de afectación por un hidrotermalismo lixiviando elementos como CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y enriqueciendo el SiO<sub>2</sub>.



**Fig. 5.1** (a) y (b) Fotomicrografías de muestra CJ-1 y CJ-4 respectivamente. (c) Rutilo coronado por titanita. (d) Zircón formado en bordes de ilmenita. Diagramas de REE y elementos traza para las muestras CJ-1 y CJ-4 obtenidas a partir de los datos de Estrada-Carmona et al. (2012) normalizados con manto primitivo (Nakamura, 1974).

## 5.2 Eventos metamórficos el Complejo Mariscal-Soconusco

La mineralogía monominerálica de las anortositas y sus rocas asociadas contribuye poco a la identificación de facies metamórficas alcanzadas durante su evolución. No obstante, se han identificado secuencias asociadas a las anortositas como el Gneis Chipilín, la Unidad Candelaria, la Unidad los Cacaos y la Clinopiroxenita la Piñuela donde presentan grados variables de migmatización. Considerando que estas secuencias presentan mayoritariamente un componente máfico, se considera alcanzaron facies de grado alto metamórfico para lograr tal fusión.

La mineralogía en litologías de origen ígneo no presentan relictos de ortopiroxeno como comúnmente contienen las anortositas de otras partes del mundo y de México, esto puede ser el resultado de varios procesos de retrogresión; aunque cabe mencionar que algunas rocas asociadas a la Unidad Candelaria y Los Cacaos presentan fases que ópticamente asemejan a ortopiroxeno como se observa en la Fig. 2.24. Aunque existe la duda sobre las facies metamórficas más altas que llegó alcanzar el CMC, no hay duda que eventos de posible carácter hidrotermal han superpuesto una paragénesis ubicua en facies de esquisto verde presentando casi siempre como fases secundarias titanita + clorita + epidota + actinolita/tremolita  $\pm$  calcita.

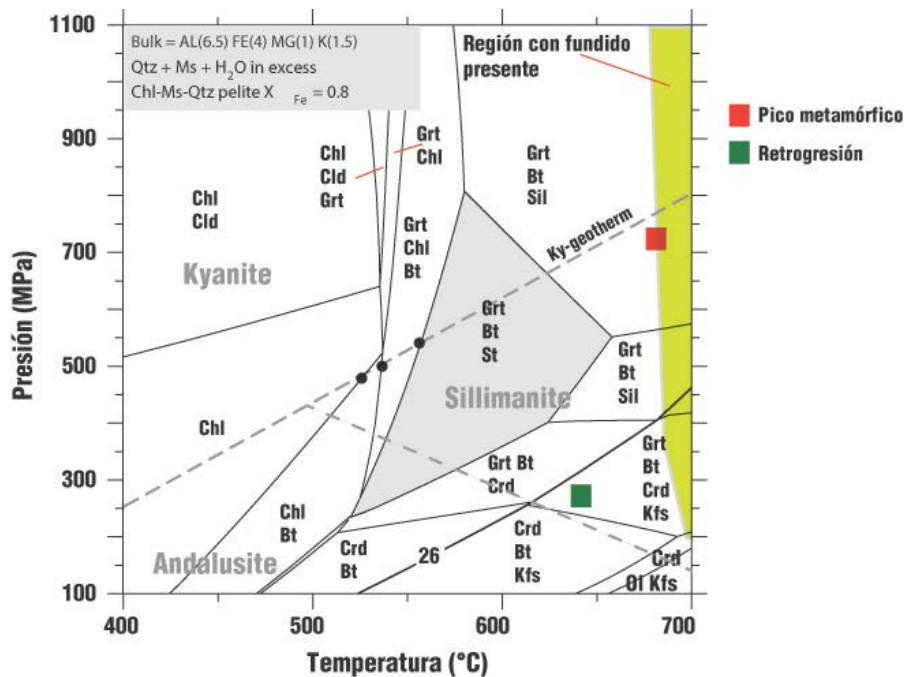
Tomando en cuenta que la formación de las anortositas es mayormente anhidra, es muy probable que este tipo de fases (p.ej. ortopiroxeno) hayan existido y sido parcialmente modificadas por el metamorfismo ocurrido durante el Ordovícico (470-450 Ma aprox., Manjarrez-Juárez, 2013) y casi total a total durante el evento permo-triásico. Estos eventos involucraron durante su proceso un componente enriquecido en H<sub>2</sub>O para poder lograr la generación de rocas anfibolíticas y posteriormente fundirlas. Otra importante fuente de fluidos que promovieran la transformación de minerales primarios pudo ser el sistema de fallas presente, así como el extenso magmatismo miocénico asociado a ellas.

En la suite anortosítica y rocas asociadas existen relictos de rutilo, Ti-hornblenda y clinopiroxeno. La paragénesis Ti-hornblenda + plagioclasa  $\pm$  apatito  $\pm$  titanita  $\pm$  rutilo  $\pm$  ilmenita en rocas máficas implica condiciones en facies de anfibolita alta o la interfaces anfibolita-granulita (Bucher y Grapes, 2011). Manjarrez-Juárez (2013) propone que la ausencia regional de piroxeno o granate se debe a un retardo en su formación por los altos contenidos de Mg, lo cual ocurre en un rango de temperaturas entre 650-850°C. Por otro lado, los experimentos indican que en rocas básicas el rutilo se forma a presiones arriba de 10 kb (Meinhold, 2010). Estrada-Carmona *et al.* (2009) describieron presiones de  $\sim$ 9 kbar y temperaturas de  $\sim$ 800°C para la Unidad Custepec y la formación de rutilo local en rocas pelíticas.



La presencia de rutilo parece estar restringida a la suite anortosítica y al Gneis Chipilín; este mineral no ha sido descrito en otras rocas meta-ígneas del CMC incluyendo la Unidad Candelaria. Es probable que la generación de esta fase se deba a eventos previos al metamorfismo pérmico y ordovícico (debido a la inexistencia de esta fase en rocas enriquecidas en  $\text{TiO}_2$  de la Unidad Candelaria) posiblemente entre 930 y 970 Ma como lo propone Manjarrez-Juárez (2013), o bien, existan distintas generaciones de rutilo como algunas texturas lo sugieren (origen magmático: agujas dentro de plagioclasa o rutilo intersticial; metamórfico: texturas en forma de coronas y rellenando fracturas). En el Complejo Oaxaqueño y Guichicovi, el rutilo se formó durante el evento de facies granulita que ocurrió en la base de la corteza (Weber y Hecht, 2003; Schulze, 2011).

Aunque ambas secuencias están migmatizadas y presentan una paragénesis similar (sillimanita + cordierita  $\pm$  granate  $\pm$  feldespato potásico) la Unidad Los Cacaos difiere de la Unidad El Jocote por su alto contenido de biotita rica en Ti; se propone un protolito pelítico rico en clorita y muscovita con un pico y retrogresión metamórfica como el que se ilustra en la Fig. 5.2, por lo tanto, la paragénesis en esta roca la coloca en facies de anfibolita alta con temperaturas de  $\sim 700^\circ\text{C}$ , lo que promovería la deshidratación de fases hidratadas y fusión posterior de la roca. Los fluidos liberados de las meta-pelitas pudieron promover la hidratación y posterior fusión de los gneises máficos intercalados.



**Fig. 5.2.** Paragénesis estable en una roca meta-pelítica rica en Fe que originalmente contenía  $\text{Chl} + \text{Ms} + \text{Qz}$  modificado de Bucher y Grapes (2011) mostrando las condiciones de P-T que pudo haber sufrido la Unidad Los Cacaos.

Como se mencionó anteriormente, Manjarrez-Juárez (2013) propone la idea de un evento metamórfico compresivo durante el Ordovícico que plegó y fundió las unidades Candelaria y Jocote (Manjarrez-Juárez, 2013; Weber *et al.*, 2013), lo cual contradice el modelo existente donde (al menos el Bloque Maya sur) se encontraba en una zona de extensión debido a la apertura del océano Rheico (Keppie y Ramos, 1999; Manjarrez-Juárez, 2013), por lo que la localización de Bloque Maya durante el Ordovícico tuvo que estar involucrado en el cierre del océano Iapetus como lo han propuesto Martens *et al.* (2010) y no durante la apertura del océano Rheico.

El evento metamórfico pérmico (ca. 250 Ma) está bien registrado en la suite anortosítica chiapaneca, especialmente en los zircones originados en las rocas ricas en óxidos de Ti-Fe (ver sección de edad de la anortosita), los cuales tienen la misma edad del evento, así como en los sobrecrecimientos y granos generados en las anortositas durante el metamorfismo; éstos últimos caracterizados por relaciones  $\text{Th/U} \leq 0.2$ .

### 5.3 Edad de la anortosita Mariscal-Soconusco

La dificultad para obtener edades isotópicas de anortositas de tipo masivo se debe en parte a: (1) las pequeñas variaciones en las relaciones isotópicas padre/hijo y a la falta de zircones, (2) el re-equilibrio metamórfico posterior al cual muchas anortositas han sido sometidas y han afectado su sistema isotópico, y (3) la contaminación variable de los magmas parentales con materiales corticales (Ashwal *et al.*, 1986). Como resultado, casi todas las anortositas en el mundo han sido fechadas a partir de sus rocas asociadas silíceas, las cuales no tienen una relación comagmática sino coetánea.

Como se ha mencionado en la sección anterior, las rocas anortosíticas del Complejo Macizo de Chiapas se han visto involucradas en al menos dos eventos metamórficos de alto grado (ca. 250 y 470-450 Ma). La ambigüedad geocronológica U-Pb de las anortositas chiapanecas surge principalmente por discordancias (distinto valor en las edades U-Pb y  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ), comúnmente atribuido a la presencia de antiguos componentes “heredados” o pérdida de Pb radiogénico. La pérdida de Pb en los zircones es comúnmente atribuida a sistemas de comportamiento abierto durante episodios de perturbación térmica cortos, continuos o integrados en el tiempo, recristalización, alteración hidrotermal y/o lixiviación química. En tales procesos la pérdida de Pb radiogénico ha sido frecuentemente observada, donde ejemplos de pérdida casi completa son raros y limitados a pocos casos de lixiviación química durante extrema milonitización, o lixiviación de precursores metamórficos por fluidos de baja temperatura ( $\sim 400^\circ\text{C}$ , Ashwal *et al.*, 1999). Ashwal *et al.* (1999) correlacionan el tamaño de zircones con la edad, ya que encuentran que zircones de mayor tamaño preservan mejor las características isotópicas de la cristalización, mientras que los zircones de menor tamaño se encuentran fracturados y enriquecidos en U y Th e interpretan

ésto en términos de una pérdida de Pb durante un evento prolongado de alta temperatura, por lo que concluyen que los sistemas isotópicos de U-Pb en zircones magmáticos pueden restablecerse, pero esto requiere condiciones especiales, tales como un episodio metamórfico de larga duración con temperaturas arriba o iguales a la temperatura de cierre del Pb en zircón. Por este fenómeno la edad magmática de la anortosita en cuestión puede tener en efecto edades mayores a los zircones más antiguos registrados durante el fechamiento (Ashwal *et al.*, 1999). Otra causa de valores discordantes es el muestreo de al menos dos zonas de crecimiento no relacionadas durante los análisis de U-Pb (Guitreau y Blichert-Toft, 2014).

Los datos U-Pb obtenidos en las mediciones de la suite anortosítica son complejos y posiblemente reflejan pérdida de plomo antigua, recristalización y formación de sobrecrecimientos. De cuatro muestras de la suite anortosítica analizadas en este trabajo, tres muestras contienen zircones con edades concordantes entre ~260-230 Ma (LI1307A, ACL-5-10B, NF1302ACB, ver Fig. 5.4) al igual que la muestra de anortosita CJ-4 (Fig. 5.3b y Fig. 5.4) analizada por Estrada-Carmona *et al.* (2012). Esta edad se considera como el último evento metamórfico que afectó al CMC, el cual es respaldado por las bajas relaciones de  $Th/U \leq 0.2$ , así como por el alto contenido de U (~1000 ppm, ver Fig. 5.3d) en los zircones con estas edades. La suite anortosítica Mariscal-Soconusco muestra una alteración de las plagioclasas fuerte a completa, transformándolas a mica blanca de grano fino. La presencia de una alteración secundaria es evidencia de que circularon fluidos hidrotermales a través de estas rocas y reaccionaron con los minerales ígneos pre-existentes. Para el zircón de origen hidrotermal se ha considerado que las concentraciones de U (~550-13000 ppm) y Th (~450-6000 ppm) son generalmente altas (Belousova *et al.*, 2002) debido a la introducción al sistema de fluidos acuosos enriquecidos en U como uranilo soluble ( $UO_2$ ; Weber *et al.*, 2010); lo cual coincide con los valores obtenidos en la muestra de anortosita CJ-4 para zircones de edades permo-triásicas, así como para la edad permo-triásica de la muestra LI1307A. Estas muestras contienen zircones de esa edad con concentraciones de U entre 500 y 5500 ppm (en promedio 2950 ppm), y de Th entre 145 y 1200 ppm (en promedio 584 ppm). Por lo anterior se puede considerar que las edades concordantes entre 260 y 230 Ma no estén reflejando solamente un evento metamórfico, sino también probablemente eventos hidrotermales en el Triásico asociado a los sistemas magmáticos tardíos que existieron durante el emplazamiento del batolito de Chiapas.

Con base en observaciones y descripciones en la literatura, la morfología de los zircones en las anortositas masivas varía de euhedral a intersticial y poikilitica, las concentraciones de U varían entre 9 y 463 ppm, y cerca del 50% de valores publicados ocurre en el rango entre 25-75 ppm (Scoates y Chamberlain, 2003). Lo anterior y relaciones texturales indican que los zircones cristalizan de un líquido intersticial evolucionado, aunque bajo en U a temperaturas justo arriba del sólido para anortositas (900-1000°C, Morisset, 2008). Con base en lo anterior, no se puede considerar que las coronas de zircón encontradas en las muestras de rutilmenitita alrededor de óxidos de Ti-Fe sean de origen

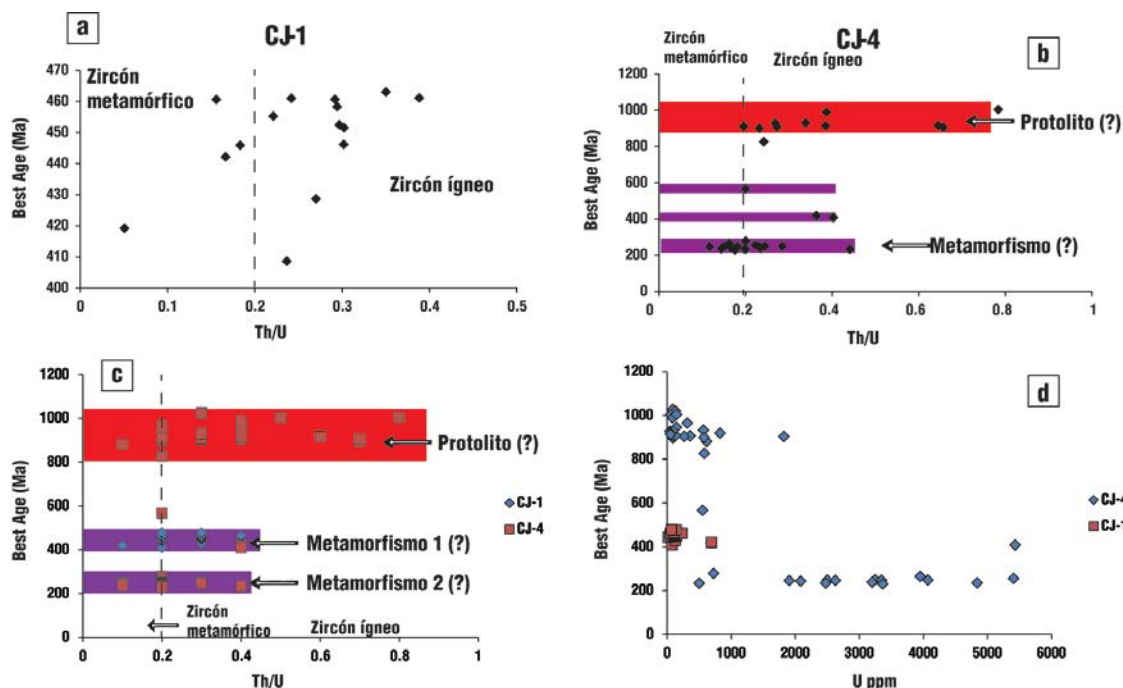
hidrotermal, ya que los contenidos de U no superan las 10 ppm de U y las 60 ppm de Th y al mismo tiempo, que los zircones de edad pérmica con muy altas concentraciones de U no sean zircones de origen magmático, sino hidrotermal o metamórfico.

