



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Caracterización petrográfica y
geoquímica de las rocas
metamórficas y asociadas, del lente
máfico - ultramáfico de Tepejillo,
Puebla – San Miguel Ixtapan, Oaxaca.**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Emmanuel Jovani Díaz Juárez

DIRECTOR DE TESIS

Ing. Alfredo Victoria Morales



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017

Agradecimientos

A mis padres, quienes me apoyaron en todo momento y a pesar de la distancia, siempre buscaron la manera de hacerse presente y demostrarme su amor.

A mis hermanos, Omar y Angélica, por acompañarme todo este tiempo, por preocuparse por mí y regalarme maravillosos momentos a su lado.

A Francisco Sequera, gracias por ser mi compañero de aventuras por más de 6 años, por estar en los buenos y malos momentos, gracias por darme tu apoyo y consejos. “El alma es eterna y nunca pierde su color, herido y con las alas rotas tu huella dejaste en mi interior”.

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de ingeniería por todas las oportunidades y facilidades que me brindaron como alumno. Gracias por los valores, experiencias y permitirme desarrollar mis habilidades en sus instalaciones.

Agradezco al proyecto PAPIME PE 103912 “Diseño de guías de aprendizaje de Petrología Metamórfica con base en la integración de colecciones de rocas y preparación de guías de campo, que permitan al alumno integrar conocimientos teóricos con trabajo de campo y laboratorio”, por brindarme el apoyo para realizar este trabajo.

Agradezco a mi sinodales Dr. Gilberto Silva, Dr. Enrique González y Quím. Sonia Ángeles por tomarse el tiempo para la revisión de mi trabajo y brindarme sus comentarios para mejorarlo. Gracias al M.C. Roberto Maldonado por transmitirme su admiración a las rocas metamórficas y por apoyarme con sus observaciones.

Al Ing. Alfredo Victoria (Alfred), gracias por permitirme colaborar en los proyectos que tienes a tu cargo, por brindarme tu confianza y tomar en cuenta mi opinión. Gracias por ser mi asesor de tesis, mi jefe y un gran amigo.

A Gloria, Elisa, Iván Michel, Iván, Rodrigo, con quienes compartí maravillosos momentos en Oaxaca y a pesar del tiempo seguimos siendo grandes amigos.

A mis amigos de la Facultad de Ingeniería Nayelli, Antonio, Guillermo, Rosa, María del Socorro (Coco), Jéssica por compartir experiencias y crecer juntos durante la carrera.

A la banda del 400, Carlos (Boni), Iván, Orestes, Yoalli, Francisco (Pancho), Alberto, Elder, Adán, por hacer más amena esta etapa de mi vida. Le agradezco al Ing. Uriel Mares por el apoyo brindado en el trabajo de campo y por ser quién me dio la bienvenida al cubículo 105.

A mis niños, Claudia, Mariano, Karen, (Thor) Mariana, Sabrina, Ángel, por soportarme como ayudante y convertirse en mis amigos. Les deseo lo mejor y siempre podrán contar con mi apoyo.

Y a todas esas maravillosas personas con las que compartí buenos momentos.

TABLA DE CONTENIDO

Relación de figuras.....	I
Relación de tablas.	V
Resumen.....	VI
Abstract	VII
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Localización de área de estudio	1
1.2 Antecedentes	3
1.3 Planteamiento del problema	4
1.4 Objetivos	5
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO	6
2.1 Rocas ultramáficas	6
2.1.1 Nomenclatura de rocas ultramáficas	6
2.1.2 Mineralogía de rocas ultramáficas	8
2.1.3 Alteraciones.....	9
2.1.4 Acumulaciones ultramáficas en intrusiones estratificadas	9
2.1.5 Acumulaciones ultramáficas en ofiolitas	10
2.1.6 Cuerpos ultramáficos de tipo Alaska.....	11
2.1.7 Xenolitos del manto en basaltos y kimberlitas	12
2.1.8 Macizos de peridotitas orogénicas	14
2.1.9 Texturas en xenolitos y peridotitas orogénicas	14
2.2 Metamorfismo de rocas ultramáficas	15
2.2.1 Texturas metamórficas en rocas ultramáficas	17
2.2.2 Isogradas en rocas ultramáficas.....	17
2.2.3 Facies metamórficas	19
2.2.4 Metamorfismo en el sistema MSH.....	20
2.2.5 Metamorfismo en el sistema CMASH	23
CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO	24
3.1 Terreno Mixteco.....	25
3.2 Complejo Acatlán.....	25
3.3 Complejo Ayú	30
3.4 Geología Local	32

3.4.1 Litodema Chazumba (Formación Chazumba).....	32
3.4.2 Lentes máficos-ultramáficos de Tepejillo - San Miguel Ixtapan y Tultitlán.....	33
3.4.3 Diques San Miguel	35
CAPÍTULO 4 PETROGRAFÍA.....	36
4.1 Metagabro	38
4.2 Metapiroxenita	42
4.3 Esquisto psamítico	48
4.4 Cuerpos intrusivos.....	51
4.4.1 Pegmatita de flogopita y turmalina	51
4.4.2 Dolerita.....	55
4.4.3 Granito y granitos pegmatíticos	57
CAPÍTULO 5 QUÍMICA MINERAL	63
5.1 Anfíbol	64
5.1.1 Metagabro.....	64
5.1.2 Metapiroxenita	66
5.2 Plagioclasa.....	68
5.3 Clorita.....	69
5.3.1 Metagabro.....	70
5.3.2 Metapiroxenita	71
5.4 Clinozoisita	73
CAPÍTULO 6 GEOQUÍMICA	76
6.1 Elementos Mayores y elementos traza	76
6.2 Metagabro	80
6.3 Metapiroxenita	81
6.4 Esquisto psamítico	83
6.5 Cuerpos graníticos y dolerita.....	84
CAPÍTULO 7 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	88
7.1 Discusión.....	88
7.2 Conclusiones	91
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93
ANEXOS.....	97

Relación de figuras.

Figura 1.1	Localización del área de estudio.....	1
Figura 1.2	Localización del área de estudio, principales vías de acceso y visualización por medio de Google Earth.....	2
Figura 1.3	Vista panorámica del área de estudio, se aprecia que las rocas estudiadas presentan un color rojizo, diferenciándolas de las demás.....	3
Figura 2.1	A) Rocas ultramáficas anhidras B) Rocas ultramáficas con anfíboles (minerales hidratados). Diagramas ternarios que muestran la nomenclatura IUGS para rocas ultramáficas de grano grueso, basada en las proporciones de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno (Le Maitre, 2002). Solo aplican a rocas que contengan menos del 10% de plagioclasa.....	7
Figura 2.2	Comparación entre las divisiones ultramáficas A) Stillwater (Montana, USA), B) Bushveld (Sudáfrica) y C) Great dike (Zimbabue), (Tomado y modificado de Gill, 2010).....	10
Figura 2.3	Modelo esquemático con las rocas presentes en una secuencia ofiolítica, (Tomado y modificado de Gill, 2010).....	11
Figura 2.4	Mapa geológico de una intrusión ultramáfica zoneada de tipo Alaska, (Tomado y modificado de Gill, 2010).....	12
Figura 2.5	Campos de estabilidad de lherzolita de plagioclasa, lherzolita de espinela y lherzolita de granate en un diagrama de temperatura contra profundidad(presión), (Tomado y modificado de Gill, 2010).....	13
Figura 2.6	Diagrama quemográfico del sistema químico MSH, las rocas del manto se constituyen de enstatita y forsterita (harzburgita), minerales representados en la base del triángulo (fases anhidras), en algunas ocasiones estas rocas se hidratan y presentan fases minerales que se encuentran en el interior del diagrama, (Tomado y modificado de Bucher y Grapes, 2011).....	20
Figura 2.7	Diagrama de estabilidad de fases para el sistema químico MSH, el diagrama es válido solo con H ₂ O como fase fluida (Tomado y modificado de Bucher y Grapes, 2011).....	21
Figura 3.1	Mapa del sur de México, se muestran los terreno tectonoestratigráficos así como los complejos presentes en ellos. (Tomado y modificado de Tolson, 2005).....	24
Figura 3.2	Columna tectonoestratigráfica del complejo Acatlán (modificada de Ortega-Gutiérrez et al., 1999).....	26

Figura 3.3	Mapa con la distribución de las unidades y formaciones del complejo Acatlán (elaborado por Ortega et al., 1999, modificado por D. Keppie et al., 2012).....	29
Figura 3.4	Mapa y sección geológica del Complejo Ayú, en la parte norte se muestran rocas del Complejo Acatlán (Tomado de Helbig et al., 2012).....	31
Figura 4.1	Fotografía panorámica donde se ve aflorando las rocas ultramáficas en un tono rojizo, se observa un cuerpo granítico, que corta a la secuencia metasedimentaria, generando una apariencia escarpada donde sobresale.....	36
Figura 4.2	Metagabro aflorando en la ladera del cerro asociado a las rocas ultramáficas, se observa el cambio de coloración entre la superficie fresca y la alterada.....	38
Figura 4.3	Muestras de mano de los metagabros. A) Metagabro de grano medio, observamos zonas rojizas debido a la alteración y la textura de la roca. B) Metagabro de grano grueso, se observa la diferencia de tamaño con la muestra anterior.....	39
Figura 4.4	Fotomicrografías de metagabro.....	41
Figura 4.5	Afloramiento de rocas ultramáficas, se observa un color rojizo debido a la meteorización de las mismas, dispuestos de manera discordante en la secuencia metasedimentaria.....	42
Figura 4.6	Muestras de mano de las metapiroxenitas. A) Metapiroxenita con olivino. B) y C) Muestras de metapiroxenitas. D) Metapiroxenita donde se aprecian acumulaciones de óxidos. E) Metapiroxenita con mayor grado de alteración.....	44
Figura 4.7	Fotomicrografías de metapiroxenitas.	46
Figura 4.8	Fotomicrografías de metapiroxenitas	47
Figura 4.9	Muestra de mano del esquisto psamítico, se observan bandas de cuarzo de espesor variable entre 0.5 a 1.5 cm	48
Figura 4.10	Fotomicrografías del esquisto psamítico.	50
Figura 4.11	En esta fotografía se observa la zonación de la pegmatita de flogopita y turmalina, reconocible por el cambio de color. La metapiroxenita sobreyace a esta roca, reconocibles por su color oscuro y el color producto de la meteorización. Se observa la relación de corte entre ambas rocas.....	51
Figura 4.12	Muestras de mano de la pegmatita de flogopita, A) Se observa la lineación originada por la orientación de las micas y minerales fibrosos. B) Cristal de apatito. C) Cristales de turmalina marrón oscuro sobre una masa de cristales de cuarzo y feldespatos.....	52
Figura 4.13	Fotomicrografías de pegmatita de flogopita y turmalina	54

Figura 4.14	Fotografía de la dolerita aflorando, se observa una relación de corte con la secuencia de rocas psamítica-pelíticas metamorfoseadas.....	55
Figura 4.15	Muestra de mano de la dolerita, a simple vista no se observan minerales lo que le da una textura afanítica.....	55
Figura 4.16	Fotomicrografías de dolerita.....	56
Figura 4.17	Fotografía tomada al granito aflorando en la ladera del cerro inmediato al poblado de San Miguel Ixtapan, se observa su estructura en forma de dique que corta a la secuencia metasedimentaria.....	57
Figura 4.18	Fotografía donde se observa el granito pegmatítico con granate en forma de dique.....	58
Figura 4.19	Muestras de mano de los cuerpos graníticos. A) Granito con biotita, se observa la textura fanerítica. B) Granito pegmatítico con granate, apreciamos el aumento del tamaño de grano. C) Granito pegmatítico con micas, es la muestra con mayor tamaño de grano, y porcentaje de mica.....	59
Figura 4.20	Fotomicrografías de granito y granitos pegmatíticos.....	61
Figura 4.21	Fotomicrografías de detalle.....	62
Figura 5.1	Diagrama de clasificación de los anfíbol según Leake et al., (1997).....	66
Figura 5.2	Diagrama de clasificación de los anfíbol según Leake et al., (1997).....	68
Figura 5.3	Clorita del metagabro, representada en el diagrama de Hey (1954).....	70
Figura 5.4	Clorita de la metapiroxenita, representada en el diagrama de Hey (1954).....	72
Figura 5.5	Fotomicrografías del SEM.....	74
Figura 5.6	Fotomicrografías del SEM.....	75
Figura 6.1	Diagramas de variación Harker. Óxidos mayores en función del contenido en porcentaje de la sílice (SiO ₂).....	78
Figura 6.2	Diagrama de variación de elementos traza respecto a la sílice, de las muestras de roca analizadas.....	79
Figura 6.3	Diagrama de álcalis total vs sílice, tomado de Best (2003), para las muestras de metagabro.....	81
Figura 6.4	Diagrama de variación de Ni vs MgO de Pfeifer (1990), utilizado para la clasificación de las metapiroxenitas.....	82

Figura 6.5	Clasificación geoquímica del esquistos psamítico. A) Clasificación geoquímica de Wimmenauer (1984), B) Clasificación geoquímica de Herron (1988).....	83
Figura 6.6	Diagrama de álcalis total vs sílice, tomado de Best (2003), para las muestras de granito de biotita, granito pegmatítico de granate, granito pegmatítico de micas y dolerita.....	85
Figura 6.7	Diagrama del índice alcalino-cálcico, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs SiO_2 % en peso; a, alcalino; a-c, alcalino-cálcico; c-a, calco-alcalino; c, cálcico.....	86
Figura 6.8	Diagramas de discriminación para rocas graníticas. A) Diagrama Y vs Nb, B) diagrama Y + Nb vs Rb, ambos de Pearce et al. 1984.....	97
Figura 7.1	Diagrama de estabilidad de paragénesis en el sistema MSH con las facies metamórficas (tomado y modificado de Bucher y Grapes, 2011). La flecha de color azul marino nos indica la evolución de las metapiroxenitas.	90

Relación de tablas.