La edad más constante tanto en las muestras de este trabajo como en las muestras de anortosita de Estrada-Carmona *et al.* (2012) son del Ordovícico-Silúrico (470-410 Ma). Las relaciones de Th/U para estas edades son poco consistentes con un origen metamórfico, y sólo una muestra (BR1302ACB) exhibe la mayoría de sus zircones con relaciones Th/U menores 0.2 sugiriendo un origen metamórfico (Fig. 3.3d); las otras muestras exhiben una amplia gama de valores generalmente con valores de Th/U mayores a 0.2, y sólo en ocasiones un spot presenta valores menores a 0.2 (ver Fig. 3.3b). Vale la pena mencionar que la muestra CJ-1 sólo presenta edades ordovícico-silúricas (465-408 Ma) y algunos valores (4 spots) caen dentro del campo con valores Th/U menores a 0.2. La ambigüedad en las relaciones Th/U para este grupo de edades podría estar asociado al enriquecimiento en Th por los fluidos que intervinieron en las formación de nuevos cristales o sobrecrecimientos de zircón. Es posible que a diferencia del evento metamórfico pérmico donde claramente existe un enriquecimiento de U, para el evento metamórfico ordovícico el fluido metamórfico que participó estaba enriquecido en Th. Aunque las relaciones bajas de Th/U puede ser indicativo de un origen metamórfico, también existen zircones metamórficos con una relación Th/U alta, particularmente en rocas de grado alto metamórfico (Möller *et al.*, 2003). La concentración de Th y U en el zircón están influenciado de forma primaria por factores tales como la disponibilidad del elemento dentro de un ambiente de reacción y del comportamiento de partición del Th y U entre el zircón y los minerales co-existentes, el fundido y los fluidos (Harley *et al.*, 2007). Por ejemplo, el crecimiento concurrente o primario de minerales tales como monacita y allanita, donde el Th es un constituyente estructural mayor, puede dar como resultado zircones con una concentración de Th baja y por lo tanto una relación Th/U baja. Por otro lado, los zircones pueden tener concentraciones altas de Th y relaciones de Th/U altas si cristalizan antes que la monacita o alanita en un fundido parcial (Harley *et al.*, 2007). Por lo anterior, no se puede descartar un origen metamórfico para los zircones del grupo del Ordovícico-Silúrico de la suite anortosítica chiapaneca. Al menos no cuando existe evidencia clara geocronológica y de campo de un metamorfismo de alto grado durante ese tiempo (Manjarrez-Juárez, 2013; Weber *et al.*, 2013).

Otra edad presente en la suite anortosítica es una edad Pan-Africana de ca. 550-600 Ma. Una edad similar a la encontrada en rocas de basamento del cráter Chicxulub (Krogh *et al.*, 1993). Esta edad está presente en la muestra de rutilmenitita ACL-5-10B, de anortosita BR1302ACB, meta-gabronorita NF1302ACB, y también se reporta un fechamiento concordante de esta edad por Estrada-Carmona *et al.* (2012; Fig. 5.4) en la muestra de anortosita CJ-4 y CJ-71, esta última clasificada como un granito perteneciente al Plutón Motozintla. Aunque nunca se ha considerado formalmente la existencia de edades U-Pb pan-africanas en el CMC, Schaaf *et al.* (2002) proponen la posible existencia de un

basamento pan- africano de  $509 \pm 97$  Ma. Mujica-Mondragón (1987) presenta una edad K-Ar/muscovita en el Batolito de Chiapas de  $512 \pm 26$  Ma la cual es muy similar a la obtenida por Schaaf *et al.* (2002).

Weber *et al.* (2006) analizaron geocronológicamente areniscas de la Formación Santa- Rosa concluyendo que el mayor aporte de zircons detríticos tuvo una fuente Pan-Africana de edad entre 520 y 630 Ma. Para Weber *et al.* (2006) la falta de rocas con esta edad en el CMC descartó la posibilidad de ser la fuente de estos sedimentos.

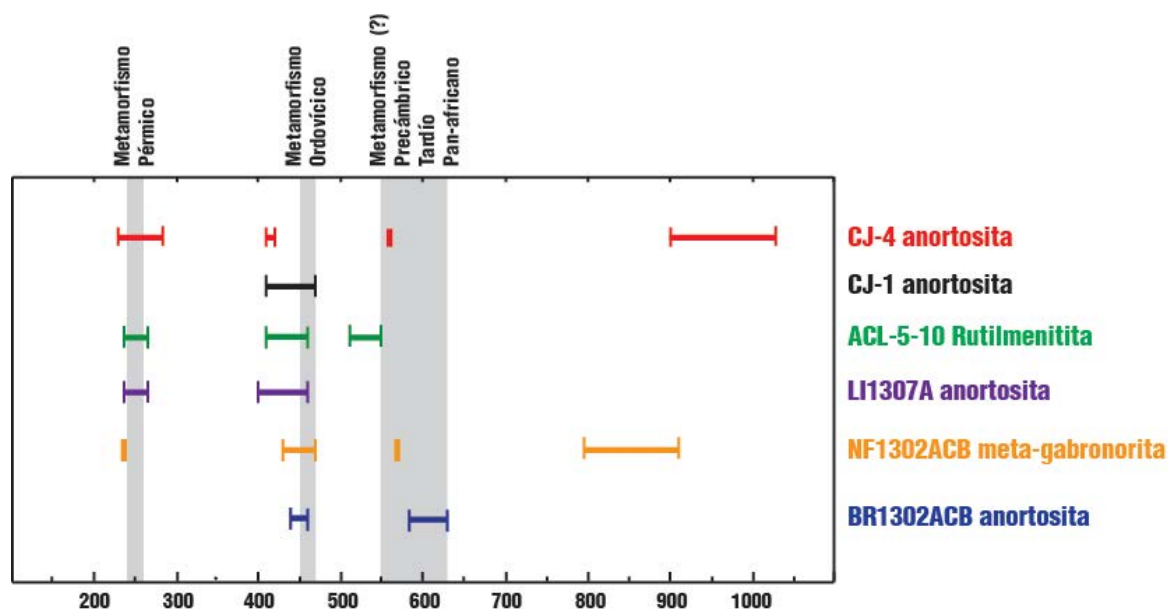


**Fig. 5.3.** Diagramas de relaciones edad vs Th/U para (a) muestra CJ-1 (b) muestra CJ-2 (c) muestras CJ-1 y CJ-4 (d) diagrama de edad vs U, nótese el alto contenido de uranio en los zircons de edad más joven.

En un re-análisis de todos los fechamientos U-Pb realizados en el CMC se ha encontrado que, aunque escasos, las edades concordantes pan-africanas existen, tal es caso de Salazar-Juárez (2008) quien fechó un granito rosa cerca de Motozintla en  $368 \pm 37$  Ma que aunque relaciones de campo sugieren una edad Ordovícica contiene un dato  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  con una edad de 629.63 Ma. La mayoría de edades  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  de esta muestra están en un rango entre 540 y 680 Ma, a excepción de tres que están entre 800 y 999 Ma. Pompa-Mera (2009) fechó rocas en los alrededores de Motozintla de las cuales la muestra CB-50A presenta solamente edades pan-africanas entre 550 y 660 Ma. La muestra 605 considerada un ortogneis contiene entre otras edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  entre 510 y 520 Ma, mientras que la muestra 1105 clasificada como un gneis de biotita y sillimanita tiene una intersección inferior a los  $577 \pm 210$  Ma y fue considerada como una apertura del sistema durante un

evento térmico. En los datos geocronológicos recientes de Manjarrez-Juárez (2013), aunque la mayoría de datos ocurre con edades ordovícicas (~450 Ma) y grenvillianas (~1.0 Ga) algunos puntos arrojan edades entre 510 y 580 Ma (muestra anfibolita B1205113, y migmatitas R0103 y R0401). Aunque estas edades podrían tener varias explicaciones de naturaleza analítica (el láser hace contacto con zonas del zircón de edades distintas), es poco probable que la muestra de anortosita BR1302ACB presente tal cantidad de mediciones erróneas con valores pan-africanos (ca. 550-600 Ma).

**Fig. 5.4.** Diagrama esquemático de los grupos de edades fechados en las muestras de este trabajo y en las dos muestras de anortosita analizadas por Estrada-Carmona *et al.* (2012).

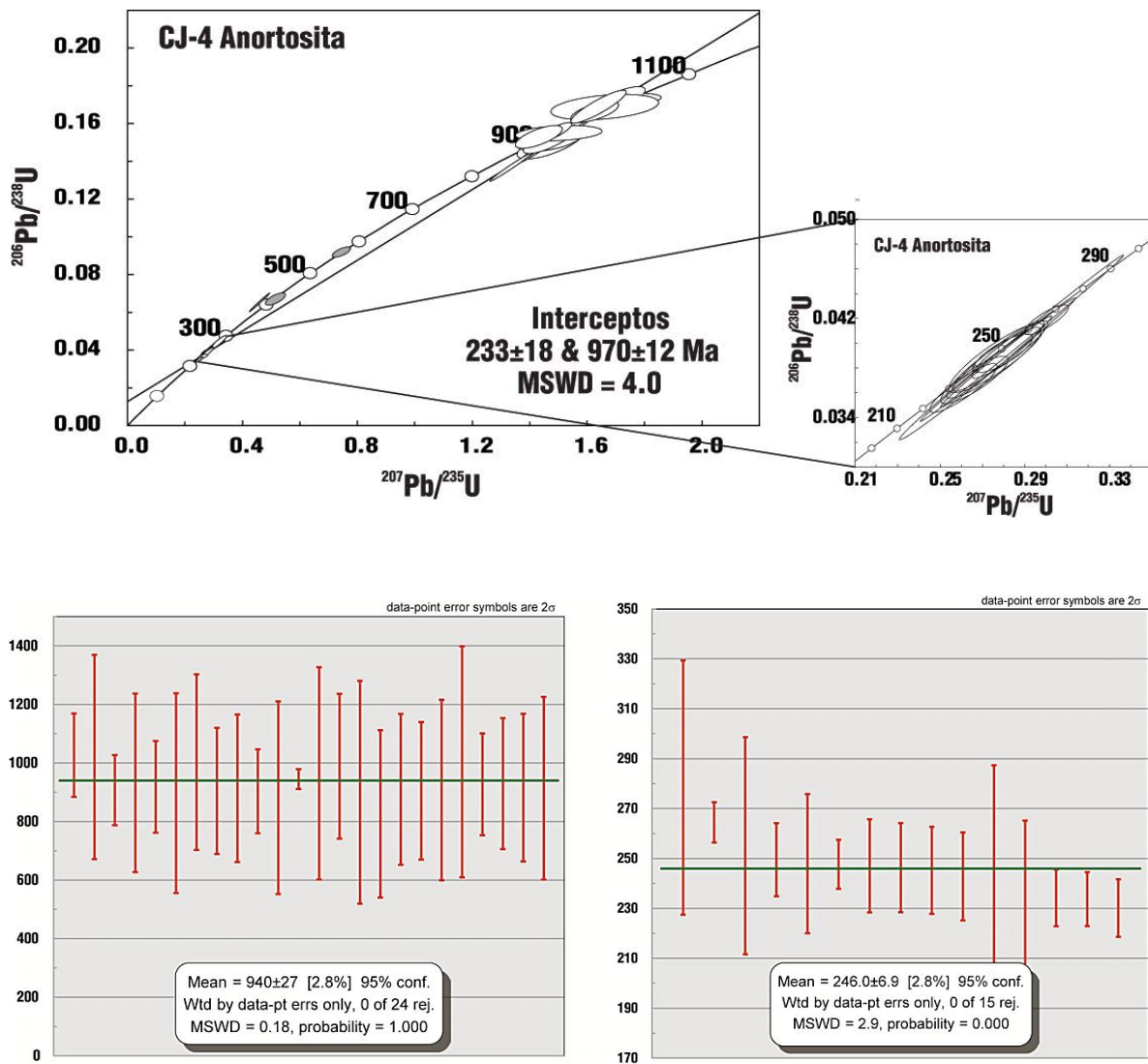


La muestra de meta-gabronorita del área de Nueva Francia (NF1302ACB) presenta edades mayores a las pan-africanas encontradas en la anortosita BR1302ACB. Esta muestra tiene una edad de intersección superior de  $809 \pm 82$  Ma mientras que la anortosita BR1302ACB (con edades pan-africanas) tiene una edad de intersección superior  $613 \pm 92$  Ma. Ambas edades de intersección superior presentan errores analíticos grandes lo que indica que los zircones pueden ser complejos y puede ser que más de dos eventos participaron en la evolución de estos zircones. Considerando el error en la meta-gabronorita hacia edades más antiguas, la muestra tendría edades grenvillianas (~1.0 Ga), la cual es una edad recientemente encontrada en gneises cuarzo feldespáticos y anfibolitas de la Unidad Candelaria (Manjarrez-Juárez, 2013; Weber *et al.*, 2013). Integrando la muestra CJ-4 de Estrada-Carmona *et al.* (2012) como parte de la suite anortosítica, se podría decir que es la mejor representación geocronológica del complejo anortosítico Mariscal-Soconusco, ya que de 42 puntos a núcleos y bordes, 25 arrojan edades grenvillianas (Fig. 5.5). La intercepción superior tiene una edad de  $970 \pm 12$  Ma y la inferior una edad de  $233 \pm 18$  Ma. La edad mediana ponderada para el grupo de zircones precámbricos arroja una edad de  $940 \pm 27$  Ma

y para el grupo pérmico una edad de  $246 \pm 6.9$  Ma. La edad inferior se considera una edad metamórfica u originada por procesos hidrotermales como anteriormente se ha explicado. La edad grenvilliana en esta roca presenta una serie de datos concordantes que van desde  $\sim 1026$ ,  $960$  a  $930$  Ma, y la misma situación ocurre con los gneises grenvillianos fechados por Manjarrez-Juárez (2013), por lo que el sugiere un posible evento metamórfico a los  $\sim 960$  Ma.

La migmatización ocurrida en la secuencia anfibolítica de la Unidad Candelaria tiene edades ordovícicas de ca.  $450$  Ma, mientras que las propias anfibolitas (paleosoma) presentan edades de intersección inferior de ca.  $450$  Ma y superior de  $1000$  Ma (Manjarrez-Juárez, 2013). Esto confirmaría que la edad de  $450$  Ma tiene que ser una edad metamórfica, ya que sería totalmente ilógico que el neosoma y el paleosoma compartan la misma edad; por tal motivo, Manjarrez-Juárez (2013) considera que la secuencia anfibolítica es coetánea a los gneises grenvillianos, por lo que interpreta la intercepción superior de ca.  $1.0$  Ga como la edad de cristalización de la secuencia anfibolítica, y de  $450$  Ma como la edad del evento de migmatización. Además, la formación de zircones metamórficos en la anfibolita sería consistente con el hecho de que en rocas máficas la hidratación del clinopiroxeno puede conducir a la liberación de cantidades traza de Zr durante la formación de anfíbol, y por lo tanto formar zircones metamórficos (Heaman y Parrish, 1991). Como soporte a esta idea está el hecho de que la Unidad Candelaria tiene una mineralogía relictiva de clinopiroxeno, lo cual se observó en la sección de geología local, y la presencia de cadenas de zircones en los bordes de hornblenda, observado en la muestra de ferrodiorita en la zona de Mariscal.

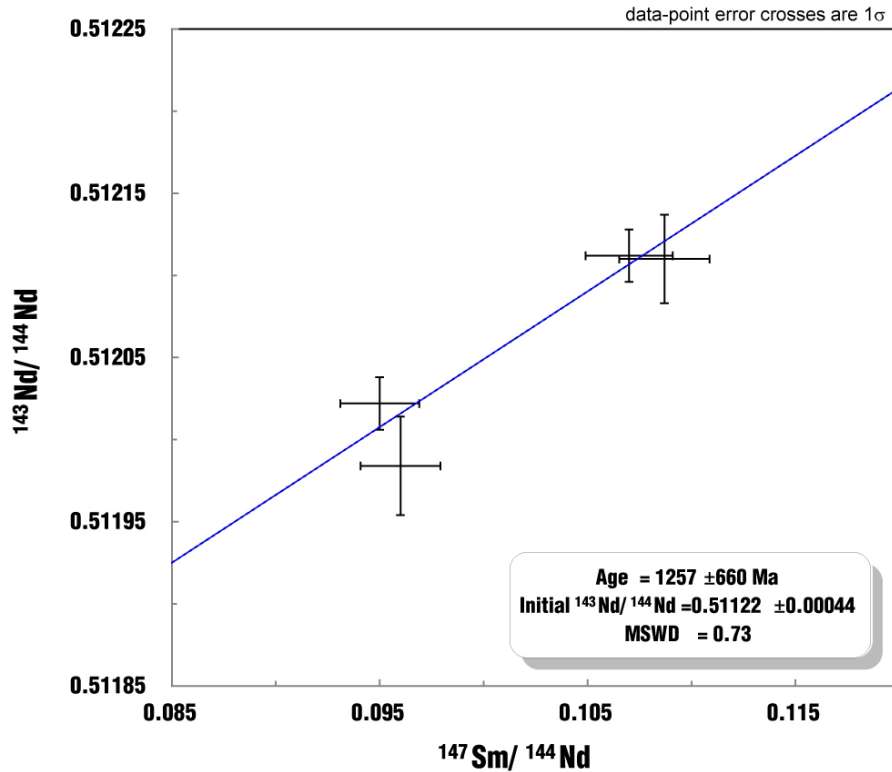
Las relaciones de campo entre la suite anortosítica y la Unidad Candelaria (al menos lo que es considerado Unidad Candelaria sin calci-silicatos intercalados) presentan una estrecha relación espacial, aunque los contactos aún no han sido observados claramente se observa casi siempre la presencia de anortositas junto a la Unidad Candelaria. En varios transectos se puede observar el cambio de una unidad a otra, como es el ejemplo de la Barranca El Chipilín, donde aguas arriba la anortosita masiva se transforma en el Gneis Chipilín (correlacionable con la Unidad Candelaria sin calci-silicatos). Esta secuencia con migmatización y una mayor cantidad de anfibolitas-hornblenditas intercaladas presenta una mayor heterogeneidad litológica, promoviendo un comportamiento deformacional mayor a diferencia de los cuerpos de anortosita mucho más homogéneos litológicamente, los cuales tienen una deformación no tan intensa como en la secuencia bandeada del Gneis Chipilín. Las edades de la Unidad Candelaria como de la anortosita Mariscal-Soconusco son similares.