Tabla 2.1	Minerales presentes en las rocas ultramáficas, (Tomado y modificado de Gill, 2010).....	8
Tabla 2.2	Paragénesis minerales y reacciones minerales que ocurren en los sistemas químicos de rocas ultramáficas, (Tomado y modificado de Bucher y Grapes, 2011).....	18
Tabla 2.3	Facies y paragénesis mineral de rocas ultramáficas, en particular de peridotitas (Tomado y modificado de Spears, 1993).....	19
Tabla 3.1	Unidades litoestratigráficas del Complejo Acatlán (Tomada y modificada de Ortega-Gutiérrez, 1978).....	27
Tabla 4.1	Tabla con información de las rocas colectadas.....	37
Tabla 4.2	Abreviaciones de minerales basadas en Whitney y Evans (2010).....	38
Tabla 5.1	Abreviaciones de minerales basadas en Whitney y Evans (2010).....	63
Tabla 5.2	Fórmulas químicas de anfíbol presente en metagabro.....	65
Tabla 5.3	Fórmulas químicas de anfíbol presente en metapiroxenita.....	67
Tabla 5.4	Fórmulas químicas de plagioclasa presente en metagabro.....	69
Tabla 5.5	Fórmulas químicas de clorita presente en metagabro.....	70
Tabla 5.6	Fórmulas químicas de clorita presente en metapiroxenita.....	71
Tabla 5.7	Fórmulas químicas de clinozoisita del metagabro.....	73
Tabla 6.1	Datos de óxidos mayores y elementos traza obtenidos por fluorescencia de rayos X.....	77
Tabla 6.2	Simbología y nombre de las rocas analizadas, utilizadas en las distintas gráficas..	77

Resumen

Se realizó un estudio petrográfico y geoquímico de rocas colectadas del lente máfico – ultramáfico situado entre los poblados de Tepejillo en Puebla y San Miguel Ixtapán, Oaxaca, para definir la mineralogía, relaciones texturales, comportamiento de elementos mayores y traza con el fin de clasificar las rocas, determinar cuáles fueron sus protolitos y proponer alguna teoría de la evolución geológica de la zona. La secuencia analizada está constituida por rocas metamórficas de clase química básica, cuarzo – feldespática y ultramáfica, cortadas por cuerpos intrusivos.

A partir de los resultados obtenidos por petrografía se caracterizó químicamente las fases minerales de mayor importancia, obteniéndose su comportamiento químico por análisis semi-cuantitativos e imágenes de microscopio electrónico de barrido.

La roca básica es de color marrón y blanco en la parte fresca, en la parte meteorizada son de color marrón rojizo, tienen textura relictiva de tipo holocristalina hipidiomórfica, con la paragénesis $\text{Plg}_{\text{intermedia-cálcica}} + \text{Cam}$, actualmente se tiene $\text{Plg}_{\text{sódica}} + \text{Clt} + \text{Ed-Prg} + \text{Clz}$ indicándonos un proceso de metamorfismo retrogrado en estas rocas, la roca pre-metamórfica fue un gabro.

La roca ultramáfica es de color gris verdoso en las partes frescas, marrón rojizo en las zonas meteorizadas, tienen textura relictiva de tipo holocristalina hipidiomórfica, con la paragénesis $\text{Ath} + \text{Ctl} \pm \text{Ol}$, presentando una paragénesis de retrogresión de $\text{Tlc} + \text{Srp}$, la roca pre-metamórfica fue una piroxenita. Esta roca presenta valores considerables de Cr y Ni, característica importante de este tipo de litologías.

La roca cuarzo-feldespática es de color gris claro con bandas color blanco, por la meteorización se observa color marrón rojizo claro, tienen textura lepidoblástica donde abundan las micas y xenoblástica donde abunda el cuarzo, cuentan con la paragénesis $\text{Qtz} + \text{Kfds} + \text{Plg} + \text{Bt} + \text{Ms}$, prácticamente no muestran paragénesis de retrogresión, la roca pre-metamórfica fue una grauvaca.

Las rocas intrusivas se presentan como diques graníticos y pegmatitas, sin ningún control estructural. Fueron generados por la fusión parcial de una secuencia metasedimentaria. También se encuentran diques de dolerita, pero corresponden a eventos volcánicos más recientes.

Con la información obtenida y analizada se concluye que las rocas metamórficas llegaron a la parte alta de la facies de anfíbolita, información deducida en las rocas básica y ultramáfica. Debido a la mineralogía originada por la inestabilidad de las rocas, estas se encuentran sufriendo un proceso de metamorfismo retrógrado a la facies de esquisto verde.

Abstract

It was carried out a petrographic and geochemical study of rocks collected from the mafic – ultramafic lens located between the towns Tepejillo in Puebla and San Miguel Ixtapan, Oaxaca. It to define mineralogy, textural relations, behavior of major elements and trace in order to classify rocks, determine which were their protoliths and propose some theory of the geological evolution of the area. The analyzed sequence consists of metamorphic rocks of basic, quartz - feldspathic and ultramafic chemical composition, cut by intrusive bodies.

From the results obtained by petrography, the mineral phases of major importance were characterized chemically, obtaining their chemical behavior by semi-quantitative analysis and scanning electron microscope images.

The basic rock is brown and white in the fresh part, in the weathered part it is reddish brown, it has relict holocrystalline hypidiomorphic texture, with the paragenesis $\text{Plg}_{\text{intermediate-calcium}} + \text{Cam}$, currently it has $\text{Plg}_{\text{sodium}} + \text{Clt} + \text{Ed} - \text{Prg} + \text{Clz}$ indicating a retrograde metamorphism process in this rock, pre-metamorphic rock was a gabbro.

The ultramafic rock is greenish gray in the fresh parts, reddish brown in the weathered areas, it has a relict holocrystalline hypidiomorphic texture, with the $\text{Ath} + \text{Ctl} \pm \text{Ol}$ paragenesis, it is presenting a $\text{Tg} + \text{Srp}$ retrogression paragenesis, pre-metamorphic rock was a pyroxenite. This rock has considerable values of Cr and Ni, an important characteristic of this type of lithologies.

The quartz-feldspatic rock is light gray with white bands, due to the weathering it is reddish brown, it has a lepidoblastic texture where abounding micas and xenoblastic where the quartz abounds, it has the paragenesis $\text{Qtz} + \text{Kfds} + \text{Plg} + \text{Bt} + \text{Ms}$, practically do not show retrogression paragenesis, pre-metamorphic rock was a greywacke.

The intrusive rocks appear as granite and pegmatite dikes, without any structural control. They were generated by the partial fusion of a metasedimentary sequence. Dolerite dyke is also found, but it corresponds to recenter volcanic events.

With the information obtained and analyzed it is concluded that the metamorphic rocks reached the upper part of the amphibolite facies, defined in the basic and ultramafic rocks, due to the mineralogy originated by the instability of the rocks, these are suffering a process of metamorphism retrograde to the facies of greenschist.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Localización de área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada cerca de la frontera sureste del estado de Puebla y el noroeste del estado de Oaxaca, los poblados más cercanos son Tepejillo en Puebla y San Miguel Ixtapan en Oaxaca. El área se encuentra situada dentro de la zona cultural denominada Mixteca Baja Poblana.

El área de estudio es de fácil acceso. La forma más directa es llegar a la ciudad de Acatlán de Osorio y tomar la carretera internacional 190 con dirección a la ciudad de Huajuapán de León, en el poblado de Salitrillo tomar la desviación hacia el poblado Sexta Guadalupe, a partir de esta desviación se viaja por 9 km aproximadamente y se llega al poblado de San Miguel Ixtapan, lugar que presenta fácil acceso hacia la zona de estudio.

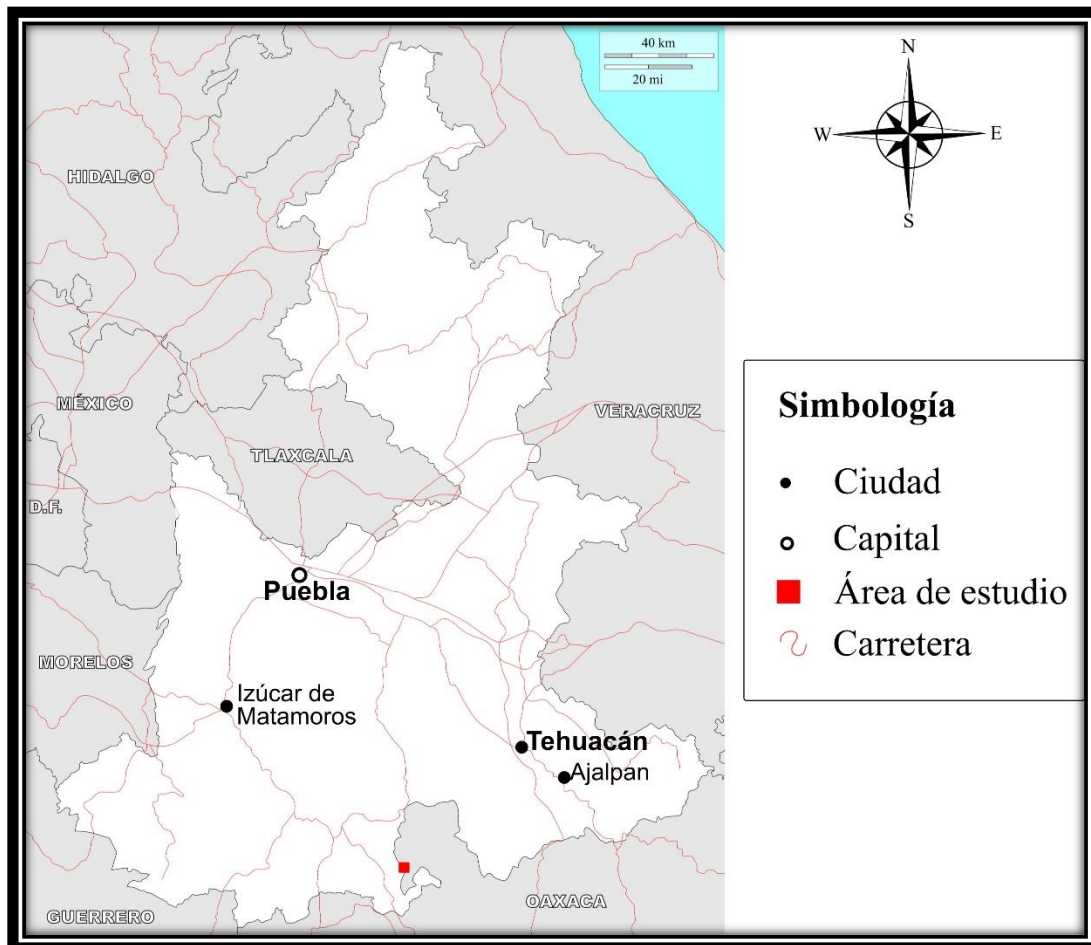


Figura 1.1 Localización del área de estudio.