**Fig. 5.5.** Diagrama de Wetherill para relaciones isotópicas U-Pb en zircones y media ponderada de la muestra CJ-4 de los grupos de edades grenvillianas y pérmicas (modificado de Estrada-Carmona et al., 2012).

Otra evidencia que sugiere una edad proterozoica para las anortositas, es la edad obtenida por medio de una isócrona a partir de los datos isotópicos de Sm-Nd de las muestras de anortosita analizadas en este trabajo como las analizadas por Estrada-Carmona et al. (2012). La isócrona presenta una edad de 1257±660 Ma (Fig.5.6) lo cual sugiere una edad precámbrica para su cristalización. El error ( $\pm 1\sigma$ ) es alto debido a la poca variación de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ .

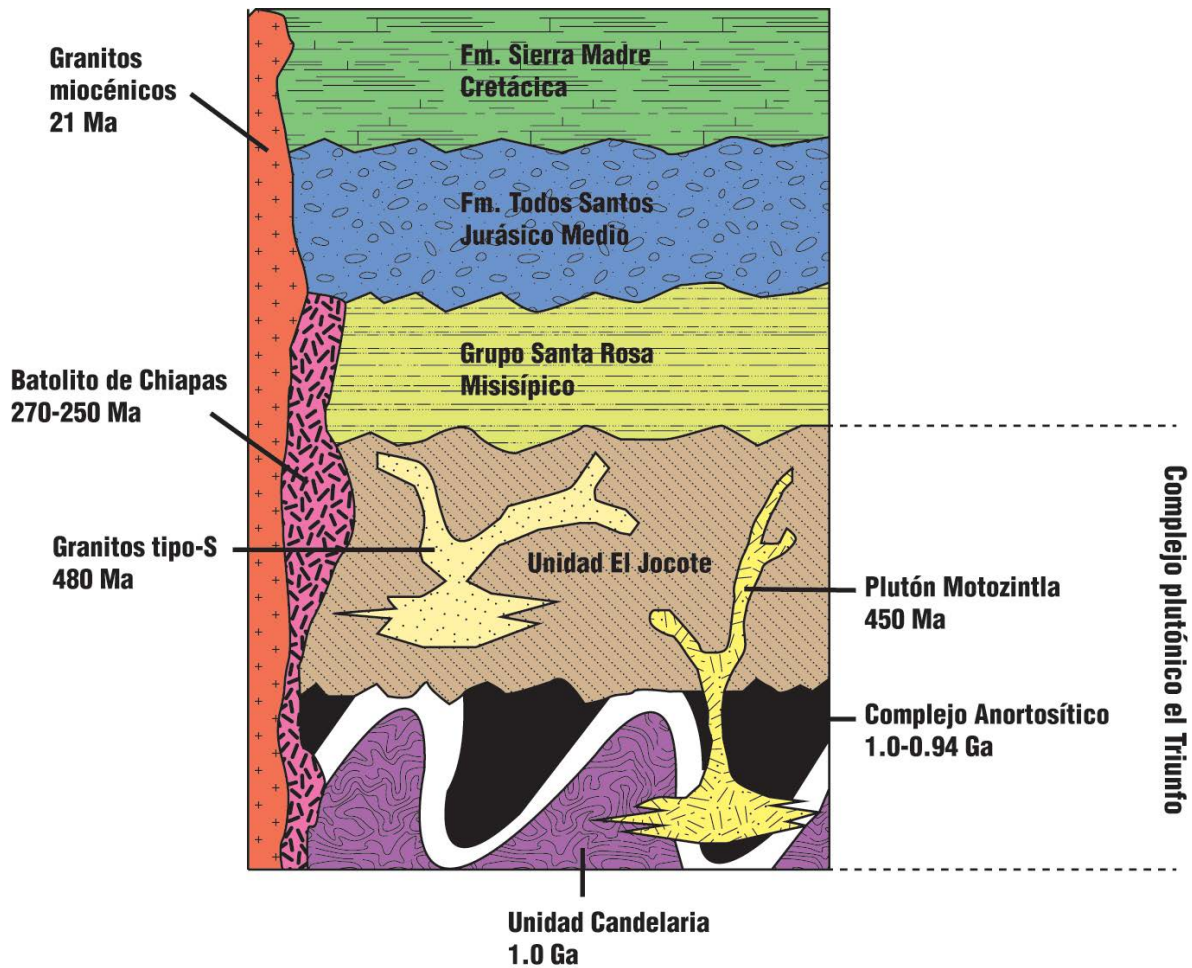




**Fig. 5.6.** *Isócrona de Sm-Nd para 4 rocas anortosíticas del complejo anortosítico Mariscal-Soconusco. Todos los errores son  $1\sigma$ .*

Aunque las edades obtenidas no fueron totalmente concluyentes, las relaciones de campo con la Unidad La Candelaria, las litologías asociadas (típicas de anortositas proterozoicas), la edad modelo y la isotopía, convergen en la conclusión de que la anortositas masivas del complejo anortosítico Mariscal-Soconusco son de edad proterozoica y que la complejidad mostrada en sus zircones representan una serie de alteraciones al sistema U-Pb durante eventos de metamorfismo regional y posiblemente dinámico, así como fenómenos donde existe la generación de zircones por medio de la exsolución de Zr en ilmenita.

Los datos geocronológicos obtenidos y los considerados de otros trabajos en el CMC, sugieren una columna estratigráfica como en la Fig. 5.7 donde la Unidad Candelaria y el complejo anortosítico son la base de la columna. A la Unidad Candelaria y al complejo anortosítico le sobreyacen discordantemente los metasedimentos de la Unidad Jocote, posiblemente depositada en cuencas asociadas al rompimiento Pan-Africano. La migmatización de esta secuencia sugiere un límite mínimo de deposición de 480 Ma.



**Fig. 5.7.** Columna litoestratigráfica propuesta para el CMC mostrando los principales litotipos asociados al Complejo anortosítico Mariscal-Soconusco.

## 5.4 Configuración tectónica y fuente del Complejo Anortosítico Mariscal-Soconusco

La aparición y distribución de los cuerpos de anortosita de ambos complejos junto a la falla regional Polochic, sugiere que esta estructura está involucrada no sólo en el desplazamiento lateral de los cuerpos, sino también (debido a una componente vertical) a la exhumación de las raíces del complejo. Estratigráficamente se considera al complejo anortosítico Soconusco como una porción del emplazamiento de mayor profundidad. Como base para esta aseveración está el mayor grado de deformación y la aparición más frecuente de gneises máficos intercalados a las anortositas, esto último típico de la base de las cámaras magmáticas anortosíticas (minerales máficos se acumulan por densidad en la base generando mayor frecuencia de bandas máficas). Contrariamente, el complejo Mariscal

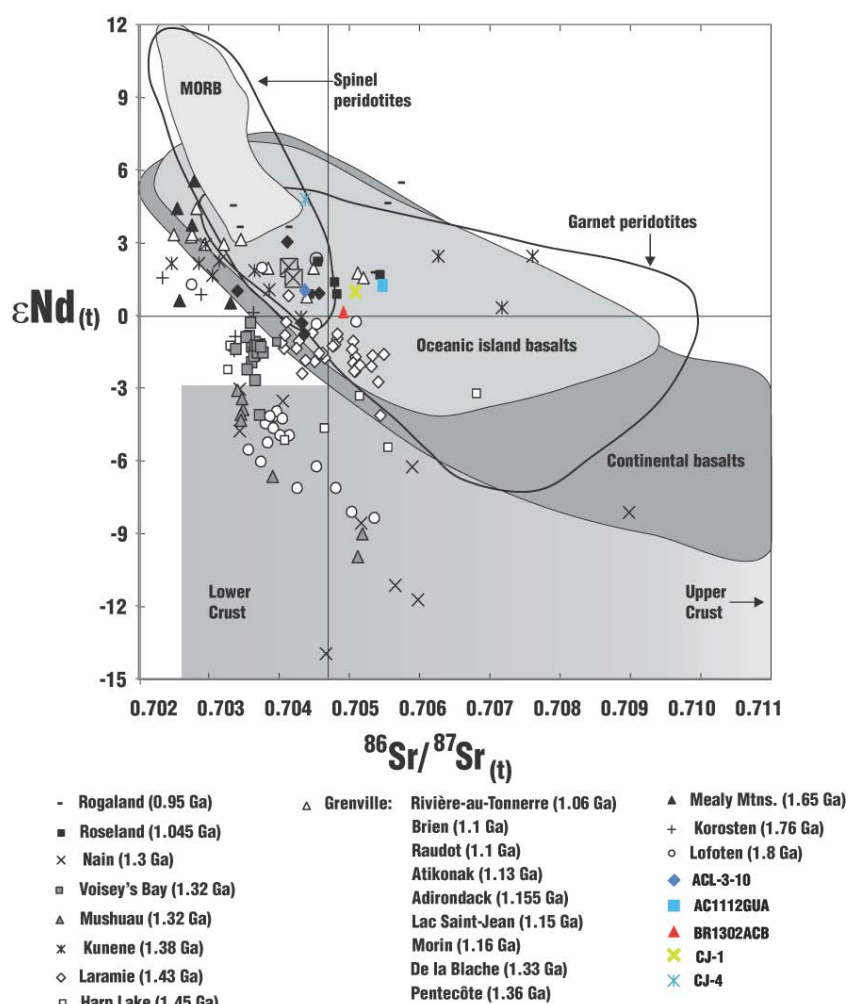
presenta escasas intercalaciones de gneises máficos, siendo lo más abundante la anortosita masiva.

La composición de los magmas parentales de anortositas proterozoicas, aquellos que son capaces de generar una gran cantidad de plagioclasa sin saturarse de minerales máficos en el nivel de emplazamiento, ha permanecido como un problema difícil para la petrología. Se han propuesto fuentes del manto empobrecido tanto para las anortositas y sus rocas asociadas.

El rango de composiciones iniciales de Nd observados en este trabajo claramente descarta la derivación directa de una fuente empobrecida del manto, aunque bien, esta firma isotópica podría ser el resultado de contaminación cortical, algo que se ha vuelto imprescindible dentro de los modelos de generación de anortositas masivas. Tal vez prueba de esto, es el dato isotópico de Nd de Estrada-Carmona *et al.* (2012) de la muestra CJ-4 (discutida en secciones anteriores) el cual tiene un valor de  $\epsilon\text{Nd}$  recalculado a 1.0 Ga de +4.76, mientras que los valores analizados en este trabajo están en el rango de  $\epsilon\text{Nd}$  +0.13 a +1.22. El valor  $\epsilon\text{Nd}$  de la muestra CJ-4 representa valores seguramente más cercanos a la verdadera composición isotópica del magma anortosítico. Este desequilibrio isotópico puede ser considerado en términos de la maduración de un conducto magmático evolucionado o mejor conocido como “plumbing system” (Scoates y Frost, 1996) donde el ascenso diapírico de los primeros magmas, antes del establecimiento de un conducto aislado, pudo generar magmas relativamente más contaminados, por ejemplo los analizados en este trabajo; el ascenso de magmas en forma periódica por medio de los mismos conductos tuvieron que haber producido tanto una reducción en los fundidos de baja temperatura disponibles en la corteza (la fusión de la corteza ya había contribuido a la firma geoquímica de magmas anteriores) como la cristalización de anortosita sobre la superficie del conducto. En efecto, esto cambia la contaminación potencial de la corteza (sólidos de relativa baja temperatura) por progresivas composiciones más anortosíticas (sólidos de relativa alta temperatura). Por lo tanto, los magmas subsecuentes cristalizan con un incremento inicial de  $\epsilon\text{Nd}$  (Scoates y Frost, 1996).

Si consideramos esto último, la fuente del magma parental para el complejo anortosítico Mariscal-Soconusco proviene de un manto empobrecido con variables grados de contaminación cortical. Indicios de la contaminación se pueden observar en los diagramas de tierras raras para anortositas donde algunas muestras presentan un mayor fraccionamiento (ACL-3-10 y BR1302ACB). Las anortositas del complejo Mariscal-Soconusco muestran una isotopía similar a las anortositas de otras partes del mundo como se observa en la Fig. 5.8. En tal diagrama los macizos anortosíticos muestran un amplio rango de composición con  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}=+5.6$  a  $-13.9$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}= 0.7023-0.7090$ . La mayoría de muestras grafican en el cuadrante superior izquierdo del diagrama con  $\epsilon\text{Nd}>\text{CHUR}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  menor que el “Bulk earth” (Fig. 5.8). Esta distribución es consistente con una fuente de composición que cae dentro del campo de peridotita de espinela (se considera

representa el manto sub-continental; Schmidberger *et al.*, 2001) con diferentes grados de contaminación por corteza inferior y/o media superior. La contaminación por corteza inferior vs media o superior puede ser fácilmente distinguible debido a que los valores de Rb/Sr de la corteza inferior son iguales a 0.03 (Rudnick y Gao, 2003) y mucho más bajos que el de la corteza media o superior de 0.23-0.25. Por lo tanto, la contaminación de magma derivado del manto por corteza inferior producirá variaciones limitadas en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  comparado a variaciones que produciría una contaminación por corteza media o superior (Morisset, 2008). En un diagrama de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ , la contaminación por corteza inferior producirá líneas de mezcla sub-verticales con grandes cambios en  $\epsilon\text{Nd}(t)$  acompañado de cambios mínimos en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .



**Fig. 5.8.** Geoquímica isotópica de Sr-Nd de muestras de roca total del complejo anortosítico Mariscal- Soconusco comparadas con muestras de anortositas de otras partes del mundo. Datos tomados de (Morisset, 2008).

La discriminación tectono-magmática para las rocas anortosíticas de Pearce *et al.* (1984) sugiere un ambiente de arco volcánico para el origen de la fuente magmática. Como

se ha mencionado con anterioridad, este tipo de diagramas no es aplicable para rocas con porcentajes menores a 5% de cuarzo modal y aunado a la naturaleza cumulítica de las mismas puede causar poca confiabilidad en esta interpretación. Aun así, otros autores han utilizado estos diagramas para rocas de este tipo y de edades grenvillianas (Higgins y Van Breemen, 1996; Lawlor *et al.*, 1999; Keppie *et al.*, 2001; Solari, 2001; Weber y Hecht, 2003). La naturaleza cumulítica de estas rocas puede estar jugando un papel importante en estos diagramas, ya que en rocas enriquecidas en plagioclasa el efecto de dilución puede cambiar a las rocas un ambiente tectónico de intra-placa y de riscos oceánicos a uno de arco volcánico (Pearce *et al.*, 1984), esto puede estar ocurriendo con las rocas aquí analizadas ya que en el diagrama de Harris *et al.* (1986) la mayoría de rocas anortosíticas grafican dentro del campo de granitos intra-placa algo que contradice el resultado de los diagramas de Pearce *et al.* (1984). En los diagramas para rocas máficas de Wood (1980) y Pearce y Cann (1973) los resultados también son inconclusos graficándose cada una de las muestras asociadas a las anortositas en distintos campos. Las dos únicas muestras que repiten dentro del campo en ambos diagramas de discriminación son la muestra de meta-ferrodiorita y meta-gabronorita ambos en el campo de basaltos alcalinos intra-placa.

El modelo tectónico para la generación de anortositas de tipo masivo ha cambiado con el tiempo, pasando de una configuración tectónica anorogénica o extensional, a una de colisión; en días recientes se ha propuesto otro cambio pasando de un ambiente de colisión o anorogénico a uno de arco volcánico de tipo andino (Bybee *et al.*, 2014). Bybee *et al.* (2014) consideran que una zona de subducción es capaz de transferir suficientes cantidades de magma derivado del manto (y calor) a la base de la corteza y al mismo tiempo enfocada geográficamente (grandes cadenas grenvillianas). Aunque en la actualidad no se han descubierto anortositas masivas en estos ambientes, se han descubierto la presencia de xenolitos anortosíticos (aunque con plagioclasa más cálcica), sugiriendo que la falta de erosión en los terrenos de arcos jóvenes es la causa de la ausencia de anortositas masivas.

Para que este modelo tectónico “funcione” debe cumplir algunas condiciones especiales que posiblemente sólo ocurrieron durante el Precámbrico. En este modelo los volátiles (H<sub>2</sub>O) no juegan un papel importante en el sistema, o al menos el régimen de los volátiles debería ser muy bajo, por lo tanto se producirían magmas anhidros en arcos proterozoicos los cuales promoverían la producción de plagioclasa y una tendencia de diferenciación tholeítica enriquecida en Fe. La especial condición de ausencia de agua pudo haber existido sólo durante el Precámbrico debido a una dinámica de subducción distinta a la actual, ya que un arco hidratado suprimiría la formación de plagioclasa (Bybee, comunicación personal).

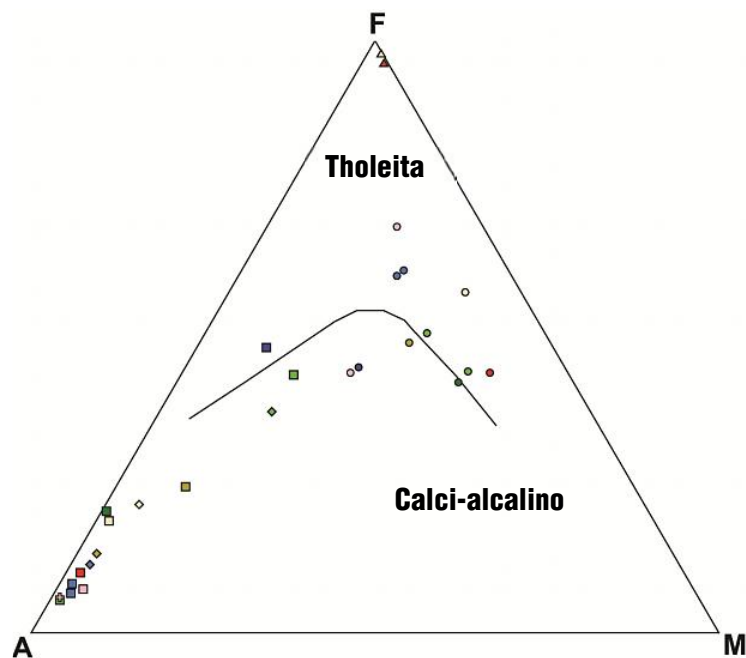
Para un modelo de generación del magma anortosítico en un ambiente sin-tectónico o post-tectónico debido a la delaminación de la corteza inferior debido al sobreengrosamiento por colisión y posterior fusión del manto por descompresión como resultado de un evento de colisión, es necesario tener un evento tectonotermal previo o

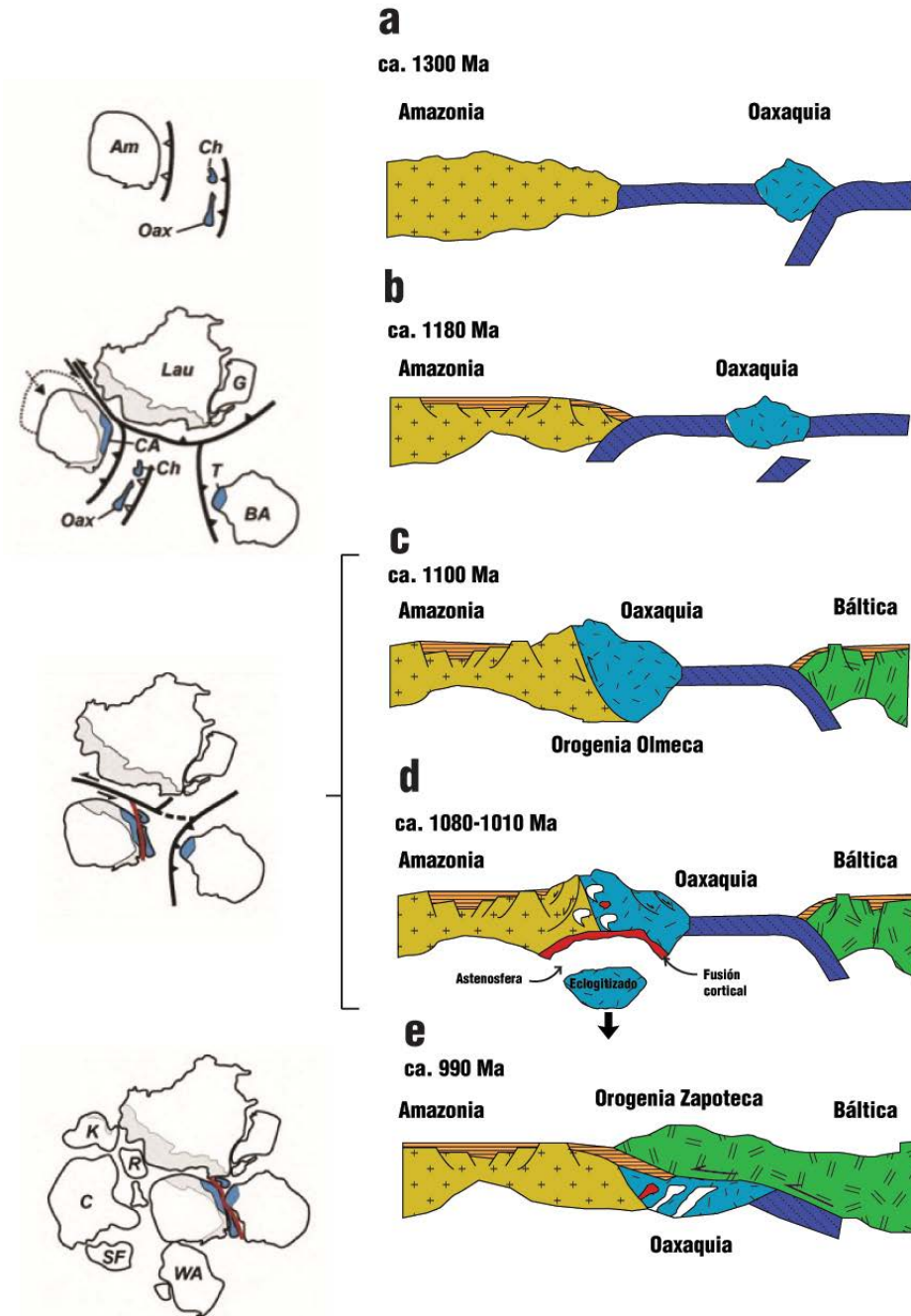
contemporáneo a la edad de la anortosita, lo cual su determinación es complicado en el actual escenario de rocas precámbricas en Chiapas. El incipiente descubrimiento de rocas de estas edades en Chiapas y la complejidad en los fechamientos de estas mismas es una limitante para considerar este modelo tectónico, pero tampoco para descartarlo. Tomando solamente las edades proterozoicas (24 mediciones) de la muestra CJ-4, la mediana de edades arroja una edad aproximada para el emplazamiento de  $940\pm 27$  Ma; tomando en cuenta todos los zircones fechados (también pérmicos) arroja una intersección superior de  $970\pm 12$  Ma, edad típica para el evento metamórfico encontrado a lo largo de todo Oaxaquia y Colombia (Cordani *et al.*, 2005; Altenberger *et al.*, 2012), aun así, algunos zircones arrojan edades mayores de ca. 1026 Ma. Tanto de 1026 Ma como de 970 Ma, se abre la posibilidad de un emplazamiento anortosítico sin-tectónico tardío o post-tectónico (McLelland *et al.*, 2010) en el Complejo Macizo de Chiapas. Considerando que este complejo anortosítico es una extensión de Oaxaquía, entonces el modelo tectónico de Oaxaquia propuesto por Weber *et al.* (2010) aplica para el CMC. Este modelo describe un arco oceánico llamado “Oaxaquia Típico” el cual se forma aproximadamente hace 1.3 Ga (Fig. 5.10a) y colisiona con Amazonia a los cerca de 1.1Ga formando posteriormente el magmatismo AMCG. El modelo que se propone en esta tesis es similar al de Weber *et al.* (2010) aunque variando el mecanismo y fuente que promovió la generación de magmas anortosíticos para Oaxaquia. Weber *et al.* (2010) proponen que estos magmas se generan a partir de la fusión de la base de la corteza, posteriormente a la colisión de un arco oceánico (Oaxaquia) con Amazonia donde la placa en subducción se rompe después de la colisión y se separa dejando ascender calor del manto superior fundiendo la base de la corteza y generando el magmatismo AMCG, pocos millones de años después Báltica colisiona y cabalga a Oaxaquia produciendo un metamorfismo en facies granulita. El modelo propuesto en esta tesis contempla los mismos entes geológicos que el modelo de Weber *et al.* (2010), la misma paleogeografía propuesta por Li *et al.* (2008) y los mismos eventos de colisión a  $\sim 1100$  Ma (orogenia Olmeca) y a  $\sim 990$  Ma (orogenia Zapoteca; Fig. 5.10) pero realizando una adaptación al modelo de McLelland *et al.* (2010). La colisión del arco oceánico (Oaxaquia Típico) con Amazonia produce un litósfera sobre-engrosada (Fig. 5.10c) donde la porción de corteza inferior es removida por delaminación mecánica (Fig. 5.10d). La litosfera removida es reemplazada por astenosfera que sufre fusión por descompresión para producir magmas gabróticos que se estacionan en la interfase manto-litosfera. Durante la remoción de la raíz cortical, el orógeno aumenta en elevación debido a fuerzas boyantes debido al reemplazamiento de material más denso y caliente en la zona recién delaminada. La repentina elevación del orógeno sufre un reequilibrio isostático generando fallamiento normal. El magma generado en la zona delaminada inicia una temprana fraccionación de olivino y piroxeno (los cuales se hundieron hacia el manto) al mismo tiempo que plagioclasa de composición intermedia que flota en el magma residual. Ultimadamente, las masas de plagioclasa ascienden a niveles corticales medios o superiores donde el campo de estabilidad de la plagioclasa se expande y las fracciones líquidas sufren una diferenciación a baja presión que genera más anortosita y leuconorita al igual que pequeños volúmenes de

rocas máficas asociadas, así como óxidos de Ti-Fe. Durante el primer estancamiento del magma en la base de la corteza, el calor propio de este manto fundido y el calor de cristalización, producen la fusión parcial de la corteza inferior, dando como resultado granitoides bajos en cuarzo, potásicos, enriquecidos en hierro y con ortopiroxeno, junto con los magmas anortosíticos formando la suite AMCG con una relación coetánea pero no comagmática (McLelland *et al.*, 2010). Por último, Báltica cabalga a Oaxaquia produciendo el metamorfismo en facies granulita presente a lo largo de todo este micro-continente (Fig. 5.10e). La ligera o nula zonación en la plagioclasa (como lo demuestran los análisis químicos y la petrografía, ver capítulo 2) implica el reabastecimiento de fundido gabroico para mantener la composición aproximadamente constante así como para incrementar la cantidad de acumulados de plagioclasa más allá de lo que un simple fundido podría producir así como una suficiente estabilidad tectónica donde se retengan los líquidos por largos periodos para que el proceso de acumulación de la plagioclasa pueda ocurrir.

Este modelo concuerda con los datos obtenidos en esta tesis con respecto a la configuración tectónica, encontrándose la mayoría de anortositas chiapanecas y rocas máficas asociadas en un campo de origen intra-placa con una fuente mantélica de composición tholeítica como la tendencia del diagrama AFM (Fig. 5.9) de las rocas que comprenden a la Unidad Candelaria y al Complejo anortosítico Mariscal-Soconusco lo deja ver.

**Fig. 5.9.** Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) para las roca del complejo anortosítico Mariscal-Soconusco y rocas básicas de la Unidad Candelaria. Con datos de Estrada-Carmona *et al.* (2012) y Pompa-Mera (2009).





**Fig. 5.10.** Modelo paleográfico y tectónico para Oaxaquia y bloques continentales adyacentes durante el ensamble de Rodinia (modificado de Weber et al., 2010). Am=Amazonia, BA = Baltica–Sveconorwegia, C = Congo, CA = Andes Colombianos, Ch = Chortis, G= Groenlandia, K= Kalahari, Lau = Laurencia, Oax = Oaxaquia, R = Rio de la Plata, SF = Sao Francisco, T = Telemarkia, WA=Oeste de África. Para detalles sobre la generación de anortositas en este modelo ver sección 1.3.3.

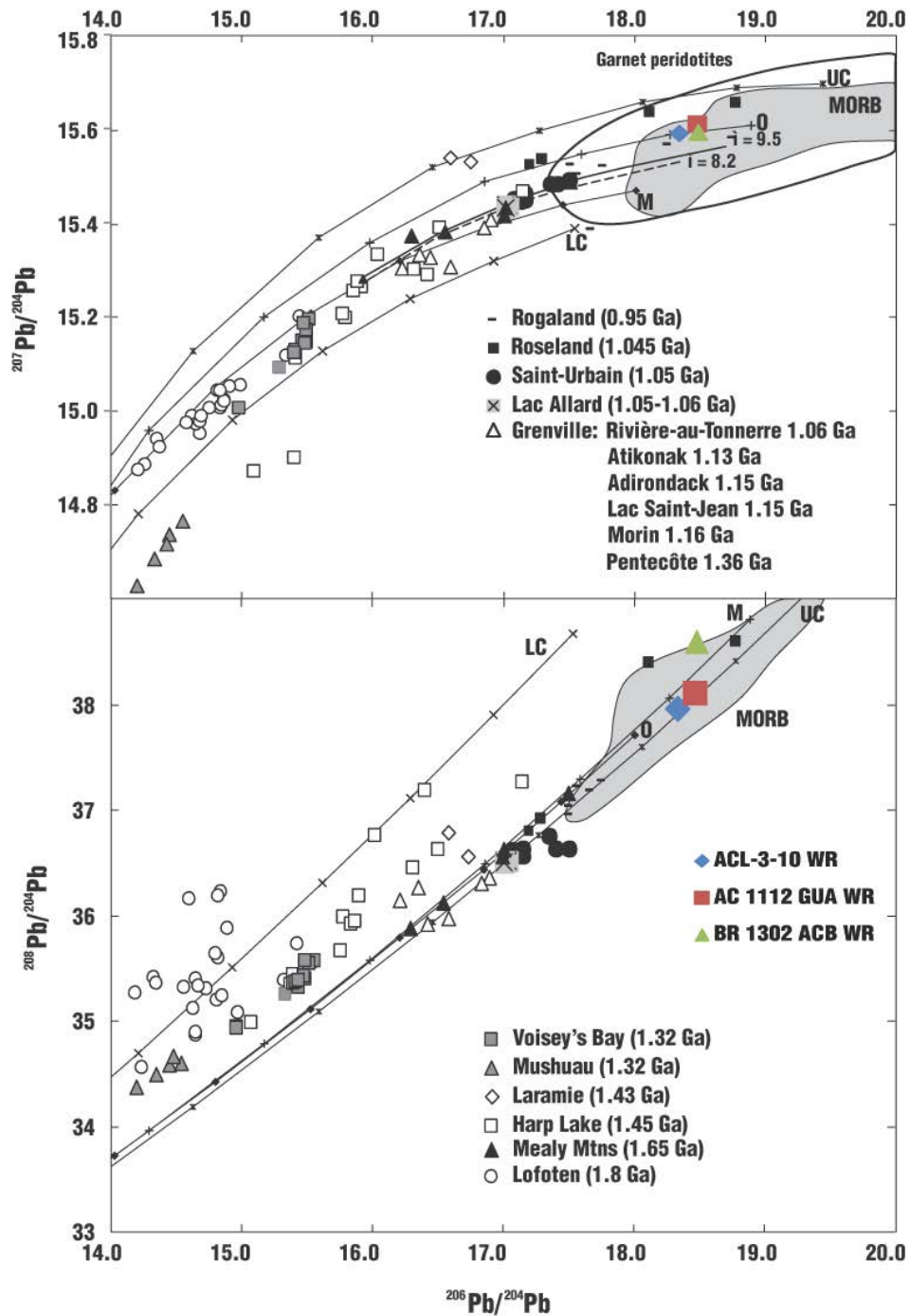


Aunque los mecanismos precisos de formación de anortositas son difíciles de comprobar, existen otros candidatos posibles y que comparten características similares al modelo que se aplica en esta tesis, tal como subducción con “slab” plano seguido de una delaminación, extensión en una cuenca tras-arco y el rompimiento de una “slab” en subducción. Lo que todos estos modelos tienen en común es la habilidad de transferir astenosfera a la base de la corteza y estar dentro del contexto de sin-tectónico tardío a post-tectónico (McLelland *et al.*, 2010).

El modelo anterior está soportado también por el resultado de isótopos de Pb. En los diagramas de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  las muestras de anortosita del CMC caen en la curva de crecimiento de Pb para orógenos del modelo plumbotectónico de Zartman y Doe (1981; Fig. 5.11). Estas curvas de crecimiento del Pb modelan la evolución con respecto al tiempo de los isótopos hijos debido al decaimiento del isótopo padre en distintos reservorios. Es importante notar que en la figura 5.11 se observa una tendencia general hacia composiciones más radiogénicas de Pb conforme los macizos decrecen en edad, esto puede ser explicado ya sea porque la fuente del manto evoluciona con el tiempo o por mayores grados de contaminación en los macizos más jóvenes (1.2-1 Ga) por corteza media o superior comparado a los macizos más antiguos (1.6 Ga).