Después de atravesar el poblado de San Miguel Ixtapan, se observa la zona de estudio. Para acceder a ella es necesario bajar la ladera hasta el arroyo, a partir de ese punto comienza el ascenso a los cerros pertenecientes al área de estudio. La zona de estudio se encuentra delimitada por las coordenadas UTM 14Q 623 460 a 6241 60 mE y 1 996 300 a 1 997 000 mN, con una variación de altura entre 1506 y 1632 m.s.n.m.

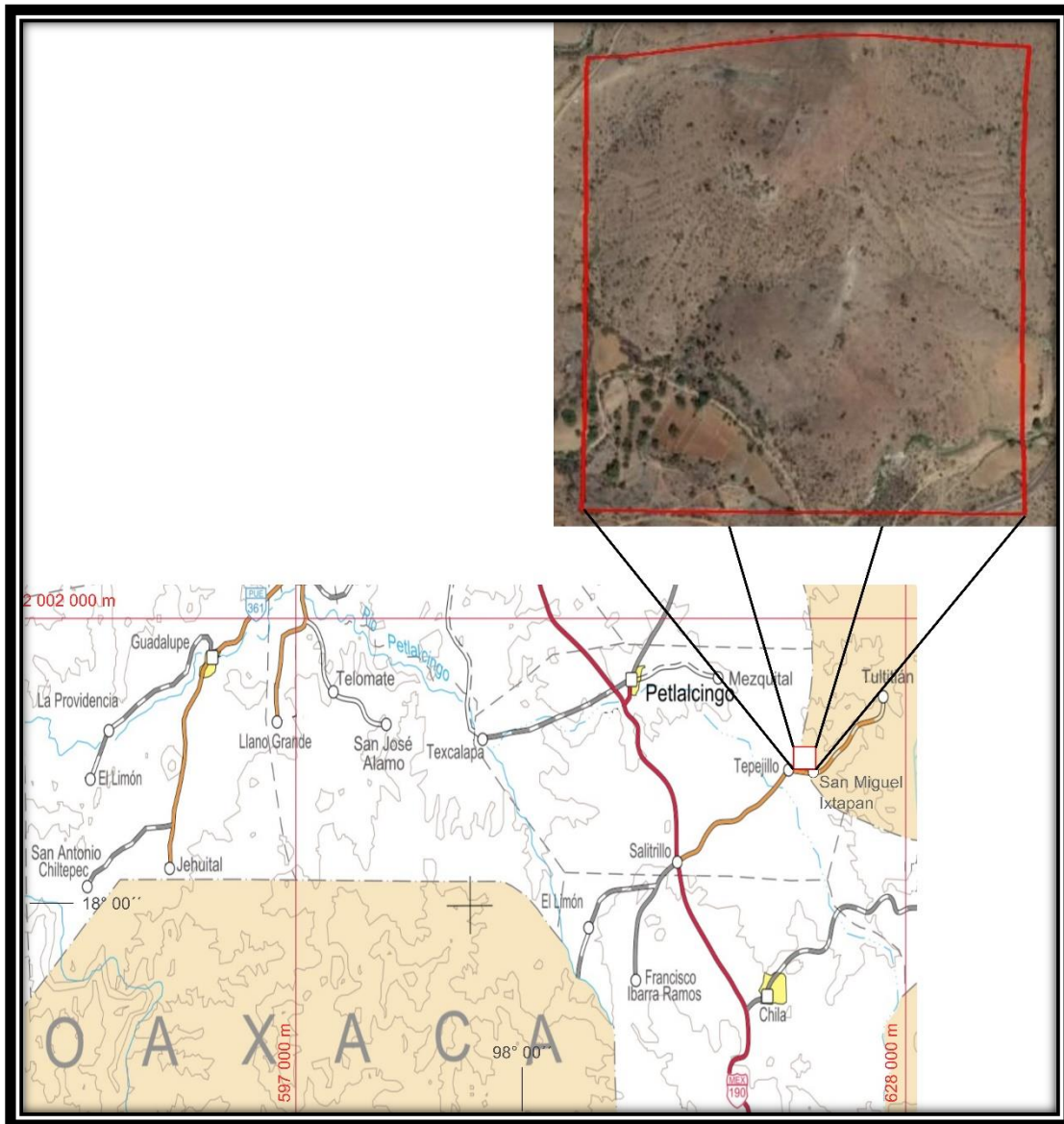


Figura 1.2 Localización del área de estudio, principales vías de acceso y visualización por medio de Google Earth.



Figura. 1.3 Vista panorámica del área de estudio, se aprecia que las rocas estudiadas presentan un color rojizo, diferenciándolas de las demás.

1.2 Antecedentes

Los lentes máficos-ultramáficos de Tepejillo y Tultitlán resultan ser una singularidad dentro de la formación Chazumba, la cual se caracteriza por ser una secuencia metasedimentaria en facies de anfibolita. El estudio de estas rocas, así como comprender la relación con las rocas de la formación Chazumba es de suma importancia para tener un panorama más amplio de la evolución tectónica del suroeste del país. A través de los años los investigadores atraídos por estas litologías han hecho aportaciones sobre esta zona del Complejo Acatlán.

Ortega-Gutiérrez (1978), publicó un análisis detallado de las formaciones del Complejo Acatlán, también describe las relaciones estratigráficas y estructurales de las formaciones estudiadas. La Formación Chazumba la describió como una secuencia de esquisto de mica con intervalos de cuarcita, metagabro diferenciado y esquistos pelíticos. Realiza una descripción petrográfica de los metagabros, mencionando la mineralogía, así como las relaciones texturales de la roca.

Ortega-Gutiérrez (1993), Ortega-Gutiérrez et al. (1999) y Keppie and Ramos (1999), concuerdan diciendo que el complejo Acatlán corresponde a los vestigios de un océano del Paleozoico inferior que fue sometido a metamorfismo durante el Paleozoico superior. Se interpretan a las rocas de las formaciones Magdalena, Chazumba y Cosoltepec con dos posibilidades: Ortega-Gutiérrez et al. (1999) interpreta como una zona de trinchera y las

formaciones corresponden a depósitos de antearco, mientras que Ramírez-Espinoza (2001), interpreta a la secuencia de rocas como una margen pasiva.

Keppie et al. (2004) estudiaron los lentes máficos-ultramáficos de Tepejillo y Tultitlán, en dicho artículo describen las litologías, realizan un análisis mineralógico y analizan su composición química, por último, realizan un análisis estructural de los lentes y datación de las rocas. La edad que obtuvieron de las rocas corresponde al Jurásico, difiriendo con la edad propuesta por Ortega-Gutiérrez (1978), pues este último las situaba en el Paleozoico. Keppie et al. (2004) proponen que la existencia de los lentes máficos-ultramáficos se debe a un evento tectonotermal ocurrido en el Jurásico medio y atribuido a una pluma del manto, teniendo actividad de un hotspot durante la ruptura de Pangea en el sureste mexicano. Ortega Gutiérrez et al. (1999), Keppie et al. (2006b) y Talavera-Mendoza et al. (2005) hablan de la edad de los protolitos de la secuencia metasedimentaria y la edad de depósito de los mismos.

Helbig et al. (2012) muestran los resultados obtenidos en la datación de zircones por LA-ICP-MS (ablación láser acoplada a la espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo) obteniendo edades mesozoicas, contrastando con la edad paleozoica anteriormente asignada a las rocas. Por esta razón los autores deciden renombrar a esta zona del Complejo Acatlán como Complejo Ayú, Con esta acción las formaciones adquieren un nuevo carácter estratigráfico, se conserva el nombre de Migmatita Magdalena, la Formación Chazumba pasa a ser un litodema y es considerada la zona sin migmatización de la secuencia turbidítica y la formación Cosoltepec deja de considerarse parte de esta secuencia. Realizaron análisis químicos de los tipos de rocas más dominantes y con esta información explican las distintas etapas de la evolución del área.

1.3 Planteamiento del problema

Con la información publicada por Ortega-Gutiérrez (1993) y Keppie et al. (2004) se revela la existencia de rocas máficas-ultramáficas en la secuencia metasedimentaria del complejo Acatlán. Helbig et al. (2012) proponen el Complejo Ayú e indican que sufrió metamorfismo regional de mediana presión.

Las publicaciones antes mencionadas, se basaron en el estudio de las rocas metasedimentarias para hablar de la evolución geológica de esa zona del Complejo Acatlán, aportando poca información sobre las rocas de los lentes máficos-ultramáficos.

A raíz de esta falta de información, surge la necesidad de describir y catalogar este tipo de rocas, se decidió realizar un muestreo del lente máfico-ultramáfico de Tepejillo-San Miguel Ixtapan con el fin de seleccionar muestras para estudio petrográfico y geoquímica de elementos mayores y trazas, con la información obtenida se relacionará al contexto geológico del área. Las muestras colectadas y sus estudios realizados se anexarán a una colección de

rocas metamórficas mexicanas para el laboratorio de petrología de la Facultad Ingeniería en la Universidad Nacional Autónoma de México.

1.4 Objetivos

El siguiente trabajo es parte del proyecto PAPIME “Diseño de guías de aprendizaje de Petrología Metamórfica con base 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 y laboratorio”, con clave PE-103912.

Para este trabajo se plantean los siguientes objetivos:

- Realizar un mapa geológico escala 1:3000, para indicar los distintos tipos de rocas colectadas en el área
- Realizar un estudio petrográfico de las rocas colectadas para definir su mineralogía, las relaciones texturales entre los minerales y clasificar a la roca.
- Realizar análisis geoquímicos de elementos mayores y elementos traza de muestras seleccionadas, con el fin de interpretar los posibles protolitos y su afinidad geoquímica a un ambiente tectónico.
- Caracterizar químicamente a las fases minerales identificadas por medio de microsonda electrónica.
- Con la información obtenida por la caracterización petrográfica y química mineral, se propondrá la evolución metamórfica de las rocas analizadas.

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

2.1 Rocas ultramáficas

Este tipo de rocas es poco frecuente encontrarlas en la superficie de la Tierra. Sin embargo, tienen una gran importancia, ya que nos proporcionan información sobre la génesis de magmas basálticos y su relación con los componentes del manto. Aportan información sobre la estructura interna del manto, pues son el mayor constituyente de esta capa del planeta, y de algunos procesos tectónicos, que fueron capaces de exhumar estas rocas. Algunos de los yacimientos más importantes de titanio, cromo, cobalto y níquel se encuentran asociados a estas rocas.

Hay que hacer un par de aclaraciones con algunos términos, pues pueden llegar a confundirse y generar ideas incorrectas. El término rocas ultrabásicas está fundado a partir de la composición química de la roca, para ser catalogada con este término, su contenido en sílice (SiO_2) debe ser menor al 45%. El término rocas ultramáficas se refiere a una caracterización mineralógica, ya que los minerales que predominan son los del grupo del olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno, minerales máficos, abundando en un 90%. Con esta información podremos aclarar que algunas rocas ultramáficas no son consideradas ultrabásicas, pues al contener predominio de minerales como los piroxenos el contenido en sílice (SiO_2) aumenta quedando fuera de los parámetros de una roca ultrabásica. Debido a que estas rocas tienen su origen en el manto, cuentan con una alta concentración de Mg, generándonos una mineralogía característica donde sobresale el olivino y los piroxenos (Gill, 2010).

2.1.1 Nomenclatura de rocas ultramáficas

Los nombres proporcionados a las rocas ultramáficas de grano grueso, se basan en la composición modal mineralógica. A las rocas que contienen un mínimo de 40% de olivino reciben el nombre de peridotitas. Si se realiza un análisis cuantitativo de la mineralogía, se usan los términos siguientes (Gill, 2010):

Dunita: roca compuesta casi en su totalidad por olivino ($\geq 90\%$).

Lherzolita: roca de grano grueso constituida por olivino ($>40\%$), ortopiroxeno y clinopiroxeno.

Harzburgita: roca de grano grueso constituida por olivino ($>40\%$) y ortopiroxeno.

Wehrlita: roca de grano grueso constituida por olivino ($>40\%$) y clinopiroxeno.

Websterita: piroxenita compuesta por ortopiroxeno y clinopiroxeno, la presencia de olivino esta está entre el 10% y 40%, si es mayor a 10% se le puede llamar como websterita olivínica.