Los valores isotópicos de Pb para las anortositas del CMC son más radiogénicos que las anortositas de otras partes del mundo, aunque similares que las anortositas de la Provincia Rogaland en Noruega y Roseland, Virginia (Fig. 5.11). Estos valores pueden estar alterados por contaminación de corteza media o superior. Los resultados isotópicos para las intrusiones de anortosita del CMC indican que provienen de un mismo reservorio al de otras anortositas en el mundo. Esto tiene implicaciones para la teoría del origen de la fuente para magmas anortosíticos en la corteza inferior; la corteza inferior como fuente necesitaría una fortuita e irrazonable relación U/Pb constante. Más aún, la relación U/Pb de la corteza inferior variaría en distintas localidades geográficas debido a diferentes grados de fusión parcial o eventos de formación de corteza, y por lo tanto es poco probable que anortositas alrededor del mundo estén relacionadas a una corteza inferior uniforme con respecto al sistema isotópico de Pb (Morisset, 2008).

Como ya se ha mencionado antes, se propone una fuente mantélica como fuente para la generación de las anortositas del CMC, lo cual está también soportado por los valores isotópicos de Nd. Los isótopos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$  muestran una variación entre anortositas del CMC sugiriendo distintas fuentes de contaminación como corteza inferior para los valores menos radiogénicos y corteza media a superior para los valores más radiogénicos.



**Fig. 5.11.** Geoquímica isotópica de Pb de anortositas alrededor del mundo y anortositas del CMC. Con datos de Morisset (2008) y referencias ahí citadas. Curvas de crecimiento de (LC) corteza inferior, (M) manto, (O) orógeno y (UC) corteza superior de Zartman y Doe (1981).

## **5.5 Petrogénesis del Complejo anortosítico Mariscal-Soconusco**

### **5.5.1 Formación de la anortosita**

Después de la fusión del manto por descompresión en el modelo descrito anteriormente y de precipitación de fases como olivino y clinopiroxeno (McLelland *et al.*, 2010), la plagioclasa comienza a cristalizar y la fusión de la corteza inferior comienza a ser un aporte importante de aluminio y sílice al sistema promoviendo la precipitación de ortopiroxeno enriquecido en aluminio (Charlier *et al.*, 2010; Bybee *et al.*, 2014). La plagioclasa formada en esta instancia (interfase manto-corteza inferior) se presenta de formas tabulares y grano grueso (varios centímetros, estas plagioclasas se observan en forma de relictos en las anortositas chiapanecas rodeadas de granos equidimensionales de menor tamaño) y el sistema continua introduciendo magmas de la misma composición inicial permitiendo que las plagioclasas cristalicen sin zonación y de forma abundante. Estas masas de plagioclasa comienzan a ser cada vez menos densas comparadas al fundido (enriquecido en Fe) con el cual están en equilibrio, esta propiedad permite que las masas de plagioclasa se acumulen en la parte superior de la cámara magmática (Scoates, 2000). Posteriormente estas masas compuestas por cristales y líquido comienzan su ascenso (por diferencia de densidades) de forma diapírica (Longhi *et al.*, 1993), posiblemente ayudado por zonas de debilidad como fallas regionales hasta llegar a niveles corticales medios (Duchesne *et al.*, 1999), este proceso de ascenso quedo registrado en la deformación y recristalización de la plagioclasa en granos de menor tamaño y equigranulares (Lafrance *et al.*, 1996). Las presiones de la corteza media (aprox. 15 km) permiten que el campo de estabilidad de la plagioclasa se expande y dé como resultado la formación de plagioclasa de forma extensa. El líquido residual enriquecido en elementos como Fe, Ti, y Mg será responsable de la suite asociada de rocas, las cuales se describen a continuación.

### **5.5.2 Origen de la Rutilmenitita**

Se considera que los magmas parentales para las anortositas y sus líquidos residuales son enriquecidos en Ti con valores comúnmente mayores a 4% (Charlier, 2007). Esto puede llevar a la saturación temprana de ilmenita, como lo ha demostrado Toplis y Carroll (1995), quienes sugieren que la cristalización de ilmenita como el primer óxido está controlado por el contenido de TiO<sub>2</sub> en el fundido y no por la fugacidad del oxígeno. Considerando lo anterior y las relaciones texturales y de campo de los lentes de rutilmenita, se propone que la formación de estas rocas inició con una simultánea cristalización de plagioclasa + rutilo en la base de la corteza, las agujas de rutilo dentro de cristales de plagioclasa y los granos de rutilo soportados en una matriz de ilmenita apoyan esta idea. Durante el ascenso de la masa de cristales y líquido a profundidades más someras, la estabilidad del rutilo era mucho menor (Liou *et al.*, 1998), terminando su precipitación de una forma muy temprana en la historia del sistema. La extensa cristalización de la plagioclasa a niveles corticales medios,

permitió que el líquido residual se enriqueciera aún más en Fe y Ti, incitando a la precipitación de ilmenita junto con la plagioclasa. El carácter intersticial de grano fino o en los bordes de los granos de ilmenita sugiere que la magnetita cristaliza posteriormente a la ilmenita. Se ha propuesto que estos lentes de acumulados de ilmenita de diversos tamaños son el resultado de movilidad de la ilmenita debido a una deformación, propiciando que la ilmenita se acumule en zona de menor presión (Duchesne, 1996). Personalmente considero que el mecanismo de acumulación en las anortositas del complejo Mariscal-Soconusco es distinto al anteriormente mencionado, sugiero que el mecanismo de acumulación en este complejo está asociado más que a movilidad por deformación a una acumulación por procesos de diferencia de densidades y una clasificación por procesos convectivos. Aunque la plagioclasa se comporta de forma boyante, las paredes y la base fría presentan una cristalización de plagioclasa (Arndt, 2013). El magma básico poco viscoso y cada vez menos denso por la precipitación extensa de óxidos de Fe-Ti permite que estos últimos se formen y hundan acumulándose sobre anortosita ya cristalizada de la base formando estructuras lenticulares como las observadas en campo. Esto es explicado en términos de difusión de calor. El fundido en contacto con el encajonante sufre difusión de calor hacia zonas más frías disminuyendo la temperatura en esta zona y promoviendo la cristalización de plagioclasa y óxidos en la interfase sólido-líquido. La menor temperatura de las paredes encajonantes “primarias” migra ahora a la zonas ya cristalizadas por ejemplo a la anortosita y lentes de óxidos de Ti-Fe acumulados en la base “encajonante secundario” permitiendo que la diferencia de temperaturas entre fundido y encajonante secundario promueva nuevamente cristalización en la base de anortosita. La presencia de ilmenita intersticial o en lentes pequeños sugiere que las grandes acumulaciones puedan estar asociadas a la topografía de la base de la cámara magmática, por ejemplo, acumulándose de forma más abundante en zonas donde existan relieves negativos, tal como se ejemplifica en la Figura 5.12.



**Fig. 5.12.** *Modelo esquemático de la formación de lentes de óxidos de Ti-Fe propuesto para el complejo Mariscal-Soconusco.*

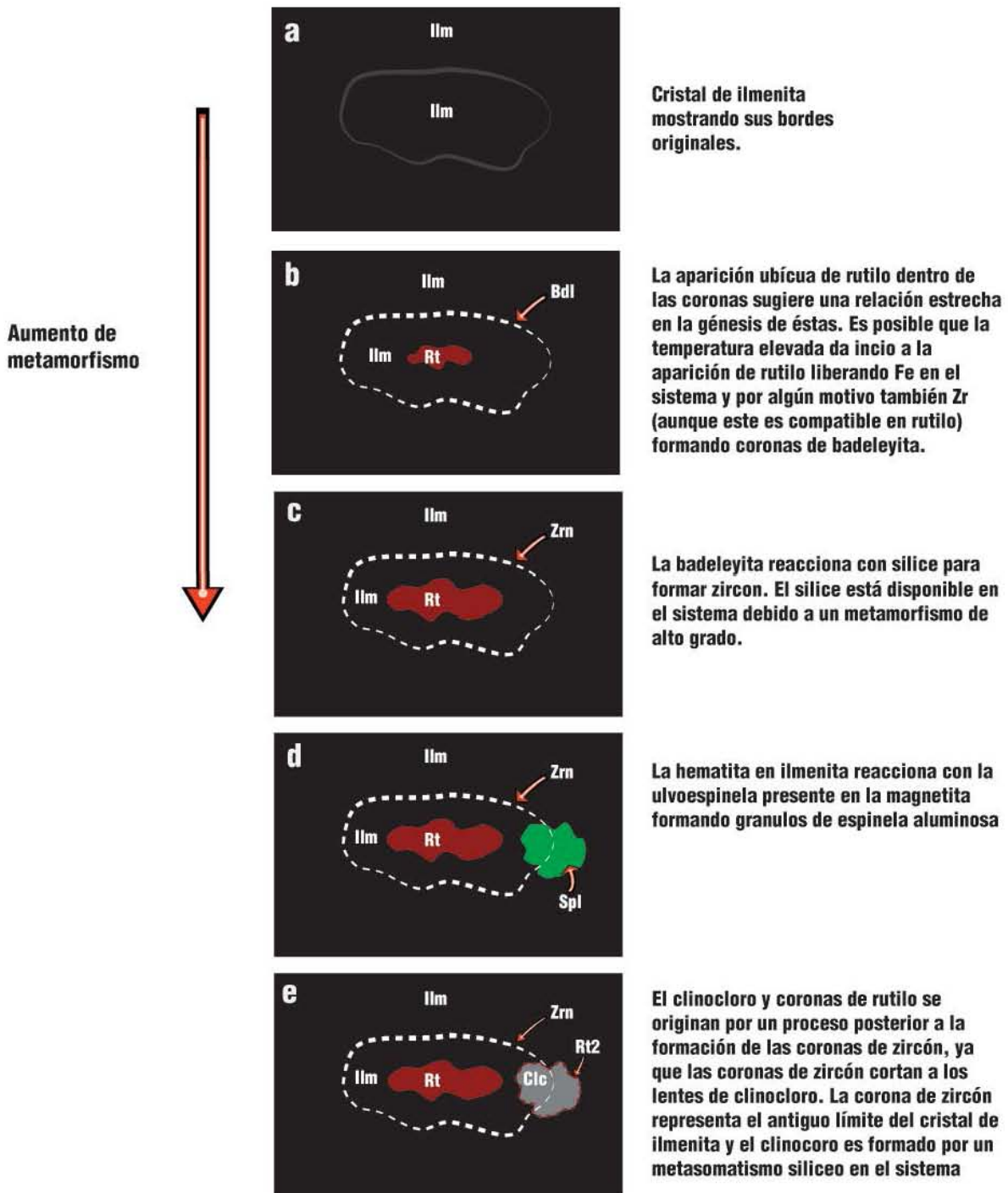
### 5.5.2.1 Formación de coronas de zircón

El origen de estas texturas ha generado varias teorías acerca de su origen desde su descubrimiento. Bingen *et al.* (2001) interpretan que la formación de coronas de zircón alrededor de óxidos de Ti-Fe es un proceso de dos pasos que considera primeramente la exsolución de baddeleyita a partir de óxidos de Ti-Fe magmáticos y la formación posterior de zircón debido a eventos metamórficos en facies granulita y eclogita. Charlier *et al.* (2007) propone casi la misma explicación que la anterior, asumiendo que la formación se debe a una exsolución subsólida de baddeleyita ( $ZrO_2$ ) a partir de ilmenita. Austrheim *et al.* (2008) consideran que las coronas de zircón en óxidos de Ti-Fe son comunes en granulitas máficas y gabros, pero el tamaño de estas requieren el uso de un microscopio electrónico para reconocerlos y su origen lo asocia a una serie de reacciones metamórficas y metasomáticas que pueden ocurrir desde facies prehnita-pumpellita hasta facies de eclogita y granulita. Sláma *et al.* (2007) consideran que las coronas alrededor de óxidos sólo se forman durante reacciones metamórficas. Las rocas estudiadas por Morisset y Scoates (2008) no presentan metamorfismo, lo cual apunta que al menos en las anortositas grenvillianas de Canadá la formación de coronas tuvo un origen magmático.

Para las coronas de zircón encontradas dentro de las menas de Ti-Fe, se descarta un origen magmático. La diferencia de edad de cristalización ( $\sim 1026$  Ma) de la roca encajonante con las arrojadas por los zircones extraídos de la rutilmenitita ( $\sim 250$  y  $\sim 450$  Ma) indican claramente que estos zircones no se generaron durante la formación de estas menas, si no por procesos posteriores durante su evolución. Las formas discontinuas de las coronas y las formas subhedrales de los zircones sugieren que se formaron en un ambiente en condiciones dúctiles donde los zircones se pudieron desarrollar como cristales aislados y presentando algunas caras, sin restricciones espaciales debido a la ductibilidad del sistema.

Las coronas de zircón encontradas en las muestras analizadas contienen rutilo en su interior sin excepción alguna, siendo rutilo el núcleo, ilmenita un corona interna y una corona de zircones como la corona externa (Fig. 5.13b). La presencia de rutilo asociado de forma ubicua a las coronas de zircón lo relaciona de forma estrecha al proceso que generó esta textura. Curiosamente, aunque el Zr es altamente compatible con el rutilo, el Zr no permaneció dentro de su estructura, lo cual promovió la exsolución de Zr hacia el exterior del grano de ilmenita. Estas evidencias sugieren que las coronas de zircón fueron originadas por procesos metamórficos al igual que el rutilo (existen otras generaciones de rutilo). Las bajas concentraciones de U y Th, excluyen como su origen eventos hidrotermales o por cristalización de líquidos intersticiales evolucionados saturados en zircón. El hecho de que los zircones aparezcan siempre alrededor de un óxido (ilmenita o rutilo) indica que el Zr fue provisto por el óxido adyacente rico en Ti. La correlación positiva entre  $TiO_2$  y Zr de las menas de óxidos de Ti-Fe (Fig. 4.2) demuestran que el Zr es

compatible con la ilmenita que cristaliza de magmas parentales ferrobásalticos (Morisset y Scoates, 2008).



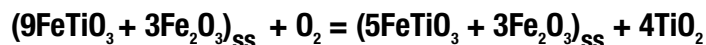
**Fig. 5.13.** Representación del proceso de formación de coronas de zircón, mostrando la evolución conforme aumenta el grado metamórfico.

El zircón no se considera una fase formada por una reacción directa. La presencia de relictos de cristales de baddeleyita es evidencia de que el sistema de la ilmenita pudo haber exsuelto baddeleyita como una primer fase. Esto como resultado de la difusión de  $Zr^{4+}$  a lo largo de las capas del octaedro de Ti de la estructura de la ilmenita, a temperaturas subsólidas de regiones de relativamente altas en Zr (100s de ppm) a zonas externas pobres en Zr del grano de ilmenita (Morisset y Scoates, 2008). Posteriormente la baddeleyita pudo reaccionar con sílice disponible en el sistema debido a condiciones en facies granulíticas formando el zircón (Bingen *et al.*, 2001), o bien, existe la posibilidad que procesos metasomáticos enriquecidos en sílice estuvieran involucrados en la transformación de baddeleyita a zircón (Austrheim *et al.*, 2008). La datación de estos zircones (como se ya ha visto en capítulo de geocronología) provee información sobre la edad de la formación del zircón, aunque es una tarea difícil debido a problemas como bajas concentraciones de U y por lo tanto bajas cantidades de Pb radiogénico.

### **5.2.2.2 Formación de la espinela, clinocloro y srilankita**

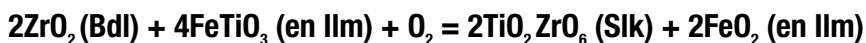
Los contactos entre ilmenita y magnetita pueden desarrollar una reacción extensiva involucrando el enfriamiento de ulvöspinel ( $FeTiO_4$ ) en magnetita y hematita ( $Fe_2O_3$ ) en ilmenita. Esta reacción produce ilmenita, magnetita y una corona de espinela aluminosa entre ambos granos, al igual que una disminución de lamelas de exsolución hacia los bordes de la ilmenita en contacto con la espinela (Buddington y Lindsley, 1964; Duchesne, 1970; Charlier, 2007). El origen de la espinela aluminosa encontrada en la rutilmenitita es explicada por la reacción anterior. Estos lentes de espinela aluminosa con Fe y Mg (ver sección de química mineral) reaccionan con el sílice disponible ya sea por metasomatismo o liberado durante facies granulita y reacciona para formar clinocloro. Vestigios de esta reacción se observan en la Fig. 2.7 del capítulo de geología local.