La figura 2.1 nos muestran gráficamente los campos de algunas rocas ultramáficas que se mencionaron antes. En el primer diagrama las fases minerales son anhidras, olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno, las rocas que contienen olivino en más del 40% reciben el nombre de peridotitas, mientras que las que poseen menos de este porcentaje y mayor abundancia en piroxenos reciben el nombre piroxenitas (Gill, 2010).

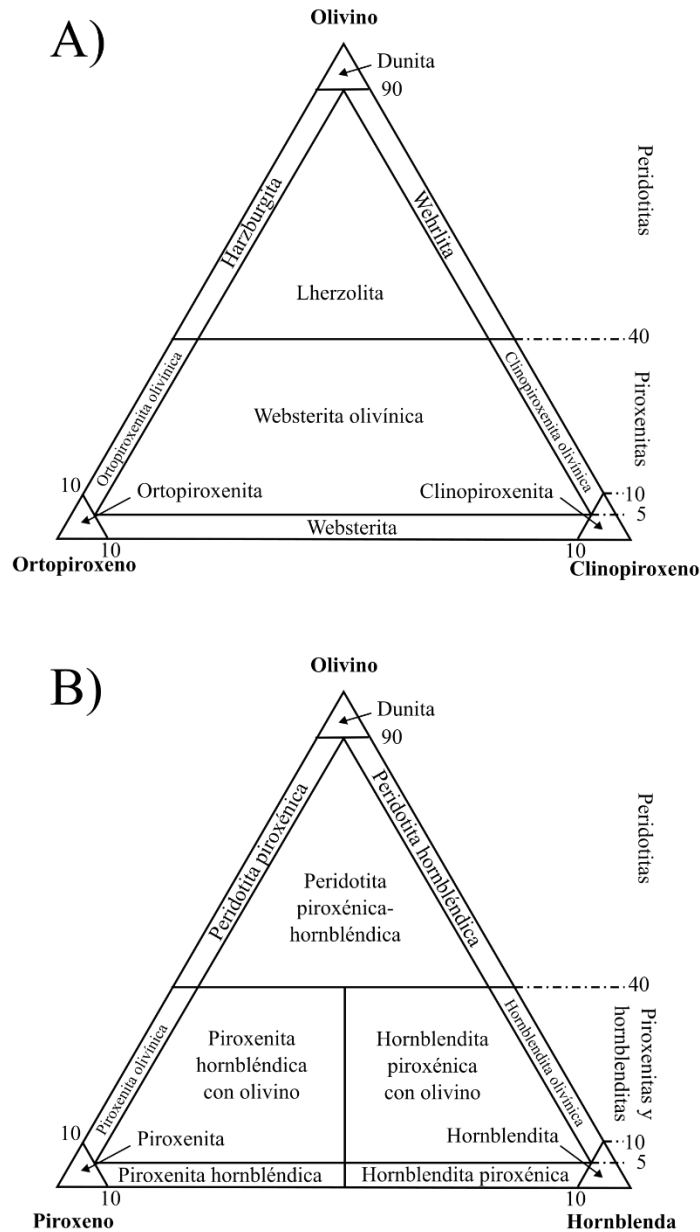


Figura 2.1 A) Rocas ultramáficas anhidras B) Rocas ultramáficas con anfíboles (minerales hidratados). Diagramas ternarios que muestran la nomenclatura IUGS para rocas ultramáficas de grano grueso, basada en las proporciones de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno (Le Maitre, 2002). Solo aplican a rocas que contengan menos del 10% de plagioclasa.

Otros minerales que se puede presentar son la hornblenda y algunas micas, cuando la cantidad de hornblenda es abundante, es necesario tomarla en cuenta para asignarle nombre a la roca. En el segundo diagrama se observa la clasificación de las rocas cuando hay presencia de hornblenda (Gill, 2010).

2.1.2 Mineralogía de rocas ultramáficas

Las rocas ultramáficas, con menor grado de meteorización, presentan minerales anhidros, algunas de estas rocas presentan pequeñas cantidades de minerales hidratados, anfíboles como hornblenda y/o micas como flogopita, indicando la presencia de agua, como parte del material fundido o como vapor, en el proceso de cristalización (Gill, 2010).

En la mayoría de las peridotitas los minerales esenciales son acompañados por minerales con un porcentaje de alúmina en su fórmula química, plagioclasa muy escasamente, espinela-Al y granate con componente en piropero. La importancia de estos minerales radica en proporcionar algunos datos sobre la profundidad, así como la presión y la zona de donde provienen de estas rocas, en la figura 2.5 se tiene un diagrama con las condiciones de formación de rocas con presencia de plagioclasa, espinela y granate (Gill, 2010).

En la siguiente tabla se muestran los minerales que podemos encontrar en las rocas ultramáficas

Tabla 2.1 *Minerales presentes en las rocas ultramáficas, (Tomado y modificado de Gill, 2010).*

Minerales esenciales	<ul style="list-style-type: none"> • Olivino • Ortopiroxeno (enstatita) • Clinopiroxeno (diópsido o augita)
Minerales principales	<ul style="list-style-type: none"> • Plagioclasa • Espinela (pleonasta) Minerales aluminosos • Granate
	<ul style="list-style-type: none"> • Anfíbol (hornblenda) Minerales hidratados • Mica (flogopita)
Minerales accesorios	<ul style="list-style-type: none"> • Óxidos (cromita, minerales del grupo de la espinela)
Minerales secundarios	<ul style="list-style-type: none"> • Serpentina o iddingsita reemplazando olivino • Clorita o uralita reemplazando piroxeno

2.1.3 Alteraciones

Debido a las condiciones de formación de las rocas ultramáficas y ultrabásicas estas fácilmente sufren alteraciones hidrotermales. El olivino y ortopiroxeno fácilmente se transforman a minerales del grupo de la serpentina. Las rocas en donde el olivino se ha alterado a serpentina se llaman serpentinitas, metamorfismo de bajo grado en rocas ultramáficas (Gill, 2010).

Al alterarse el olivino, comúnmente se observa pseudomorfismo de serpentina. Un proceso químico que ocurre cuando ocurre la alteración, es la salida de hierro del sistema, presente en la estructura del olivino. Al alterarse los piroxenos se presenta pseudomorfismo, al igual que en el olivino, se puede apreciar que los minerales formados adquieren un hábito fibroso de color miel a bronce, estas formas reciben el nombre de bastita (Gill, 2010).

2.1.4 Acumulaciones ultramáficas en intrusiones estratificadas

La plagioclasa raramente es el primer mineral en cristalizar en un magma basáltico primitivo, las acumulaciones tempranas de cámaras magmáticas gabroicas carecen de plagioclasa y tienen una composición ultramáfica. Hay secuencias donde las rocas ultramáficas están presentes en considerable proporción, estas rocas constituyen la base de la secuencia, concluyendo que son las acumulaciones iniciales de magmas basálticos (Gill, 2010).

Las acumulaciones ultramáficas muestran secuencias rítmicas, la separación de estas capas está definida por zonas fronterizas variables, cada secuencia nombra de manera diferente a estos límites. Sin embargo, las similitudes entre estas secuencias nos ayudan a definir dos zonas, la inferior de peridotitas y la superior de piroxenitas. Las capas dentro de las zonas antes mencionadas forman unidades cíclicas, observándose dunitas o peridotitas en la base, siguiendo harzburgitas y en la cima piroxenitas, se asocian bandas de cromita a la base de estas unidades cíclicas, como en el complejo ígneo de Bushveld en Sudáfrica (Gill, 2010).

La textura más reconocible es estas acumulaciones son oikocristales de ortopiroxeno o agregados visibles de plagioclasa. En sección delgada podemos ver una textura poligonal, indicando un crecimiento excesivo por enfriamiento lento. La repetición rítmica de peridotitas puede indicar la adición de un lote fresco de magma (Gill, 2010).

Las zonas con rocas ultramáficas de los complejos ígneos estratificados contienen vetas masivas de cromitas en los miembros con dunitas, resultando ser una fuente importante de cromo. Bushveld (Sudáfrica), Stillwater (Montana, USA) y Great dyke (Zimbahue) llegan a tener depósitos importantes de elementos del grupo del platino. En Bushveld y Stillwater los valores se encuentran asociados a las capas de noritas mientras que en Great dyke los encontramos en la parte superior de la secuencia ultramáfica (Gill, 2010).

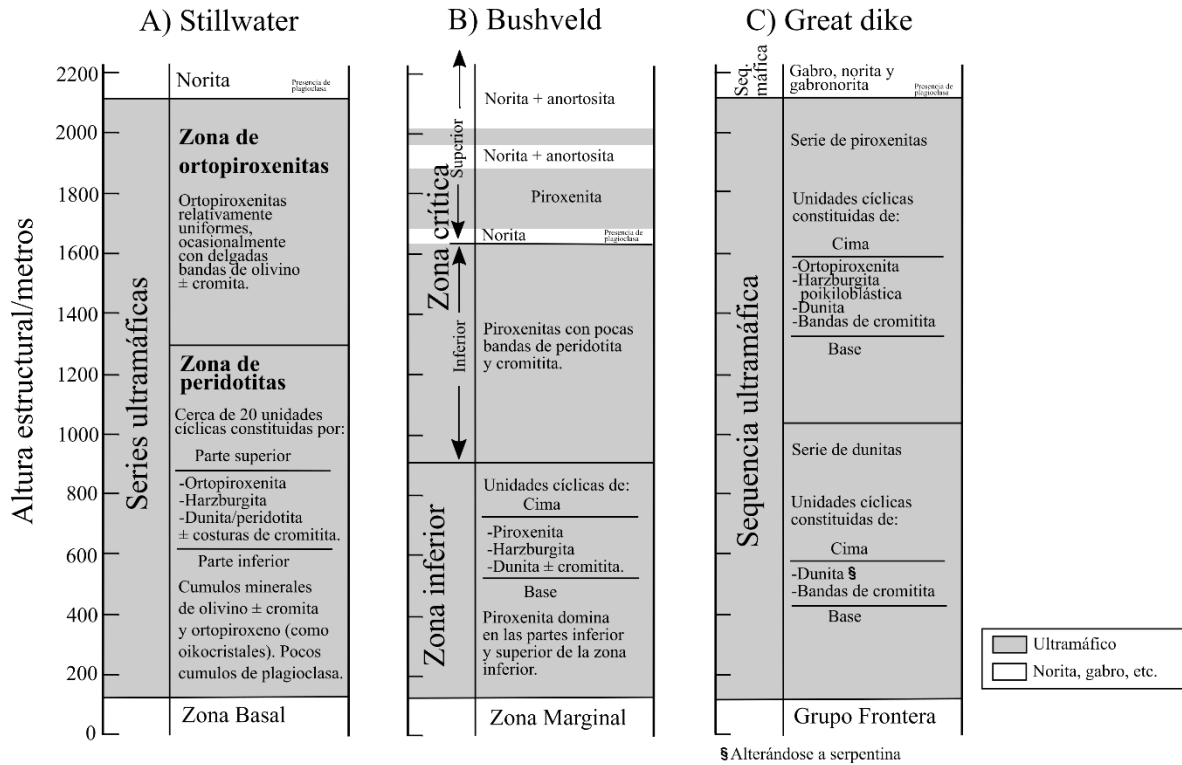


Figura 2.2 Comparación entre las divisiones ultramáficas A) Stillwater (Montana, USA), B) Bushveld (Sudáfrica) y C) Great dike (Zimbabue), (Tomado y modificado de Gill, 2010).

2.1.5 Acumulaciones ultramáficas en ofiolitas

Muchas de las rocas ultramáficas fueron descubiertas en complejos ofiolíticos, y se tienen dos posibles teorías sobre su formación:

-una unidad superior de dunitas con bandas y lentes de cromititas, generados inicialmente por la acumulación de olivino y cromita provenientes de un magma basáltico, en una cámara magmática ubicada por debajo de una zona de apertura oceánica (Gill, 2010).

- una unidad inferior constituida por harzburgitas, que muestran deformación en estado sólido, algunos aseguran que estas harzburgitas no se generan por acumulaciones ígneas, sino que son el resultado de recristalización de rocas del manto en estado sólido y una evidencia de ello es su composición química empobrecida en determinados elementos (Gill, 2010).

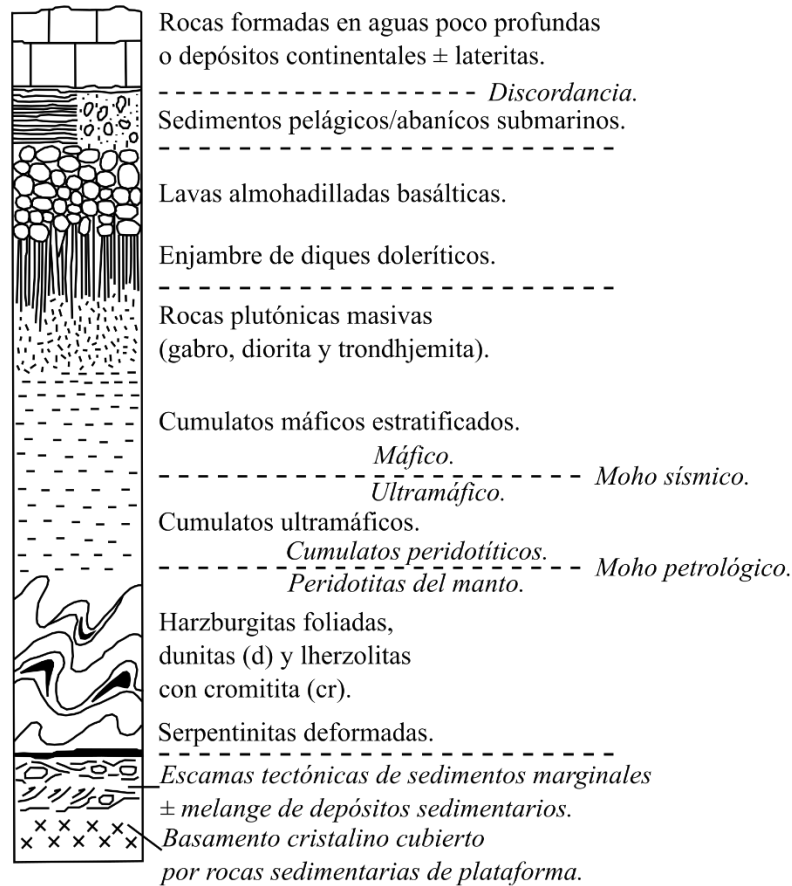


Figura 2.3 Modelo esquemático con las rocas presentes en una secuencia ofiolítica, (Tomado y modificado de Gill, 2010).

2.1.6 Cuerpos ultramáficos de tipo Alaska

Este tipo de complejos se caracteriza por presentar un zoneamiento marcado debido a que se observa un núcleo de dunita y zonas marginales constituidas por piroxenitas hornbléndicas. La mayoría de este tipo de intrusiones no tienen un arreglo y se observan texturas de acumulación, algunos complejos carecen de zoneamiento y se observa un arreglo tabular, como en el caso del complejo Duke Island (Gill, 2010).

Analizando y estudiando varios de estos cuerpos se cree que su génesis está relacionada con la acreción de terrenos. El zoneamiento característico de estos complejos es atribuido a una sucesiva inyección de cristales provenientes de una cámara magmática profunda y los diques sin zoneamiento se piensa que son el remanente de estas cámaras magmáticas profundas. La abundancia de hornblenda y la presencia de diques pegmatíticos constituidos de hornblenda y plagioclasa nos indica que se trata de un magma hidratado (Gill, 2010).

La importancia de este tipo de cuerpos radica en contener valores importantes de elementos del grupo del platino, depósitos asociados a capas de cromitita en el núcleo de dunita (Gill, 2010).

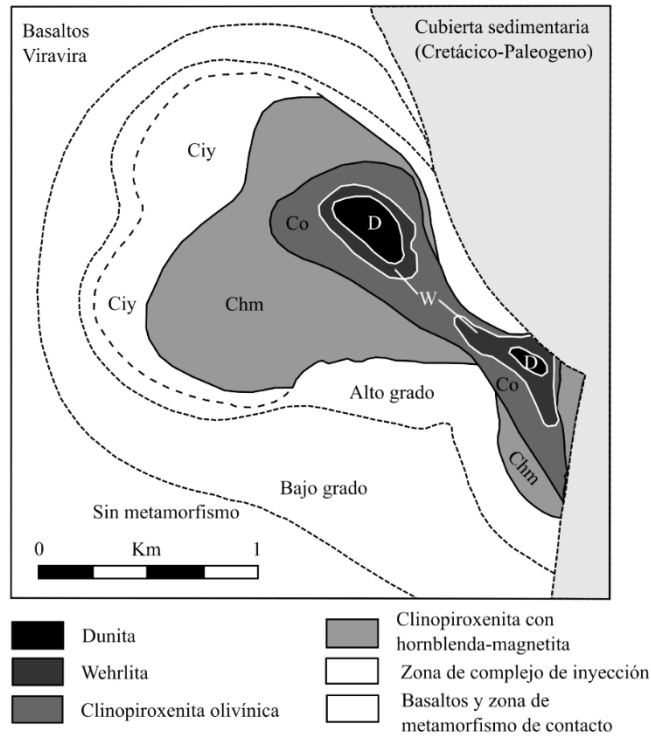


Figura 2.4 Mapa geológico de una intrusión ultramáfica zoneada de tipo Alaska, (Tomado y modificado de Gill, 2010).

2.1.7 Xenolitos del manto en basaltos y kimberlitas

No es raro encontrar en basaltos alcalinos continentales o lavas basaníticas xenolitos, de unos cuantos centímetros hasta decenas de centímetros, compuestos por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela. El clinopiroxeno en los xenolitos es cromo-diópsido, presentando un color verde muy característico en muestras de mano.

La aparición de ortopiroxeno en inclusiones alojadas en basaltos alcalinos sugiere que no son cumulos afines, formados del propio basalto en etapas más tempranas durante el ascenso a través de la corteza, porque el piroxeno con bajo contenido en Ca, no se espera que cristalice en fundidos pobres en SiO₂ a profundidades de la corteza. Esta conclusión es confirmada por la textura poligonal.

Los xenolitos poseen una textura poligonal o de mosaico, los límites de los granos están en puntos triples a 120°, característica de un avanzado estado de recrystalización, estas rocas son

mejor designadas como rocas metamórficas que como rocas ígneas. Los xenolitos de lherzolitas de espinela y harzburgitas encontrados en basaltos se interpretan como muestras de la pared de roca arrancados y transportados por magmas que ascendieron directamente del manto (Gill, 2010).

Un conjunto más amplio de xenolitos derivados del manto se pueden encontrar en kimberlitas de diatremas y diques. A parte de lherzolitas de espinela se encuentran lherzolitas de granate, harzburgitas, dunitas, piroxenitas y eclogitas, a menudo acompañadas por rocas de la corteza. La variedad de xenolitos derivados del manto se atribuye a la gran profundidad donde las kimberlitas se forman (soportada por la presencia de diamantes en algunos casos).

En la figura 2.6 se muestra un diagrama de temperatura contra profundidad, donde se observa los límites entre lherzolita de plagioclasa, lherzolita de espinela y lherzolita de granate. El comportamiento de los límites muestra que la presión a la que una roca puede evolucionar a otra va a depender de la temperatura, además del gradiente geotérmico del área.

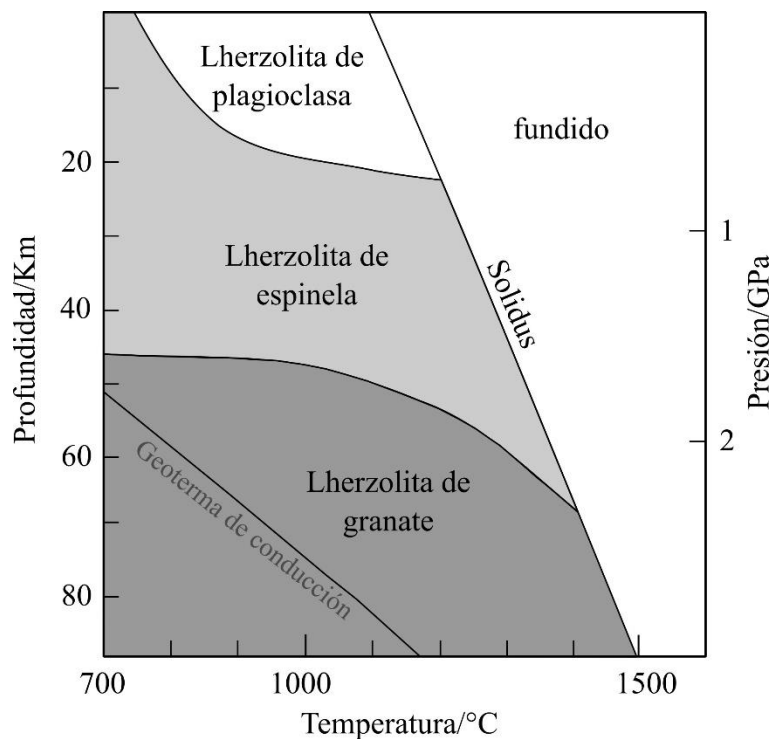


Figura 2.5 Campos de estabilidad de lherzolita de plagioclasa, lherzolita de espinela y lherzolita de granate en un diagrama de temperatura contra profundidad(presión), (Tomado y modificado de Gill, 2010).

2.1.8 Macizos de peridotitas orogénicas

Las peridotitas orogénicas son una alternativa para el estudio del manto, pues preservan interesantes relaciones espaciales entre las diferentes litologías. Estas rocas se presentan como lentes provenientes de la parte superficial del manto, con dimensiones de 30m hasta 20km, anexadas a las raíces de zonas de colisión continental como en los Alpes y Pirineos y asociadas a rocas metamórficas de alto grado, exhumadas por levantamientos pos-orogénicos y erosión. La íntima asociación con rocas metamórficas de alto grado de origen continental como granulitas, charnokitas y gneises de cianita-almandino, sugiere la derivación de manto litoférico donde se encontraba la parte continental (Gill, 2010).

El norte de la zona metamórfica de los Pirineos, los cuerpos ultramáficos consisten en rocas foliadas, lherzolitas de espinela metamorfoseadas, con cuerpos de piroxenitas de espinela y granate y/o harzburgita, definiendo una foliación composicional. Estas rocas están frecuentemente serpentinizadas. En algunos macizos las rocas estratificadas son cortadas por diques de piroxenitas con anfíbol y/o hornblenditas (Gill, 2010).

Los procesos responsables del emplazamiento de peridotitas orogénicas en la parte inferior de la corteza continental, aún no son claros. Algunas formas de emplazamiento se pueden asociar a zonas de cizalla, probablemente ocurriendo durante extensión litosférica, otro proceso puede ser el ascenso de estos cuerpos en forma de diapiros provenientes del manto (Gill, 2010).

2.1.9 Texturas en xenolitos y peridotitas orogénicas

La textura de xenolitos ultramáficos alojados en rocas basálticas y kimberlitas tienen mucho en común con las peridotitas orogénicas, ambas asociaciones derivan del manto subcontinental. Las muestras menos deformadas tienen una textura de grano grueso, que consiste en la interacción de granos anhedrales formando puntos triples en un ángulo interfacial de 120°. Esta textura poligonal es propia de rocas metamórficas sometidas a altas temperaturas. Los ajustes de límites de grano se generan por la recristalización en estado sólido (Gill, 2010).

Existen ejemplares donde se observan a los minerales primarios cortados por fracturas mineralizadas, formados probablemente por el emplazamiento tectónico del macizo. Este espectro de mayor deformación se observa en xenolitos y macizos orogénicos. La deformación del manto es dominada por mecanismos dúctiles. En las texturas deformadas más comunes, se distinguen dos generaciones de olivino y ortopiroxeno:

- Cristales largos, a menudo alargados o tensos (porfiroclastos).
- Cristales poligonales pequeños libres de tensión (neoblastos) o fino material de cizalla.

2.2 Metamorfismo de rocas ultramáficas

Los afloramientos de rocas ultramáficas provenientes del manto son comunes en orógenos producidos por la colisión de placas, su estudio ayuda a la comprensión de la dinámica de la litósfera. Sus fases minerales registran procesos dinámicos del manto, así como el cambio en la presión y temperatura, los procesos de retrogresión son comunes, asociados a hidratación y exhumación por agentes tectónicos.