Existen indicios para un origen posterior del clinocloro, relativo a las coronas de zircón. La relación cortante de las coronas a los lentes de clinocloro sugieren un origen posterior del clinocloro (Fig. 5.13d y e). Cabe señalar que el clinocloro no está solamente relacionado al reemplazamiento de la espinela, sino también al reemplazamiento de ortoanfíbol (el cual es considerado ser una fase secundaria como la retrogresión de piroxeno u olivino). En algunas muestras, existen texturas que sugieren que la ilmenita se está descomponiendo a una fase rojiza (rutilo [?]) y pequeños cristales de clinocloro. Para la formación de clinocloro el Mg puede ser obtenido de la misma ilmenita, tal como lo demuestran los valores en la química mineral de la ilmenita en rutilmenititas, teniendo la ilmenita valores altos de Mg (1.4-2%). La degradación de la ilmenita pudo ocurrir durante eventos de oxidación, el cual también formó rutilo en textura de coronas. Esta reacción se asociada un evento metasomático que afectó al clinocloro, los fluidos que intervinieron pudieron haber oxidado a la ilmenita como lo describe la siguiente reacción:



En los depósitos de titanio Saint-Urbain y Big Island en Canadá, se han descrito rocas semejantes a las rutilmenititas, una de las pocas variaciones mineralógicas es que en lugar de clinocloro ( $[\text{Mg,Fe}]_5\text{Al}[\text{Si}_3\text{Al}]\text{O}_{10}[\text{OH}]_8$ ) presentan safirino ( $[\text{Mg,Fe}]_2\text{Al}_4\text{O}_6[\text{SiO}_4]$ ) y ortopiroxeno (Morisset *et al.*, 2010).

La srilankita se observa siempre como coronas alrededor de baddeleyita, lo que sugiere que este mineral se formó a partir del rompimiento de la baddeleyita interactuando con el titanio disponible de la ilmenita y no por un origen magmático tal como lo sugiere Bingen *et al.* (2001) con la siguiente reacción:



Las condiciones P-T bajo las cuales se desarrolla la srilankita en la naturaleza son desconocidas; algunas aproximaciones de P-T indican que su formación está asociada a temperaturas y presiones altas (Troitzsch y Ellis, 2004).

### 5.5.3 Origen de la meta-gabronorita y nelsonita

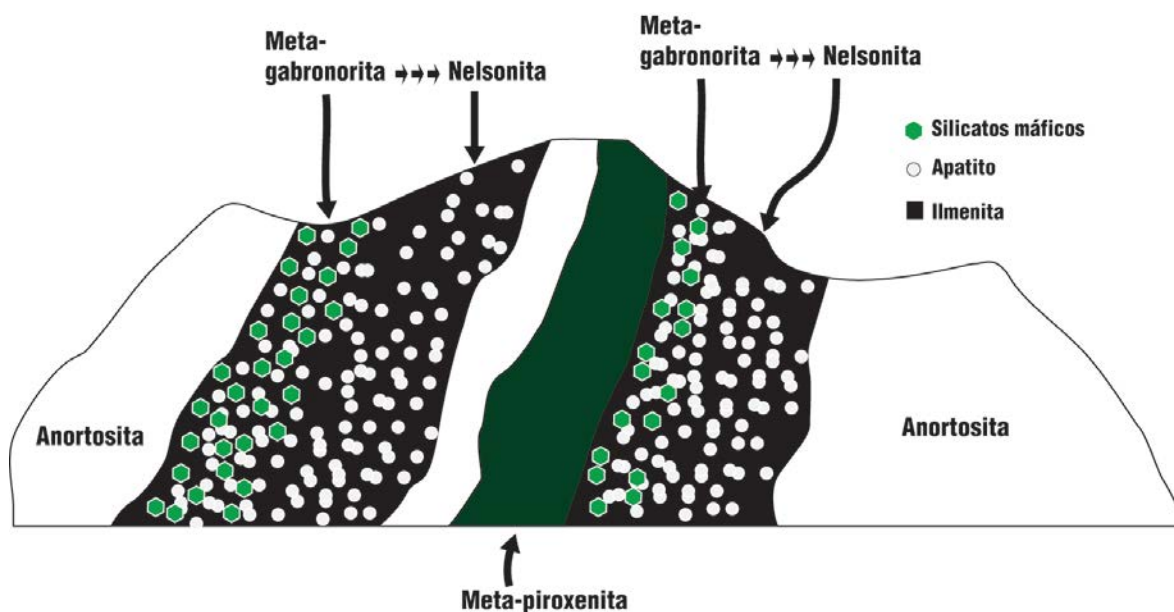
Las relaciones texturales sugieren que la meta-gabronorita es más joven que la anortosita, esto con base en las inclusiones abudinas de anortosita dentro de la meta-gabronorita, lo cual indica que durante el emplazamiento de la meta-gabronorita arranco bloques de anortosita encajonante y posteriormente sufrieron deformación durante uno de los eventos metamórficos. Esto es concordante con otras meta-gabronoritas alrededor del mundo, las cuales son consideradas formadas a partir de magmas residuales después de una extensa fraccionación de plagioclasa, enriqueciéndose el magma residual en minerales como óxidos de Ti-Fe, apatito y minerales máficos. El contenido de Cr en la ilmenita podría ser un indicador relativo del grado de diferenciación del magma a partir del cual cristalizaron las rocas del complejo anortosítico Mariscal-Soconusco. Como se observa en la Figura 2.31, el contenido de Cr en la ilmenita presente en la anortosita contiene los valores más altos; con valores intermedios se observan los lentes de rutilmenitita y por último con los valores más bajos los de la meta-gabronorita, lo anterior sugiere que el orden de posible cristalización fue primero la anortosita concentrando en ilmenita mayores valores de Cr, después inició la precipitación de rutilmenitita con valores medios de Cr, y al final cuando el sistema se encontraba más evolucionado y con valores casi nulos de Cr, se formó la meta-gabronotita.

El origen posterior a las anortositas tendría que aplicar también para las nelsonitas, las cuales contienen de igual forma budines de anortosita. Aunque en la literatura reciente algunos autores han descartado la idea de un magma inmiscible para el origen de la anortosita (Lindsley, 2003), las evidencias de campo sugieren lo contrario en este caso, a



menos que los budines de anortosita incluidos sean parte de un proceso de sedimentación magmática continuo formando lentes de anortosita intercalados a la meta-gabronorita y nelsonita.

Las relaciones de campo indican que la meta-gabronorita está asociada íntimamente a la nelsonita, ya que la proporción modal de silicatos máficos disminuye en cuestión de decímetros para desaparecer y observar la aparición de nelsonita. Los modelos para la formación de nelsonitas más recientes (Charlier *et al.*, 2008; Tollari *et al.*, 2008) proponen que son acumulados formados a partir de magmas silicatados a través de sedimentación de cristales, originados como el resultado de una cristalización temprana de óxidos de Ti-Fe y apatito, al menos antes de la aparición de piroxenos, debido a la densidad similar entre apatito y piroxeno. Considerando la teoría anterior, la nelsonita se acumuló de forma primaria, seguido de la aparición de la gabronorita como se observa en el esquema de la Fig. 5.14.



**Fig. 5.14.** Esquema de afloramiento en Nueva Francia, Acacoyagua, mostrando la variación de gabronorita a nelsonita.

Tanto la nelsonita como la gabronorita se consideran originadas a partir de líquido residual evolucionado ferrodiorítico, similar a los encontrados en Adirondack, New York (McLelland *et al.*, 1994). Estos líquidos residuales pudieron haber sido inyectados a la anortosita por un proceso de presión de filtro que seguramente fue operado durante el emplazamiento diapírico de los complejos anortosíticos (McLelland *et al.*, 1994; Duchesne *et al.*, 1999; Chen *et al.*, 2013).

#### 5.5.4. Origen de la hornblendita y anfibolita

El origen de las hornblenditas está estrechamente asociado a la formación de anortositas. Tanto la composición de la plagioclasa (similar al de la anortosita, ver sección de química mineral) intersticial en la hornblendita como la aparición de rutilo coronado por titanita indican una relación genética entre ambas litologías. La formación de esta roca está asociada a procesos de clasificación por densidad, siendo un proceso similar a la formación de óxidos de Ti-Fe, donde las fases se separan por densidad, en este caso formando acumulados máficos con una proporción modal baja de óxidos de Ti-Fe. Las estructuras en forma de lentes sin una orientación en particular, podrían sugerir también que tanto la hornblendita como anfibolitas son acumulados formados a partir de líquido intersticial expulsado durante procesos de deformación posiblemente asociado al emplazamiento.

La mineralogía encontrada en estas rocas no se considera como primaria, es poco probable que la hornblendita de ser una mineralogía primaria no se haya visto afectada por los procesos de retrogresión evidentes en otros minerales. La clinopiroxenita es una litología que probablemente representa y contiene la mineralogía primaria de los acumulados hornblendíticos. La incipiente uralitización encontrada en la Clinopiroxenita La Piñuela es evidencia de que este proceso pudo ser el causante de la formación de la hornblendita. La extensiva hidratación de las litologías ultramáficas pudo haber sido fomentada por el sistema de fallas Polochic, promoviendo una mayor circulación de fluidos en estas rocas.

#### 5.5.5 Origen de la meta-ferrodiorita

La meta-ferrodiorita es una litología asociada espacialmente a las anortositas y encontrada localmente en la zona Mariscal como intercalaciones de espesores variables a la anortosita. La mineralogía y sus relaciones en campo sugirieron una posible relación genética. La química isotópica de esta litología muestra un desequilibrio grande con respecto a las anortositas, lo cual es claramente visible en su edad modelo de 970 Ma (anortosita 1.4 Ga) y su  $\epsilon\text{Nd}$  de +7.29 cuando es recalculado a 1.0 Ga, el cual la sitúa arriba de la línea de evolución para el manto empobrecido en ese tiempo. Otro hecho discrepante, es la composición distinta de plagioclasa (ver sección química mineral) la cual tiene una composición albítica mientras las anortositas varían su contenido entre  $\text{An}_{30-40}$ . Debido a lo anterior, es posible que esta litología no sea comagmática a la anortosita. Su origen puede estar asociado a diques máficos del Ordovícico como los descritos por Estrada-Carmona *et al.* (2012). Por otro lado, su composición química es similar a diques tholeíticos enriquecidos en Fe descritos en el Gneiss del Novillo por Keppie (2006) los cuales los relacionan con la separación de Avalonia de Oaxaquia hace ~550 Ma. Algunas edades de este tipo han sido reportadas en esta tesis, por lo que no se debería de descartar la existencia magmatismo de este tipo en el CMC.

# Conclusiones

El Complejo Macizo de Chiapas es un complejo poco estudiado y explorado. Los descubrimientos en este trabajo abren las puertas a nuevas investigaciones y consideraciones importantes a la hora de interpretar datos especialmente geocronológicos de esta zona.

Las evidencias aquí presentadas sugieren una similitud petrológica importante con anortositas de edad grenvilliana, tales como las encontradas en otros lados de México y el mundo, sin embargo, los datos geocronológicos obtenidos no son del todo convincentes ni coincidentes con tal edad. Aun así, otras evidencias como la isotopía de Sm-Nd, rocas asociadas y los nuevos descubrimientos de rocas precámbricas en el CMC (Weber *et al.*, 2015) abren aún más la posibilidad de un basamento precámbrico comprendido por anortositas y una suite básica (Unidad Candelaria); la ausencia de la firma metamórfica granulítica típica del grenvilliano en México podría ser explicada debido a la compleja evolución que ha sufrido el CMC, con un mayor número de eventos tectono-termales, hidrotermales y estructurales que pudieron haber borrado o modificado (al menos en las zonas estudiadas) cualquier indicio de un evento metamórfico de alto grado a los ca. 990 Ma.

La ocurrencia de rocas de edad precámbrica (grenvillianas) y su afinidad a Oaxaquia es algo que muchas veces se había propuesto y sugerido para el CMC; los nuevos descubrimientos en este trabajo sugieren que Chiapas, al igual que la mayor parte de México, sobreyace sobre un basamento de edad precámbrica (ca. 1000 Ma).

Las conclusiones se resumen en los siguientes puntos:

1. Las anortositas masivas han sido cartografiadas en dos complejos separados entre sí, con una extensión aproximada de 15x2 km cada uno, separados por más de 70 km y ambos alargados en una orientación este-oeste.
2. Las similitudes petrológicas entre el complejo anortosítico Mariscal y Soconusco, indican que en algún momento conformaban un solo complejo anortosítico, el cual fue desprendido y trasladado cerca de 70 km, como resultado del movimiento lateral izquierdo del sistema de fallas Polochic-Motagua.
3. La aparición de anortositas relacionadas siempre espacialmente a la Unidad Candelaria, sugiere una relación si no cogenética, al menos coetánea.
4. De forma ubicua, las anortositas están asociadas a bandas y lentes de hornblendita, anfibolita y óxidos de Ti-Fe. En algunas zonas como Acacoyagua se han encontrado asociadas a meta-gabronoritas y nelsonitas.
5. Los lentes de óxidos de Ti-Fe presentan minerales y texturas que se describen por primera vez en México, tales como: srilankita, baddeleyita y coronas de zircón.

6. Las edades que arrojan los zircones de anortosita se agrupan en cuatro grupos: grenvilliana (1026 Ma), pan-africana (600 Ma), ordovícica (450 Ma) y pérmica (250 Ma). Las dos últimas son consideradas como *overprint* metamórfico asociado a la formación de zircones por procesos de exsolución a partir de óxidos de Ti-Fe durante eventos tectono-térmicos, así como a la formación de zircón nuevo por medio de fluidos metamórficos y reequilibrio isotópico durante dichos eventos.
7. La edad pan-africana de ca. 600 Ma de años es reportada por primera vez dentro del bloque Maya Sur, sugiriendo una continuidad con la península de Yucatán, contrario a lo que otros autores han sugerido.
8. Se considera que las anortositas presentan una edad de cristalización de 1026 Ma, y que probablemente el magmatismo anortosítico fue reactivado durante el evento tectono-termal pan-africano generando anortositas de dichas edades.
9. El grado metamórfico presente varía de facies de esquisto verde a facies de anfibolita alta alcanzado una incipiente migmatización.
10. La ausencia de una mineralogía típica granulítica se explica por los posteriores eventos tectono-termales, hidrotermales y estructurales que modificaron la textura y mineralogía de la roca a las correspondientes de facies de anfibolita.
11. Como configuración tectónica y fuente se sugiere un ambiente de colisión, donde está involucrado un proceso de delaminación para la generación del magma tholeítico, el cual presenta variables grados de contaminación cortical, iniciando su diferenciación en la base de la corteza, para luego ser emplazado a profundidades más someras.
12. Los isótopos de Nd indican que el magma se separó de la fuente aproximadamente a 1.4 Ga, edad típica para la fuente del magmatismo AMCG alrededor del mundo. Mientras que los isótopos de Pb, sugieren un reservorio similar al que dio origen a las rocas del Complejo Guichicovi.

Aunque todo apunta para un origen durante el Proterozoico Medio, es necesario realizar más fechamientos que confirmen de forma inequívoca esta edad. Dada la complejidad presente en los fechamientos, la conclusión de una edad Proterozoica ha sido definida mayormente por cuestiones colaterales como relaciones de campo, isotopía y litologías típicas en anortositas proterozoicas.