Las paragénesis originales se constituyen por olivino y piroxeno, y como fases accesorias granate, espinela e incluso plagioclasa. La retrogresión asociada a la exhumación genera serpentina, antofilita, talco, magnesita. La formación de anfíbol de tipo pargasita y de flogopita es el fenómeno más relevante relacionado con el metasomatismo mantélico (Castro-Dorado, 2015)

Como ya se ha mencionado las rocas ultramáficas sufren cambios mineralógicos y texturales por el emplazamiento en la corteza, deformaciones posteriores y metamorfismo. Con esto se pueden tener dos situaciones diferentes (Bucher y Grapes, 2011):

1. Los fragmentos del manto pueden conservar minerales y estructuras originales. Puede presentarse disequilibrio por el limitado acceso del agua o lenta reacción cinética a baja temperatura. Las rocas ultramáficas no pueden tener su paragénesis primaria en equilibrio en las condiciones a las que se emplazó. Estas rocas se designan con el término alofacial, típicas de complejos ofiolíticos con metamorfismo de bajo grado.
2. Las rocas ultramáficas pueden llegar a un equilibrio con la zona donde se emplazan. Muestran pocos minerales relictos y estructuras originales. Registran la evolución de las condiciones de presión y temperatura durante su emplazamiento y se designan como isofacial. La mayoría de las rocas en terrenos con alto grado de metamorfismo conservan muy pocas evidencias de su origen mantélico. Es posible observar la transición de alofacial a isofacial, por ejemplo, teniendo la paragénesis $Fo + Atg + Di$ perteneciente a un esquistos de antigorita es isofacial, pero observando las estructuras y minerales relictos podemos inferir su estado antes de emplazarse en la corteza.

Las serpentinitas son rocas esquistosas constituidas por minerales del grupo de la serpentina. Se forman por la hidratación a baja temperatura de rocas peridotíticas. Las rocas con presencia de olivino y enstatita debido a metamorfismo progrado son llamadas enstatit-forsterititas. Las rocas oficarbonatadas son serpentinitas con carbonatos y si se trata de un esquistos de talco con carbonatos se denomina *soapstone*. La roca denominada sagvandite recibe este nombre por la localidad, Sagelv vatney en el norte de Noruega, consiste en una roca con ortopiroxeno soportada por carbonatos (Bucher y Grapes, 2011).

Los afloramientos de rocas ultramáficas se caracterizan por presentar superficies con colores marrón amarillo a marrón rojizo debido a la meteorización de estas rocas, este fenómeno nos

ayuda a inferir las condiciones atmosféricas a las que se encuentran expuestas (Bucher y Grapes, 2011).

Comprender el metamorfismo progrado de las rocas ultramáficas resulta más complicado que el metamorfismo en rocas sedimentarias, estas últimas se encuentran en un estado de máxima hidratación al formarse, con el metamorfismo progresivo se reduce el contenido de agua al someterse a mayores condiciones de presión y temperatura, que su origen. El proceso metamórfico inicia cuando existe un bajo grado de hidratación, generando serpentinitas.

La serpentización de rocas ultramáficas ocurre en 3 ambientes:

- 1.- En complejos ofiolíticos oceánicos donde la serpentización se relacionando al metamorfismo oceánico.
- 2.- En la corteza durante la formación de cinturones de colisión.
- 3.- En el mismo manto.

Cuando las rocas ultramáficas tienen acceso a agua, a baja temperatura, experimentan el proceso de serpentización. Si la roca es una peridotita, se generará serpentina y brucita. En cambio, si es una piroxenita, los minerales serán serpentina y talco (Frost y Frost, 2014).

A pesar que las peridotitas y serpentinitas tiene similar composición química, pueden estar limitados por el sistema CMFS, el proceso de serpentización es complejo, ya que se necesita una fuente de sílice, puede derivar de fuentes como; la alteración del ortopiroxeno y la hidratación del diópsido y talco (Frost y Frost, 2014).

La serpentización siempre incluye la formación de magnetita. El hierro presente en el olivino es ferroso, se requiere una oxidación significativa para la formación de magnetita. El proceso exacto por el cual se forma la magnetita es todavía un debate (Frost y Frost, 2014).

La serpentización causa un incremento de 40 a 50% en el volumen de la roca, afectando la batimetría del suelo oceánico. Este volumen se ve afectado cuando la roca entra en metamorfismo en las zonas de subducción, disminuyendo el volumen, algunos petrólogos proponen que los terremotos de foco profundo pueden ser originados por la deshidratación de la serpentina en zonas de subducción (Dobson, Meredith y Boon, 2002).

La alteración a bajas temperaturas de peridotitas en ofiolitas y otras asociaciones es un proceso de retrogresión e hidratación, esto significa que el metamorfismo progresivo de serpentinitas afecta a rocas que ya han sufrido metamorfismo e incluso metasomatismo (Bucher y Grapes, 2011).

2.2.1 Texturas metamórficas en rocas ultramáficas

Las texturas que muestran las rocas ultramáficas aportan información sobre la evolución geológica de la región, indicando el grado de equilibrio químico en la roca. Es necesario considerar que la textura en rocas isofaciles ocurren en complejos metamórficos por separado de aquellas fuera de equilibrio con su entorno, clase alofacial (Evans, 1977).

La deformación juega el papel más importante en el desarrollo de la textura. Las rocas con menor deformación exhiben granos gruesos e incluso textura xenoblástica. Las rocas con mayor deformación muestran bandas de olivino (porfidoclastos) en una matriz de olivino recristalizado. La enstatita es menos susceptible a la deformación que el olivino. En algunos casos es claro que la deformación ocurre desde el manto (Evans, 1977).

La textura resultante de la interacción de los granos en rocas isofaciles, metaserpentinitas, son análogos a los descritos para rocas de otra clase química. Agregados monominerales o multifases de olivino y/o piroxeno forman mosaicos poligonales de grano grueso con ángulos interfaciales de 120° (Evans, 1977).

EL metamorfismo progresivo induce una secuencia de texturas de recristalización sincinemática o poscinemática en función de la mineralogía. Serpentinitas de lizardita y crisotilo de muy bajo grado, preservan la textura pre-existente, exhibiendo un pseudomorfismo. Cuando la antigorita comienza a crecer, esta característica desaparece, ya que por su hábito de hojuela crea laminillas que se pueden deformar (Evans, 1977).

Rocas compuestas por olivino y talco exhiben una textura lepidoblástica-granular, se puede ver la orientación del olivino por su forma de prismas paralelos (Evans, 1977).

En rocas con tremolita, este mineral está en forma de prismas robustos en equilibrio con olivino. Otros anfíboles presentes son la antofilita y cummingtonita, sin embargo, presentan hábitos fibrosos y/o agujas que pueden estar penetrándose en cristales de olivino, incluso en rocas con equilibrio textural. Caso similar ocurre entre la clorita y el olivino. La cummingtonita se caracteriza por crecer en lugar de anfíboles cálcicos (Evans, 1977).

Enstatita metamórfica presente en facies de anfibolita se observa más alargada y de grano más grueso que el olivino. En rocas de metamorfismo de contacto, vetas y rocas metasomáticas se observa a este mineral de grano muy grueso (Evans, 1977).

Las rocas ultramáficas de alto grado presentan textura granoblástica. Las rocas ultramáficas isofaciales en facies de granulita tienden a mostrar la aproximación más cercana del equilibrio textural (Evans, 1977).

2.2.2 Isogradas en rocas ultramáficas

Para el metamorfismo progrado de rocas ultramáficas la paragénesis presente en diferentes condiciones de P/T dependerá de la composición química del sistema. A pesar de variar la

química se observan ciertas tendencias; en las facies de menores condiciones se presentan siempre filosilicatos como crisotilo, antigorita, clorita, así como brucita e incluso clinopiroxeno (Bucher y Grapes, 2011).

Tabla 2.2 Paragénesis minerales y reacciones minerales que ocurren en los sistemas químicos de rocas ultramáficas, (Tomado y modificado de Bucher y Grapes, 2011).

Composición de minerales componentes			
Crisotilo	Ctl	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	Siglas M MgO
Antigorita	Atg	$Mg_{48}Si_{34}O_{85}(OH)_{62}$	
Brucita	Brc	$Mg(OH)_2$	S SiO ₂
Talco	Tlc	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	C CaO
Forsterita	Fo	Mg_2SiO_4	A Al ₂ O ₃
Enstatita	En	$Mg_2Si_2O_6$	H H ₂ O
Antofilita	Ath	$Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$	
Diópsido	Di	$CaMgSi_2O_6$	
Tremolita	Tr	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$	
Clorita	Chl	$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$	
Anortita	An	$CaAl_2Si_2O_8$	
Piropo	Py	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	
MSH	$15Ctl + Tlc \rightarrow Atg$	Aparición de antigorita	
	$17Ctl \rightarrow Atg + 3Brc$	Etape final de crisotilo	
	$Atg + 20Brc \rightarrow 34Fo + 51H_2O$	Aparición de forsterita (Límite de baja temperatura del olivino)	
	$Atg \rightarrow 18Fo + 4Tlc + 27 H_2O$	Etape final de antigorita (Límite de alta temperatura de serpentinas)	
	$9Tlc + 4Fo \rightarrow 5Ath + 4H_2O$	Desaparición de talco (a baja presión)	
	$2Tlc + 2Fo \rightarrow 5En + 2H_2O$	Desaparición de talco (a alta presión)	
	$2Ath + 2Fo \rightarrow 9En + 2H_2O$	Desaparición de antofilita	
	$Atg \rightarrow 10En + 14Fo + 31H_2O$	Etape final de antigorita a alta presión	
CMSH	$Atg + 8Di \rightarrow 18Fo + 4Tr + 27H_2O$	Límite superior de diópsido en serpentinitas	
	$2Tr + 2Fo \rightarrow 5En + 4Di + 2H_2O$	Desaparición de tremolita, paragénesis de lherzolita	
MASH	$Chl \rightarrow Fo + En + Spl + 4H_2O$	Desaparición de clorita	
	$Py + Fo \rightarrow 2En + Spl$	Límite granate-espínela	
CMASH	$En + Di + Spl \rightarrow 2Fo + An$	Límite espínela-plagioclasa	
	$4Spl + 2Tr \rightarrow 6Fo + En + 4An + 2H_2O$	Desaparición de tremolita y espínela	

El producto final será una peridotita con olivino y ortopiroxeno en conjunto con clinopiroxeno, entre otros minerales dependiendo siempre de la química de la roca. Algunos minerales aparecen gradualmente mientras que otros lo hacen en determinados intervalos de P/T. Por esta razón cuantificar la abundancia de las fases minerales es muy útil para definir isogradas en rocas ultramáficas (Bucher y Grapes, 2011).

2.2.3 Facies metamórficas

Estudios realizados a metaperidotitas nos indican que la mineralogía es muy susceptible a las variaciones de temperatura. La transición de crisotilo a antigorita es equivalente al límite entre la transición de la facies de prehnita-pumpellyita a esquisto verde o esquisto azul. La asociación antigorita con diópsido (con brucita u olivino) es encontrada en facies de esquisto verde, esquisto azul y algunas ocasiones en facies de eclogita de baja temperatura. Al observarse la presencia de anfíboles como antofilita, cummingtonita y/o tremolita, nos indica la transición hacia facies de anfibolita, al presentarse en abundancia, indica que nos encontramos en esta facies. Determinar la facies de granulita se torna más complicado, (Evans, 1977) propone la reacción tremolita + forsterita = enstatita + diópsido + H₂O, esta reacción es similar a la que ocurre en rocas máficas, por ello la asociación de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno nos indica que estamos en la facies de granulita. Por último, la facies de eclogita de alta temperatura presenta una asociación de peridotita con granate (Spears, 1993).

Tabla 2.3 Facies y paragénesis mineral de rocas ultramáficas, en particular de peridotitas (Tomado y modificado de Spears, 1993).

Facies	Paragénesis o asociaciones diagnósticas
Zeolita	Lizardita/crisotilo
Prehnita-pumpellyita	Minerales del grupo de la serpentina (Serpentinitas)
Esquisto verde	Antigorita + brucita + diópsido Antigorita + forsterita + diópsido
Anfibolita	Forsterita + antigorita + talco + tremolita/hornblenda/antofilita (Metaperidotita soportada por anfíboles de Mg-Fe y/o tremolita)
Granulita	Forsterita + ortopiroxeno + clinopiroxeno + espinela (Lherzolita de espinela)
Esquisto azul	Antigorita + brucita + diópsido
Eclogita (baja temperatura) Eclogita (alta temperatura)	Antigorita + forsterita + diópsido Forsterita + ortopiroxeno + clinopiroxeno + granate (Lherzolita de granate)
Corneana de hornblenda	Forsterita + tremolita/hornblenda/antofilita (Metaperidotita soportada por tremolita)
Corneana de piroxeno	Forsterita + ortopiroxeno + clinopiroxeno + plagioclasa (Lherzolita de plagioclasa)

La mayoría de los estudios para determinar las facies en rocas ultramáficas son realizados en peridotitas. Como se puede observar en la tabla 2.2 existen dos sistemas químicos fundamentales para estas rocas y dos variantes cuando el contenido de CaO es importante, que dependen de la composición mineral de las rocas y por consiguiente de la composición química de los mismo, esta variabilidad en componentes gobierna en la aparición y desaparición de minerales. A continuación, se describirán los sistemas químicos de mayor importancia por su relevancia y estudios realizados con anterioridad por los científicos.