# Referencias

- Altenberger, U., Mejia Jimenez, D.M., Günter, C., Sierra Rodriguez, G.I., Scheffler, F. y Oberhänsli, R., (2012). The Garzón Massif, Colombia—a new ultrahigh-temperature metamorphic complex in the Early Neoproterozoic of northern South America. *Mineralogy and Petrology*, 105(3-4): 171-185.
- Arndt, N., (2013). The formation of massif anorthosite: Petrology in reverse. *Geoscience Frontiers*, 4(2): 195-198.
- Ashwal, L.D., (1982). Mineralogy of mafic and Fe-Ti oxide-rich differentiates of the Marcy anorthosite massif, Adirondacks, New York. *American Mineralogist*, 67(1-2): 14-27.
- Ashwal, L.D., (1993). *Anorthosites*. Springer-Verlag Berlin, 422 pp.
- Ashwal, L.D. y Seifert, K.E., (1980). Rare-Earth—Element Geochemistry of Anorthosite and Related Rocks from the Adirondacks, New York, and Other Massif-Type Complexes. *Geological Society of America Bulletin*, 91(2 Part II): 659-684.
- Ashwal, L.D., Tucker, R.D. y Zinner, E.K., (1999). Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(18): 2839-2851.
- Ashwal, L.D., Wooden, J.L. y Emslie, R.F., (1986). Sr, Nd and Pb isotopes in Proterozoic intrusives astride the Grenville Front in Labrador: Implications for crustal contamination and basement mapping. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(12): 2571-2585.
- Austrheim, H., Putnis, C.V., Engvik, A.K. y Putnis, A., (2008). Zircon coronas around Fe—Ti oxides: a physical reference frame for metamorphic and metasomatic reactions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(4): 517-527.
- Authemayou, C., Brocard, G., Teyssier, C., Simon-Labric, T., Gutiérrez, A., Chiqu n, E. y Mor n, S., (2011). The Caribbean—North America—Cocos Triple Junction and the dynamics of the Polochic—Motagua fault systems: Pull-up and zipper models. *Tectonics*, 30(3).
- Baker, F., (1979). Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam: pp. 1–12.
- Baldwin, S.L., Monteleone, B.D., Webb, L.E., Fitzgerald, P.G., Grove, M. y Hill, E.J., (2004). Pliocene eclogite exhumation at plate tectonic rates in eastern Papua New Guinea. *Nature*, 431(7006): 263-267.
- Beckman, V., M ller, C., S derlund, U., Corfu, F., Pallon, J. y Chamberlain, K.R., (2014). Metamorphic zircon formation at the transition from gabbro to eclogite in Trollheimen—Surnadalen, Norwegian Caledonides. *Geological Society, London, Special Publications*, 390(1): 403-424.
- Belousova, E., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. y Fisher, N., (2002). Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602-622.
- Bingen, B., Austrheim, H. y Whitehouse, M., (2001). Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of

- Western Norway and implications for zircon geochronology. *Journal of Petrology*, 42(2): 355-375.
- Bogaerts, M. y Schmidt, M.W., (2006). Experiments on silicate melt immiscibility in the system  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-CaO-MgO-TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$  and implications for natural magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(3): 257-274.
- Bowen, N.L., (1917). The Problem of the Anorthosites. *The Journal of Geology*, 25(3): 209-243.
- Bucher, K. y Grapes, (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Berlin, 441 pp.
- Buddington, A. y Lindsley, D., (1964). Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of petrology*, 5(2): 310-357.
- Burkart, B., (1983). Neogene north American-Caribbean plate boundary across Northern Central America: Offset along the polochic fault. *Tectonophysics*, 99(2-4): 251-270.
- Burkart, B., Deaton, B., Dengo, C. y Moreno, G., (1987). Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: Reaffirmation of large Neogene displacement. *Tectonics*, 6(4): 411-422.
- Bybee, G.M., Ashwal, L.D., S.B., S., Horan, M., Mock, T. y Andersen, T.B., (2014). Pyroxene megacrysts in Proterozoic anorthosites: Implications for tectonic setting, magma source and magmatic processes at the Moho. *Earth and Planetary Science Letters*, 389: 74-85.
- Campa, M.F. y Coney, P.J., (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6): 1040-1051.
- Cardona, A., Chew, D., Valencia, V.A., Bayona, G., Mišković, A. y Ibañez-Mejía, M., (2010). Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1): 92-104.
- Carfantan, J.C., (1977). La cobijadura de Motozintla-un paleoarco volcánico en Chiapas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 1(2): 133-137.
- Carruzzo, S., Clarke, D.B., Pelrine, K.M. y MacDonald, M.A., (2006). Texture, composition, and origin of rutile in the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *The Canadian Mineralogist*, 44(3): 715-729.
- Casas-García, R., (2014). Caracterización petrológica de las nelsonitas precámbricas del Complejo Gneis Novillo, NE de México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Nuevo León, 183 pp.
- Casquet, C., Fanning, C.M., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Torres, P., (2010). The Arequipa Massif of Peru: New SHRIMP and isotope constraints on a Paleoproterozoic inlier in the Grenvillian orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1): 128-142.
- Casquet, C., Galindo Francisco, M.d.C., Rapela, C.W., Pankhurst, R., Baldo, E.G., Dahlquist, J.A., Fanning, C., González Casado, J.M. y Saavedra, J., (2005). Geoquímica isotópica (Sr y Nd) de las anortositas (“massif type anorthosites”) grenvillianas de las Sierras Pampeanas Occidentales (Argentina). Fuentes magmáticas e implicaciones geotectónicas. In: M.A. Lamolda (Editor), Geociencias, recursos y patrimonio geológicos Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, España.
- Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Fanning, C.M., Dahlquist, J.A. y Saavedra, J., (2012). A history of Proterozoic terranes in southern South America: From Rodinia to Gondwana. *Geoscience Frontiers*, 3(2): 137-145.

- Cisneros-de León, A., (2011). Petrografía y geoquímica de las anortositas en la zona titanífera Mazapa de Madero, Chiapas. *Unpublished Thesis* Facultad de Ingeniería, UNAM: 98.
- Cordani, U.G., Cardona, A., I.D., J., Liu, D. y Nutman, A.P., (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. In: Vaughan ARM, Leat PT, Pankhurst RJ (eds) Terrane processes at the Margins of Gondwana. *Geological Society of London, Special Publications*(246): 326-346.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J., (1979). The interpretation of igneous rocks. *George, Allen and Uwin*, London: 450.
- Charlier, B., (2007). Petrogenesis of magmatic iron-titanium deposits associated with proterozoic massif-type anorthosites. *PHD Thesis*, Université de Liège: 165.
- Charlier, B., Duchesne, J.-C., Vander Auwera, J., Storme, J.-Y., Maquil, R. y Longhi, J., (2010). Polybaric Fractional Crystallization of High-alumina Basalt Parental Magmas in the Egersund–Ogna Massif-type Anorthosite (Rogaland, SW Norway) Constrained by Plagioclase and High-alumina Orthopyroxene Megacrysts. *Journal of Petrology*, 51(12): 2515-2546.
- Charlier, B., Duchesne, J.C. y Vander Auwera, J., (2006). Magma chamber processes in the Tellnes ilmenite deposit (Rogaland Anorthosite Province, SW Norway) and the formation of Fe–Ti ores in massif-type anorthosites. *Chemical Geology*, 234(3–4): 264-290.
- Charlier, B., Namur, O., Bolle, O., Latypov, R. y Duchesne, J.-C., (2015). Fe–Ti–V–P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks. *Earth-Science Reviews*, 141(0): 56-81.
- Charlier, B., Namur, O. y Grove, T.L., (2013). Compositional and kinetic controls on liquid immiscibility in ferrobasalt–rhyolite volcanic and plutonic series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 113(0): 79-93.
- Charlier, B., Sakoma, E., Sauvé, M., Stanaway, K., Auwera, J.V. y Duchesne, J.-C., (2008). The Grader layered intrusion (Havre-Saint-Pierre Anorthosite, Quebec) and genesis of nelsonite and other Fe–Ti–P ores. *Lithos*, 101(3–4): 359-378.
- Charlier, B., Skår, Ø., Korneliussen, A., Duchesne, J.-C. y Vander Auwera, J., (2007). Ilmenite composition in the Tellnes Fe–Ti deposit, SW Norway: fractional crystallization, postcumulus evolution and ilmenite–zircon relation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(2): 119-134.
- Chen, W., Zhou, M.-F. y Zhao, T.-P., (2013). Differentiation of nelsonitic magmas in the formation of the ~1.74 Ga Damiao Fe–Ti–P ore deposit, North China. *Contributions to Mineralogy and Petrology*: 1-22.
- Deaton, B.C. y Burkart, B., (1984). Time of sinistral slip along the poloehic fault of Guatemala. *Tectonophysics*, 102(1–4): 297-313.
- Dengo, G., (1985). Mid America: Tectonic Setting for the Pacific Margin from Southern Mexico to Northwestern Colombia. In: A.M. Nairn, F. Stehli and S. Uyeda (Editors), *The Ocean Basins and Margins*. Springer US, pp. 123-180.
- DePaolo, D.J., (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic.
- Duchesne, J.-C., (1970). Microtextures of Fe-Ti oxide minerals in the South-Rogaland anorthositic complex (Norway). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 935.



- Duchesne, J.-C., (1996). Liquid ilmenite or liquidus ilmenite: a comment on the nature of ilmenite vein deposits. *Petrology and geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crust (a volume dedicated to Professor Jean Michot)*.
- Duchesne, J.C., (1999). Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation. *Mineralium Deposita*, 34(2): 182-198.
- Duchesne, J.C., Liégeois, J.P., Vander Auwera, J. y Longhi, J., (1999). The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites. *Terra Nova*, 11(2-3): 100-105.
- Dymek, R.F. y Owens, B.E., (2001). Petrogenesis of Apatite-Rich Rocks (Nelsonites and Oxide-Apatite Gabbroanorthosites) Associated with Massif Anorthosites. *Economic Geology*, 96(4): 797-815.
- Emslie, R., (1985). Proterozoic anorthosite massifs, The deep Proterozoic crust in the North Atlantic provinces. Springer, pp. 39-60.
- Emslie, R., Hamilton, M. y Theriault, R., (1994). Petrogenesis of a mid-Proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complex: Isotopic and chemical evidence from the Nain Plutonic Suite. *The Journal of Geology*: 539-558.
- Emslie, R.F., (1975). Pyroxene megacrysts from anorthositic rocks; new clues to the sources and evolution of the parent magmas. *The Canadian Mineralogist*, 13(2): 138-145.
- Emslie, R.F., (1978). Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late proterozoic rifting of north America. *Precambrian Research*, 7(1): 61-98.
- Estrada-Carmona, J., (2012). Magmatismo ordovícico en el sur del Bloque Maya y metamorfismo de alta presión misisípico en el Terreno Mixteca: Implicaciones para la evolución tectónica del noroeste de Gondwana durante el Paleozoico (Estudio geoquímico e isotópico y geocronometría por U-Pb y Lu-Hf). *Tesis de Doctorado*, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada: 132.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Hecht, L. y Martens, U., (2009). P-T-t trajectory of metamorphic rocks from the central Chiapas Massif Complex: The Custepec Unit, Chiapas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1): 243-259.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U. y López-Martínez, M., (2012). Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: Relations with the early Palaeozoic magmatic belts of northwestern Gondwana. *International Geology Review*, 54(16): 1918-1943.
- Faure, G. y Mensing, T.M., (2005). *Isotopes: principles and applications*. John Wiley & Sons Inc.
- Foland, K. y Muessig, K., (1978). A Paleozoic age for some charnockitic-anorthositic rocks. *Geology*, 6(3): 143-146.
- Force, E.R., (1991). *Geology of titanium-mineral deposits*. Geological Society of America.
- Frost, B.R. y Simons, J.P., (1991). Fe-Ti oxide deposits of the Laramie anorthosite complex: their geology and proposed economic utilization. In: Frost, B.R., Roberts, S. (Editors), *Mineral Resources of Wyoming. Wyoming Geological Association 42nd Field Conference Guidebook, Laramie*: 41-48.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Mora, J.C., Hughes, S., Saucedo, R., Espíndola, J.M., Escobar, R. y Layer, P., (2006). Geological evolution of the Tacaná Volcanic Complex, México-Guatemala. *Geological Society of America Special Papers*, 412: 39-57.

- Gill, J.B., (1981). Orogenetic Andesites and Plate Tectonics. *Springer Verlag*(Berlin): 358 p.
- Guitreau, M. y Blichert-Toft, J., (2014). Implications of discordant U–Pb ages on Hf isotope studies of detrital zircons. *Chemical Geology*, 385(0): 17-25.
- Guzmán-Speziale, M., (2010). Beyond the Motagua and Polochic faults: Active strike-slip faulting along the Western North America–Caribbean plate boundary zone. *Tectonophysics*, 496(1–4): 17-27.
- Guzmán-Speziale, M. y Meneses-Rocha, J.J., (2000). The North America–Caribbean plate boundary west of the Motagua–Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4–5): 459-468.
- Guzman-Speziale, M. y Molina-Garza, R., (2012). The Tonalá fault in southeastern Mexico: Evidence that the Central America forearc sliver is not being detached?, AGU Fall Meeting Abstracts, pp. 08.
- Harley, S.L., Kelly, N.M. y Möller, A., (2007). Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements*, 3(1): 25-30.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. y Tindle, A.G., (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Reis, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc.*, vol. 19: pp. 67-81.
- Heaman, L.M. y Parrish, R.R., (1991). U-Pb Geochronology of accessory minerals. In: L.M. Heaman and J.N. Ludden (Editors), *Short course handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology*. Mineralogical Association of Canada, Toronto, pp. 498.
- Higgins, M.D. y Van Breemen, O., (1996). Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay—Lac-Saint-Jean region of the Grenville Province, Canada. *Precambrian Res.*, 79: 327–346.
- Hiller, R., Weber, B., Hecht, L., Ortega Gutiérrez, F., Schaaf, P. y López Martínez, M., (2004). The Sepultura Unit: A medium to high grade metasedimentary sequence in the Chiapas Massif, SE Mexico. *Reunion Nacional de Ciencias de la Tierra: Queretaro México*, Libro de resúmenes: p. 200.
- Husch, J.M. y Moreau, C., (1982). Geology and major element geochemistry of anorthositic rocks associated with paleozoic hypabyssal ring complexes, air massif, Niger, West Africa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14(1–2): 47-66.
- Hwang, S.L., Yui, T.F., Chu, H.T., Shen, P., Schertl, H.P., Zhang, R.Y. y Liou, J.G., (2007). On the origin of oriented rutile needles in garnet from UHP eclogites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(3): 349-362.
- Iriondo, A. y Premo, W., (2010). Las rocas cristalinas Proterozoicas de Sonora y su importancia para la reconstrucción del margen continental SW de Laurentia: La pieza mexicana del rompecabezas de Rodinia. *Panorama sobre la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín*, 118: 25-55.
- Irvine, T. y Baragar, W., (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548.
- Jiménez-Hernández, A., Jaimez-Fuentes, A., Motolinía-García, O., Pinzón-Salazar, T. y Membrillo-Ortega, H., (2005). Carta geológico-minera Huixtla D15-2 Chiapas. *Servicio Geológico Mexicano*.

- Keppie, J.D., (2004). Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*, 46(9): 765-794.
- Keppie, J.D., (2006). Circa 546 Ma plume-related dykes in the ~1Ga Novillo Gneiss (east-central Mexico): Evidence for the initial separation of Avalonia. *Precambrian Res.*, 147: 342-353.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F. y Lopez, R., (2003). Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*, 120(3-4): 365-389.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B. y Nance, R.D., (2008). Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461(1-4): 277-290.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F. y Lopez, R., (2001). A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. *Precambrian Research*, 112(3-4): 165-181.
- Keppie, J.D. y Ortega-Gutiérrez, F., (2010). 1.3–0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): Remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1): 21-27.
- Keppie, J.D. y Ramos, V.A., (1999). Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. *Geological Society of America Special Papers*, 336: 267-276.
- Kolker, A., (1982). Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis. *Economic Geology*, 77(5): 1146-1158.
- Korneliussen, A., Mckenroe, S.A., Nilsson, L.P., Schiellerup, H., Gautneb, H., Meyer, G.B. y Storseth, L., (2000). An overview of titanium deposits in Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 436: 27-38.
- Krogh, T.E., Kamo, S.L., Sharpton, V.L., Marin, L.E. y Hildebrand, A.R., (1993). U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater. *Nature*, 366(6457): 731-734.
- Lafrance, B., John, B.E. y Scoates, J.S., (1996). Syn-emplacement recrystallization and deformation microstructures in the Poe Mountain anorthosite, Wyoming. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122(4): 431-440.
- Lattard, D., Sauerzapf, U. y Käsemann, M., (2005). New calibration data for the Fe-Ti oxide thermo-oxybarometers from experiments in the Fe-Ti-O system at 1 bar, 1,000–1,300°C and a large range of oxygen fugacities. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149(6): 735-754.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R. y Sampson, D.E., (1999). U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*, 94(1-2): 73-99.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De waele, B., Ernst, R.E., Fitzimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochob, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natopov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K. y Vernikovsky, V., (2008). Assembly, configuration and breakup of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Res.*, 160: 195-214.

- Lindsley, D.H., (1981). Some experiments pertaining to the magnetite-ulvospinel miscibility gap. *American Mineralogist*, 66(7-8): 759-762.
- Lindsley, D.H., (2003). Do Fe-Ti oxide magmas exist? Geology: Yes; Experiments: No! *Norges Geologiske Undersøkelse Special Publication*, 9: 34-35.
- Liou, J., Zhang, R., Ernst, W., Liu, J. y McLimans, R., (1998). Mineral parageneses in the Piampaludo eclogitic body, Gruppo di Voltri, western Ligurian Alps. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt*, 78: 317-335.
- Longhi, J., (2005). A mantle or mafic crustal source for Proterozoic anorthosites? *Lithos*, 83(3-4): 183-198.
- Longhi, J. y Ashwal, L.D., (1985). Two-stage models for lunar and terrestrial anorthosites: Petrogenesis without a magma ocean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(S02): C571-C584.
- Longhi, J., Vander Auwera, J., Fram, M.S. y Duchesne, J.-C., (1999). Some phase equilibrium constraints on the origin of Proterozoic (massif) anorthosites and related rocks. *Journal of Petrology*, 40(2): 339-362.
- Longhi, J., Vander Auwera, J., Fram, M.S. y Monthieth, J.N., (1993). Pressure effects, kinetics, and rheology of anorthositic and related magmas *American Mineralogist*, 78: 1016-1030.
- Lopez, R., Cameron, K. y Jones, N.W., (2001). Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico. *Precambrian Research*, 107(3): 195-214.
- Lozano, R. y Bernal, J.P., (2005). Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3): 329-344.
- Ludwig, K. y Mundil, R., (2002). Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs, *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Pergamon-Elsevier Science Ltd the Boulevard, Langford Lane, Kidlington, Oxford OX5 1GB, England, pp. A463-A463.
- Luvizotto, G., Zack, T., Triebold, S. y Eynatten, H., (2009). Rutile occurrence and trace element behavior in medium-grade metasedimentary rocks: example from the Erzgebirge, Germany. *Mineralogy and Petrology*, 97(3-4): 233-249.
- Manjarrez-Juárez, R., (2013). Basamento Grenviliano y orogénesis en el sur del Macizo de Chiapas, implicaciones paleogeográficas para el Bloque Maya Sur en el Paleozoico temprano. *Tesis de Maestría*, CICESE.
- Martens, U., (2009). Geologic Evolution of the Maya Block (Southern Edge of the North American Plate): An Example of Terrane Transferral and Crustal Recycling. *PHD Thesis*, Stanford University: 187.
- Martens, U., Ortega-Obregón, C., Estrada-Carmona, J. y Valle, M., (2005). *Chapter 19 Metamorphism and metamorphic rocks in Central America: Geology, Resources and Hazards*.
- Martens, U., Weber, B. y Valencia, V.A., (2010). U/Pb geochronology of Devonian and older Paleozoic beds in the southeastern Maya block, Central America: Its affinity with peri-Gondwanan terranes. *Geological Society of America Bulletin*, 122(5-6): 815-829.
- Martignole, J., Stevenson, R. y Martelat, J., (2005). A Grenvillian anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite in the basement of the Andes: the Ilo AMCG site (southern Peru). *ISAG, Barcelona, Extended abstracts*: 481-484.