2.2.4 Metamorfismo en el sistema MSH

En la figura 2.6 se muestra el diagrama quemográfico de este sistema, la base del triángulo es anhidra. La mayoría de las rocas del manto se constituyen por forsterita y enstatita (harzburgita) y variedades hidratadas de estas rocas. El H₂O está presente en minerales hidratados como anfíboles (antofilita), filosilicatos (talco, antigorita), hidróxidos (brucita) e incluso como una fase fluida, dependiendo de las condiciones de presión y temperatura, así como la presión de fluidos del área (Bucher y Grapes, 2011).

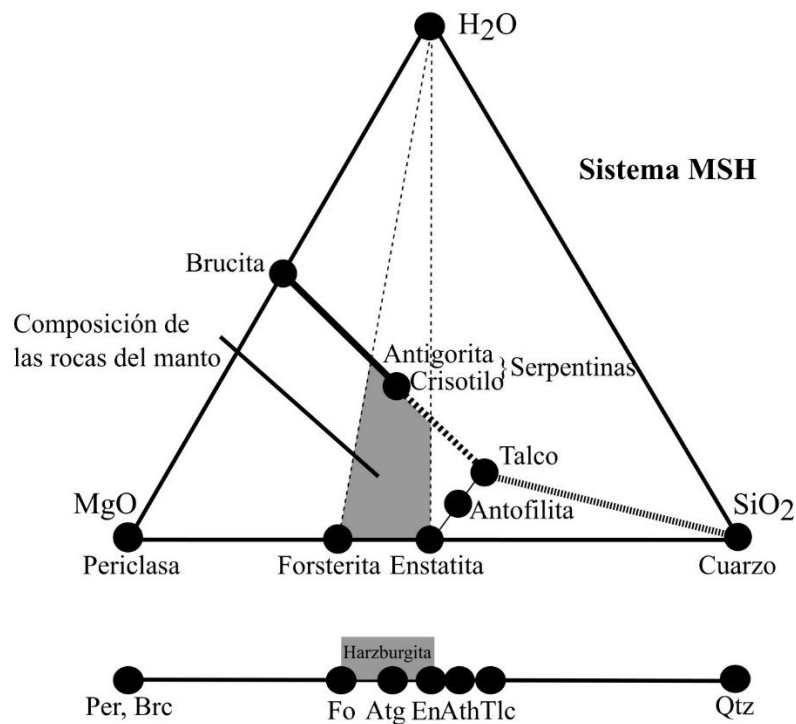


Figura 2.6 Diagrama quemográfico del sistema químico MSH, las rocas del manto se constituyen de enstatita y forsterita (harzburgita), minerales representados en la base del triángulo (fases anhidras), en algunas ocasiones estas rocas se hidratan y presentan fases minerales que se encuentran en el interior del diagrama, (Tomado y modificado de Bucher y Grapes, 2011).

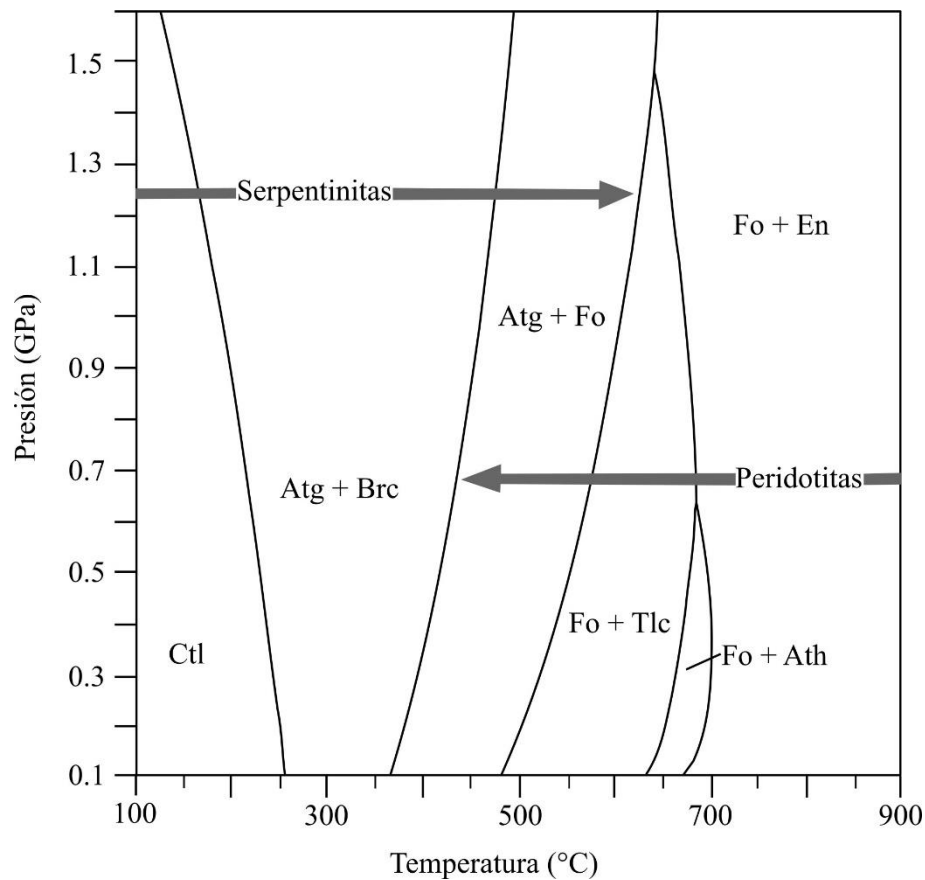


Figura 2.7 Diagrama de estabilidad de fases para el sistema químico MSH, el diagrama es válido solo con H_2O como fase fluida (Tomado y modificado de Bucher y Grapes, 2011).

Las paragénesis Brc + Ctl y Ctl + Tlc representan el equilibrio químico y estructural en terrenos a bajo grado de metamorfismo. La paragénesis Ctl + Tlc se reemplaza por Atg + Tlc al iniciar el metamorfismo progrado. La antigorita se forma a partir de los 200°. El crisotilo es inestable a 250-300°C y ocurre un reemplazamiento por antigorita. El crisotilo es el producto de alteración a baja temperatura de rocas ultramáficas, la antigorita, al ser de mayores condiciones, se presenta en la facies de esquisto verde para rocas ultramáficas (Bucher y Grapes, 2011).

Serpentinitas de antigorita son estables en un amplio rango de temperatura, el límite inferior es dado por el reemplazamiento de crisotilo por antigorita, el límite superior es el inicio de la descomposición de la antigorita, $Atg \rightarrow 18Fo + 4Tlc + 27 H_2O$. En los casos de metamorfismo regional los esquistos de antigorita se presentan a 300°C aproximadamente (Bucher y Grapes, 2011).

Siguiendo con el metamorfismo regional, la paragénesis $\text{Brc} + \text{Atg}$ nos indica de baja a mediana facies de esquistos verdes. Cerca de los 400°C la paragénesis anterior es remplazada por $\text{Fo} + \text{Atg}$, indicándonos la parte más alta de la facies de esquistos verdes y la parte inferior de la facies de anfibolita. El límite superior de esta paragénesis en metamorfismo orogénico es cerca de $570\text{-}620^\circ\text{C}$ y depende de la presión. Esta paragénesis es de la parte media de la facies de anfibolita, incluso en la facies de esquistos azules y eclogitas de baja temperatura (Bucher y Grapes, 2011).

La forsterita (olivino) es estable desde la parte baja a media de la facies de esquistos verdes (400°C), incluso con la presencia de agua. Las dunitas no presentan nueva mineralogía a partir de la transformación de la antigorita (Bucher y Grapes, 2011).

El límite de alta temperatura para la serpentina es cerca de los 620°C en metamorfismo de zonas de subducción, 570°C en metamorfismo orogénico regional, 550°C para metamorfismo de baja presión y alta temperatura y cerca de 510°C para metamorfismo de contacto a 200 MPa . La desaparición de la serpentina nos indica el inicio de la parte media de la facies de anfibolita. La reacción $\text{Atg} \rightarrow 10\text{En} + 14\text{Fo} + 31\text{H}_2\text{O}$ define el límite de alta temperatura de la antigorita a 1.4 GPa aproximadamente, donde se genera enstatita a partir de la antigorita (Bucher y Grapes, 2011).

La paragénesis $\text{Fo} + \text{Tlc}$ comienza a aparecer cerca de $100\text{-}150^\circ\text{C}$ y se presenta en un intervalo de amplio rango en trayectorias de metamorfismo orogénico. Esta paragénesis indica la parte media de la facies anfibolita. El límite superior de esta paragénesis es cerca de 670°C y es prácticamente independiente de la presión. Esta paragénesis puede evolucionar a $\text{Fo} + \text{En}$ o $\text{Fo} + \text{Ath}$, dependiendo de las condiciones de presión y temperatura que tome el metamorfismo progresivo (Bucher y Grapes, 2011).

La paragénesis $\text{Fo} + \text{Ath}$ puede presentarse en aureolas de contacto a baja presión. Esta paragénesis es relacionada con la hidratación parcial (proceso retrógrado) de $\text{En} + \text{Fo}$ durante la exhumación (pérdida de presión y temperatura) en metamorfismo orogénico regional. En secuencias progradadas observadas en cinturones de colisión observamos la paragénesis $\text{Fo} + \text{En}$ y la presencia de antofilita como producto de retrogresión de esta paragénesis. Las reacciones $9\text{Tlc} + 4\text{Fo} \rightarrow 5\text{Ath} + 4\text{H}_2\text{O}$ y $2\text{Tlc} + 2\text{Fo} \rightarrow 5\text{En} + 2\text{H}_2\text{O}$ marcan el inicio de la parte superior de la facies de anfibolita (Bucher y Grapes, 2011).

En aureolas de contacto, la antofilita es inestable con la presencia de forsterita de acuerdo con la reacción $2\text{Ath} + 2\text{Fo} \rightarrow 9\text{En} + 2\text{H}_2\text{O}$ cerca de los 700°C . La paragénesis $\text{En} + \text{Fo}$ de las harzburgitas tiene un límite inferior cerca de 670°C con la presencia de un fluido acuoso. A temperaturas más altas la anterior paragénesis permanece estable en todos los ambientes geológicos con estas temperaturas en la corteza (Bucher y Grapes, 2011).

2.2.5 Metamorfismo en el sistema CMASH

Se observa la presencia de calcio, alojado en tres minerales; tremolita (Tr); diópsido (Di) y en condiciones extremas plagioclasa (An). A bajas temperaturas en las facies de sub-esquistos verde y esquistos verde se observa la presencia de diópsido (piroxeno) en esquistos de Atg + Brc, Atg + Tlc y Atg + Fo. El diópsido de baja temperatura no debe confundirse con augita relictas, este último presenta texturas de reacción, pues es forma parte de la paragénesis de rocas del manto.

El diópsido desaparece cerca de 20-30°C por debajo del límite superior de la antigorita, formándose la paragénesis Atg + Fo + Tr, diagnóstica de un rango restringido de temperatura, 540°C en metamorfismo regional orogénico y 500°C en aureolas de contacto a 220 MPa (Bucher y Grapes, 2011).

La tremolita es el único mineral cálcico presente en rocas ultramáficas en facies de anfibolita y desaparece cuando se inicia la facies de granulita. La tremolita es remplazada por diópsido en rocas lherzolíticas, generándose la paragénesis Fo + En + Di, que a su vez corresponde con la paragénesis primaria de lherzolitas del manto. La aparición de clinopiroxeno en el sistema CMASH comienza cerca de 800°C, pero esto ocurre en sistemas puros. Debido a la presencia de otros compuestos como Al₂O₃, FeO (Chl, Spl), TiO₂ (Ilm) y Na₂O (fluido), los anfíboles cálcicos tienden a asimilar los compuestos anteriores, por lo tanto, la reacción $2Tr + 2Fo \rightarrow 5En + 4Di + 2H_2O$ no genera solo diópsido y genera un aumento en el campo de estabilidad de los anfíboles. Así mismo esta reacción marca el final de la facies de anfibolita y el inicio de la facies de granulita (Bucher y Grapes, 2011).