- McBirney, A. y Naslund, H.R., (1990). The differentiation of the Skaergaard Intrusion. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(2): 235-240.
- McLelland, J., Ashwal, L. y Moore, L., (1994). Composition and petrogenesis of oxide-, apatite-rich gabbroanorthosites associated with Proterozoic anorthosite massifs: examples from the Adirondack Mountains, New York. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(1-2): 225-238.
- McLelland, J.M., Selleck, B.W., Hamilton, M.A. y Bickford, M.E., (2010). Late-to post-tectonic setting of some major Proterozoic anorthosite–mangerite–charnockite–granite (AMCG) suites. *The Canadian Mineralogist*, 48(4): 729-750.
- Meinhold, G., (2010). Rutile and its applications in earth sciences. *Earth-Science Reviews*, 102(1–2): 1-28.
- Meschede, M., (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb□ 1bZr□ 1bY diagram. *Chemical geology*, 56(3): 207-218.
- Möller, A., ÓBrien, P., Kennedy, A. y Kröner, A., (2003). The use and abuse of Th-U ratios in the interpretation of zircon, EGS-AGU-EUG Joint Assembly, pp. 12113.
- Mongkoltip, P. y Ashworth, J.R., (1983). Exsolution of ilmenite and rutile in hornblende. *American Mineralogist*, 68: 143-155.
- Montesinos, E., (1979). Estudio geológico minero del prospecto titanífero De Rosendo, Municipio de Mazapa de Madero, Chiapas. *Consejo de Recursos Minerales Archivo Técnico 070031*.
- Moore, A., (1968). Rutile exsolution in orthopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 17(3): 233-236.
- Mora, C.I., Valley, J.W. y Ortega Gutiérrez, F., (1986). The temperature and pressure conditions of Grenville-age granulite facies metamorphism of the Oaxacan Complex, southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 6(2): 222-242.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y. y Goldstein, S.L., (2007). Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*, 244(3–4): 452-473.
- Morishita, T., Maeda, J., Miyashita, S., Matsumoto, T. y Dick, H.J., (2004). Magmatic srilankite (Ti<sub>2</sub>ZrO<sub>6</sub>) in gabbroic vein cutting oceanic peridotites: An unusual product of peridotite-melt interactions beneath slow-spreading ridges. *American Mineralogist*, 89(5-6): 759-766.
- Morisset, C.-E., (2008). Origin of rutile-bearing ilmenite Fe-Ti deposits in proterozoic anorthosite massifs of the Grenville Province. *University Of British Columbia, PHD Thesis*: 318.
- Morisset, C.-E. y Scoates, J.S., (2008). Origin of zircon rims around ilmenite in mafic plutonic rocks of Proterozoic anorthosite suites. *The Canadian Mineralogist*, 46(2): 289-304.
- Morisset, C.-E., Scoates, J.S., Weis, D., Sauv e, M. y Stanaway, K.J., (2010). Rutile-bearing ilmenite deposits associated with the Proterozoic Saint-Urbain and Lac Allard anorthosite massifs, Grenville Province, Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 48(4): 821-849.
- Morse, S.A., (1973). *The feldspar/magma density paradox*. In: Morse, S.A. (Editor), *The Nain Anorthosite Project, Labrador: Field Report 1972*. Geology Department, University of Massachusetts.

- Morse, S.A., (1982). A partisan review of Proterozoic anorthosites. *American Mineralogist*, 67(11-12): 1087-1100.
- Mujica-Mondragón, R., (1987). Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Macizo de Chiapas. *México, D.F., IMP, Proyecto C-2009, no publicado*.
- Murillo-Muñeton, G., (1994). Petrologic and geochronologic study of Grenville-age granulites and post-granulite plutons from the La Mixtequita area, state of Oaxaca in southern Mexico, and their tectonic significance, PhD Thesis University of Southern California.
- Nakamura, N., (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5): 757-775.
- Olson, K. y Morse, S., (1990). Regional Al-Fe mafic magmas associated with anorthosite-bearing terranes. *Nature*, 344: 760-762.
- Ordoñez-Carmona, O., Pimentel, M. y De Moraes, R., (2002). Granulitas de Los Mangos: un fragmento grenviliano en la parte SE de la Sierra Nevada de Santa Marta. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 26(99): 169-179.
- Ortega-Gutiérrez, F., (1978). El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los Cañones del Novillo y de la Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2(1): 19-30.
- Ortega-Gutiérrez, F., (1981a). La evolución tectónica premisisípica del sur de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5(2): 140-157.
- Ortega-Gutiérrez, F., (1981b). Metamorphic Belts of Southern Mexico and their Tectonic Significance. *Geofísica Internacional*, 20(3): 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J. y Centeno-García, E., (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12): 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Ortega-Obregón, C., Elías-Herrera, M., Martens, U., Morán-Icál, S., Chiquín, M., Keppie, J.D., De León, R.T. y Schaaf, P., (2007). The Maya-Chortís boundary: a tectonostratigraphic approach. *International Geology Review*, 49(11): 996-1024.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Solé, J., Martens, U., Gómez-Tuena, A., Morán-Icál, S. y Reyes-Salas, M., (2004). Polyphase, high-temperature eclogite-facies metamorphism in the Chuacús Complex, central Guatemala: Petrology, geochronology, and tectonic implications. *International Geology Review*, 46(5): 445-470.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L., Keppie, J., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J. y Morán-Icál, S., (2008). Middle-Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal-Salamá area, central Guatemala: Implications for North America–Caribbean plate tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 120(5-6): 556-570.
- Owens, B. y Dymek, R.F., (1992). Fe-Ti-P-rich rocks and massif anorthosite; problems of interpretation illustrated from the Labrieville and St-Urbain plutons, Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 30(1): 163-190.
- Owens, B.E. y Dymek, R.F., (1995). Significance of pyroxene megacrysts for massif anorthosite petrogenesis: Constraints from the Labrieville, Quebec, pluton. *American Mineralogist*, 80(1): 144-161.

- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A. y Maas, R., (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3).
- Paulson, E.G., (1964). Mineralogy and origin of the titaniferous deposit at Pluma Hidalgo, Oaxaca, Mexico. *Economic Geology*, 59(5): 753-767.
- Pearce, J. y Peate, D., (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251-286.
- Pearce, J.A. y Cann, J., (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, 19(2): 290-300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G., (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956-983.
- Peccerillo, R. y Taylor, S.R., (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Petrus, J.A. y Kamber, B.S., (2012). VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36(3): 247-270.
- Philpotts, A., (1967). Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Economic Geology*, 62(3): 303-315.
- Pompa-Mera, V., (2009). Geoquímica y geocronología de los complejos intrusivos en el sureste de Chiapas, México. *Tesis Maestría*, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ramos, V.A., (2010). The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1): 77-91.
- Restrepo-Pace, P.A., Ruiz, J., Gehrels, G. y Cosca, M., (1997). Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3): 427-441.
- Rollinson, H.R., (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Geochemistry series. Pearson Prentice Hall, 352 pp.
- Rudnick, R.L. y Gao, S., (2003). Composition of the continental crust, In: *Treatise on Geochemistry*, pp. 1-64.
- Ruiz, J., Patchett, P.J. y Arculus, R., (1988). Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths — Evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(1): 36-43.
- Ruiz, J., Tosdal, R.M., Restrepo, P.A. y Murillo-Muñetón, G., (1999). Pb isotope evidence for Colombia-southern Mexico connections in the Proterozoic. *Special Papers-Geological Society of America*: 183-198.
- Ryerson, F.J. y Watson, E.B., (1987). Rutile saturation in magmas: implications for TiNbTa depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 86(2-4): 225-239.
- Salazar-Juárez, J., (2008). Geología, petrología y geoquímica del Macizo de Chiapas, área de Motozintla de Mendoza. *Tesis de Licenciatura*, Facultad de Ingeniería (UNAM).
- Scoates, J.S., (2000). The plagioclase-magma density paradox re-examined and the crystallization of Proterozoic anorthosites. *Journal of Petrology*, 41(5): 627-649.

- Scoates, J.S. y Chamberlain, K.R., (1997). Orogenic to post-orogenic origin for the 1.76 Ga Horse Creek anorthosite complex, Wyoming, USA. *The Journal of Geology*, 105(3): 331-344.
- Scoates, J.S. y Chamberlain, K.R., (2003). Geochronologic, geochemical and isotopic constraints on the origin of monzonitic and related rocks in the Laramie anorthosite complex, Wyoming, USA. *Precambrian Research*, 124(2-4): 269-304.
- Scoates, J.S. y Frost, C.D., (1996). A strontium and neodymium isotopic investigation of the Laramie anorthosites, Wyoming, USA: Implications for magma chamber processes and the evolution of magma conduits in Proterozoic anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(1): 95-107.
- Schaaf, P., Heinrich, W. y Besch, T., (1994). Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118(1): 63-84.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C. y Macias, J.L., (2005). Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatépetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, 46(6): 1243-1282.
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Ortega-Gutiérrez, F. y Köhler, H., (2002). The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 225(1): 1-23.
- Schmidberger, S.S., Simonetti, A. y Francis, D., (2001). Sr-Nd-Pb isotope systematics of mantle xenoliths from Somerset Island kimberlites: Evidence from lithosphere stratification beneath Arctic Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: 4243-4255.
- Schulze, C., (2011). Petrología y Geoquímica de las rocas del área de Pluma Hidalgo, Oaxaca e implicaciones tectónicas para el Proterozoico de "Oaxaquia". *Tesis de Doctorado*, Instituto de Geología, UNAM.
- Schulze, C.H., Keppie, J.D., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutiérrez, F. y Lee, J.K., (2004). Mid-tertiary cooling ages in the precambrian Oaxacan Complex of southern Mexico: Indication of exhumation and inland arc migration *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(2): 203-211.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R.C., (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 278: 1-153.
- Shand, S.J., (1943). The eruptive rocks. *2nd edition. John Wiley & sons, New York*: 488.
- Silva-Romo, G. y Mendoza-Rosales, C.C., (2009). Geological evaluation of the models for cenozoic truncation of southern Mexico: Subduction erosion and Chortís block detachment. *Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y detachment del bloque Chortís*, 26(1): 165-176.
- Sláma, J., Kosler, J. y Pedersen, R.B., (2007). Behaviour of zircon in high-grade metamorphic rocks: evidence from Hf isotopes, trace elements and textural studies. *Contrib. Mineral Petrol.*, 154: 335-356.
- Solari, L.A., (2001). La porción norte del Complejo Oaxaqueño, estado de Oaxaca: estructuras, geocronología y tectónica. *PHD Thesis*, UNAM, México: 181.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O. y Tanner, M., (2010). U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical



- Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards & Geoanalytical Research*, 34(1): 5-18.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R. y Hames, W.E., (2003). 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365(1-4): 257-282.
- Solari, L.A., Tuena, A.G., Gutiérrez, F.O. y Obregón, C.O., (2011). The Chuacús Metamorphic Complex, central Guatemala: geochronological and geochemical constraints on its Paleozoic-Mesozoic evolution. *Geologica Acta*, 9(3-4): 329-350.
- Stacey, J.t. y Kramers, J., (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2): 207-221.
- Streckeisen, A., (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1): 1-33.
- ten Brink, U.S., Coleman, D.F. y Dillon, W.P., (2002). The nature of the crust under Cayman Trough from gravity. *Marine and Petroleum Geology*, 19(8): 971-987.
- Tollari, N., Barnes, S.J., Cox, R.A. y Nabil, H., (2008). Trace element concentrations in apatites from the Sept-Îles Intrusive Suite, Canada — Implications for the genesis of nelsonites. *Chemical Geology*, 252(3-4): 180-190.
- Toplis, M. y Carroll, M., (1995). An Experimental Study of the Influence of Oxygen Fugacity on Fe-Ti Oxide Stability, Phase Relations, and Mineral—Melt Equilibria in Ferro-Basaltic Systems. *Journal of Petrology*, 36(5): 1137-1170.
- Toplis, M. y Carroll, M., (1996). Differentiation of ferro-basaltic magmas under conditions open and closed to oxygen: implications for the Skaergaard intrusion and other natural systems. *Journal of Petrology*, 37(4): 837-858.
- Toplis, M.J., Libourel, G. y Carroll, M.R., (1994). The role of phosphorus in crystallisation processes of basalt: an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(2): 797-810.
- Torres-de León, R., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F. y Martens, U., (2012). The Chortís Block—southwestern México connections: U-Pb zircon geochronology constraints. *American Journal of Science*, 312(3): 288-313.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J. y Grajales, J.M., (1999). A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. *Special Papers-Geological Society of America*: 191-196.
- Trainor, R.J., Nance, R.D. y Keppie, J.D., (2011). Tectonothermal history of the Mesoproterozoic Novillo Gneiss of eastern Mexico: support for a coherent Oaxaquia microcontinent. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3): 580-592.
- Troitzsch, U. y Ellis, D.J., (2004). High-PT study of solid solutions in the system  $ZrO_2$ - $TiO_2$ : The stability of srilankite. *European Journal of Mineralogy*, 16(4): 577-584.
- Vander Auwera, J., Longhi, J. y Duchesne, J.-C., (1998). A Liquid Line of Descent of the Jotunite (Hypersthene Monzodiorite) Suite. *Journal of Petrology*, 39(3): 439-468.
- Weber, B., Cameron, K.L., Osorio, M. y Schaaf, P., (2005). A late Permian tectonothermal event in Grenville crust of the Southern Maya terrane: U-Pb zircon ages from the Chiapas massif, southeastern Mexico. *International Geology Review*, 47(5): 509-529.

- Weber, B., Gruner, B., Hecht, L., Molina–Garza, R. y Köhler, H., (2002). El descubrimiento de basamento metasedimentario en el macizo de Chiapas: La" Unidad La Sepultura. *Geos*, 22: 2-11.
- Weber, B. y Hecht, L., (2000). Mineralogy, chemistry, and Sm-Nd isotopes of Proterozoic Fe -oxide ores from the Guichicovi complex of south-eastern Mexico. *Münchner Geol. Hefte*, A 28: 61-69.
- Weber, B. y Hecht, L., (2003). Petrology and geochemistry of metaigneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: the Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico. *Precambrian Research*, 124(1): 41-67.
- Weber, B. y Köhler, H., (1999a). Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: Origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, 96(3-4): 245-262.
- Weber, B. y Köhler, H., (1999b). Sm–Nd, Rb–Sr and U–Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, 96(3–4): 245-262.
- Weber, B., Manjarrez-Juárez, R. y González-Guzmán, R., (2013). Nueva evidencia geocronológica de la parte sur del Complejo del Macizo de Chiapas – Implicaciones para el origen y la evolución tectónica del Bloque Maya. *XXIII Congreso Nacional de Geoquímica - INAGEQ*.
- Weber, B., Manjarrez-Juárez, R., González-Guzmán, R., Cisneros de León, A. y Martens, U., (2015). The destruction and growth of lower continental crust from the southern Maya Block, SE Mexico: A Grenvillian orogen consumed by Ordovician and Permian active margins. *In process*.
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V.A., Iriondo, A. y Ortega-Gutiérrez, F., (2006). Provenance ages of late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(3): 262-276.
- Weber, B., Scherer, E.E., Schulze, C., Valencia, V.A., Montecinos, P., Mezger, K. y Ruiz, J., (2010). U–Pb and Lu–Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico – Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm. *Precambrian Research*, 182(1–2): 149-162.
- Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V. y Ruiz, J., (2008). Significance of provenance ages from the Chiapas massif Complex (Southeastern México): redefining the Paleozoic basement of the Maya Block and its evolution in a Peri-Gondwanan Realm. *The Journal of Geology*, 116(6): 619-639.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W., (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185.
- Wood, D.A., (1980). The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11-30.
- Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, M. y Tarney, J., (1979). Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral Petrol.*, 70: 319-339.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F. y Gehrels, G.E., (1991). Isotopic studies of the Acatlan complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 103(6): 817-828.

Zartman, R.E. y Doe, B.R., (1981). Plumbotectonics - The model. *Tectonophysics*, 75: 135-162.