El aluminio lo encontramos casi exclusivamente en Mg-clorita a baja temperatura en rocas ultramáficas hidratadas. Este mineral es muy estable en rocas con ausencia de cuarzo. A 1.0 GPa, que corresponde a la base de la corteza, Mg-clorita es estable incluso a temperaturas mayores de 800°C, que corresponde a facies de granulita. Durante el metamorfismo orogénico y de contacto, la paragénesis Fo + En se convierte en espinela en el sistema MASH, pero como en el caso del diópsido al existir otros componentes los productos resultantes de las reacciones tienden a tener modificaciones. La clorita se descompone a espinela (hercinita acompañada de magnetita). La espinela (hercinita) producida por metamorfismo progrado viene acompañada por magnetita generada en el proceso de serpentinización (Bucher y Grapes, 2011).

En metamorfismo regional orogénico a altas presiones, la clorita se descompone a partir de los 700°C y el anfíbol no reacciona sino hasta los 850°C. La presencia de otros componentes en los sistemas de rocas ultramáficas tienden a incrementar el campo de estabilidad de algunos minerales como la clorita y anfíboles cálcicos. En condiciones de baja presión y alta temperatura se encuentra el campo de estabilidad de las plagioclasas, se han encontrado evidencias texturales que avalan lo anterior (Bucher y Grapes, 2011).

CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO

La geología y la evolución tectónica del sur de México resulta ser un tema de muchas discusiones y opiniones encontradas. Para tratar de ir aclarando incógnitas, los investigadores han formulado teorías e hipótesis sobre la evolución geológica de esta región del país.

Al día de hoy, se sabe que el sur de la República está constituido por distintas piezas, como un rompecabezas, denominados terrenos tectonoestratigráficos, concepto aplicado en México por Campa y Coney (1983). Este concepto se deriva de la teoría de la Tectónica de Placas, la característica de estos terrenos es que son de dimensiones menores a las placas, además de desarrollarse al borde de una placa y/o continente. Los terrenos tectonoestratigráficos mexicanos fueron definidos con base a la distinción de basamentos y secuencias metamórficas, identificación de fallas regionales, ambientes de depósito, contenido fósil, origen y clasificación de rocas, así como la elaboración de una columna estratigráfica y por último las diferencias paleomagnéticas.

Sedlock et al. (1993), desarrollaron una nueva clasificación, así como un renombramiento de los terrenos que integran al territorio mexicano. Por el mayor número de información dispuesta en su trabajo, se consideró más apropiado emplearlo. En la figura 3.1 se muestra un mapa del sur de México con los terrenos tectonoestratigráficos propuestos.

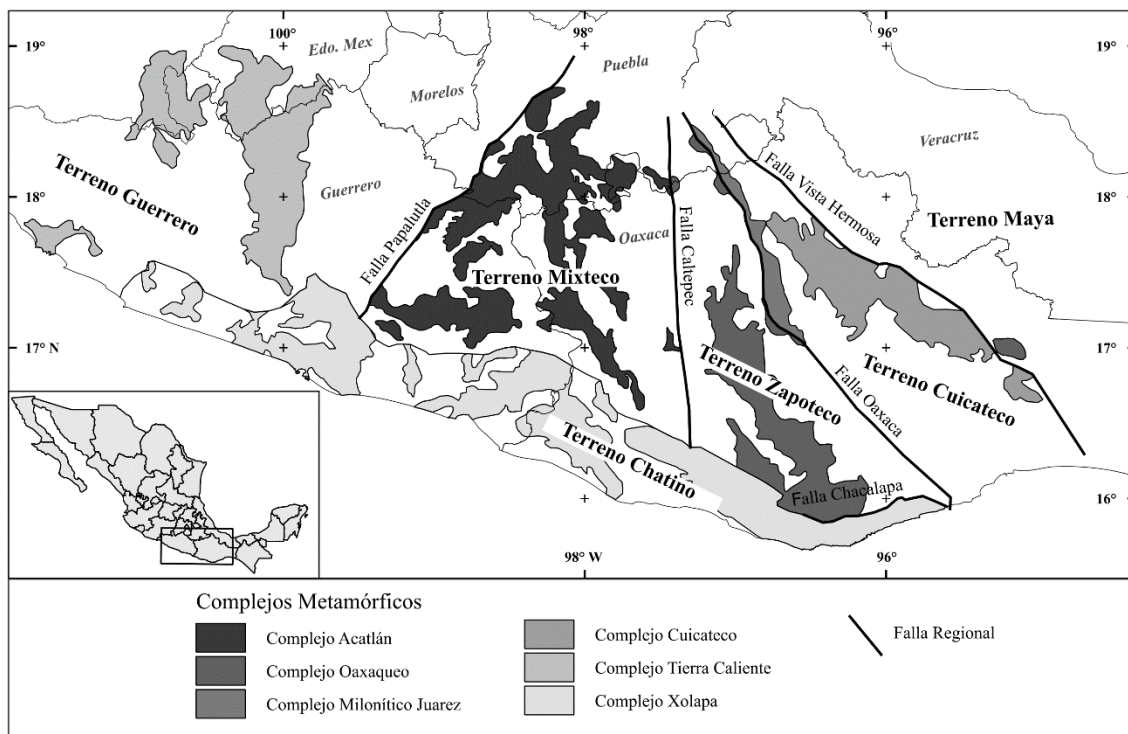


Figura 3.1 Mapa del sur de México, se muestran los terreno tectonoestratigráficos así como los complejos presentes en ellos. (Tomado y modificado de Tolson, 2005)

3.1 Terreno Mixteco

El basamento de este terreno tiene registrado una subducción en el Paleozoico temprano, también se registra para esas fechas una obducción por parte de una ofiolita sobre un complejo de subducción, del Paleozoico temprano al tardío existió colisión entre rocas de un fondo oceánico del terreno Mixteco con corteza continental del terreno Zapoteco. En el Paleozoico medio al tardío ocurrió metamorfismo y deformación, finalmente se depositaron estratos sinorogénicos y posorogénicos. Para el Mesozoico se registra depósitos clásticos marinos y no marinos en el Jurásico y paquetes de rocas calcáreas en el Cretácico. En el Cenozoico podemos encontrar rocas volcánicas, indicándonos cercanía con un arco volcánico (Seldock et al.,1993).

3.2 Complejo Acatlán

La unidad más antigua del Terreno Mixteco es el complejo Acatlán, correspondiendo al basamento del terreno. Las rocas metamórficas del complejo Acatlán están expuestas al sureste del estado de Puebla y al noroeste del estado de Oaxaca, en la zona cultural denominada Mixteca. Estas rocas se caracterizan por su aspecto cristalino y foliado que se muestran en los distintos afloramientos del complejo.

Estratigráficamente y tectonoestratigráficamente las unidades de fueron descritas en trabajos anteriores (Ortega-Gutiérrez, 1978). Se ha dividido al complejo en dos unidades tectónicas separadas por una falla:

Grupo Petlalcingo: la placa inferior consiste en un paquete de rocas metasedimentarias, conocidas como las Formación Cosoltepec, Chazumba y Magdalena, que se interpretan como depósitos de trinchera y Fore-Arc de margen continental convergente.

Grupo: Piaxtla: la placa superior, la formación Xayacatlán y Granitoides Esperanza son rocas máficas y ultramáficas eclogitizadas e intercaladas con metasedimentos pelíticos silíceos (Ortega-Gutiérrez, 1999). La figura 3.2 esquematiza el orden de la columna estratigráfica del complejo y en la tabla 3.1 se muestran las descripciones litológicas de las unidades.

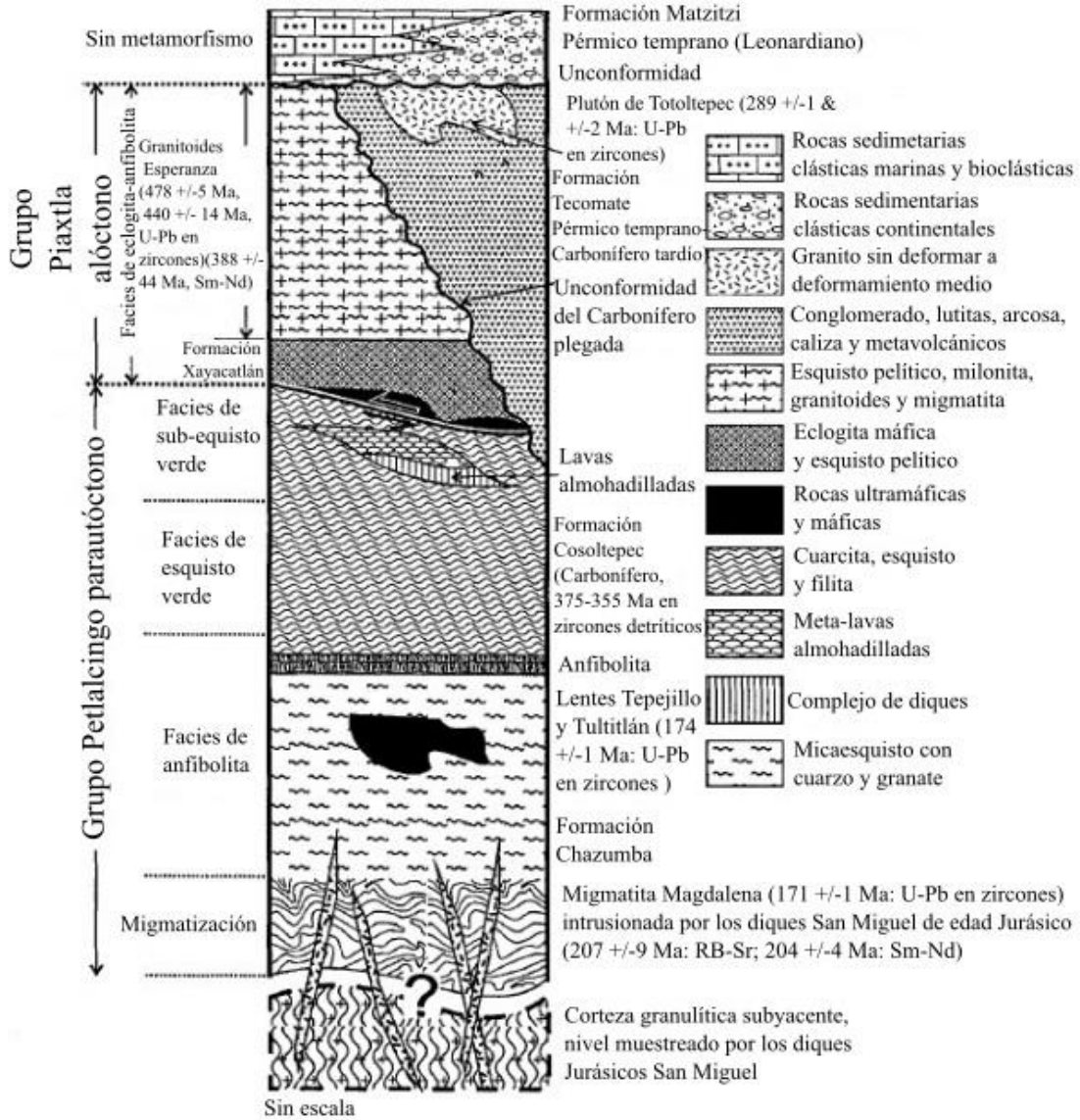


Figura 3.2 Columna tectonoestratigráfica del complejo Acatlán (modificada de Ortega-Gutiérrez et al., 1999).

Tabla 3.1 Unidades litoestratigráficas del Complejo Acatlán (Tomada y modificada de Ortega-Gutiérrez, 1978).

Unidades Litoestratigráficas del Complejo Acatlán		
Diques San Miguel	Conjunto de intrusiones tabulares que incluyen tonalita de hiperstena, granito de moscovita y granate, granito de biotita, pegmatita y aplita.	
Tronco de Totoltepec	Intrusión trondhjemítica débilmente deformada y metamorfoseada.	
Granitoides Esperanza	Rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas, con intercalaciones de bandas metasedimentarias y de rocas verdes; el conjunto forma un complejo cataclástico de protomilonita-milonita-ultramilonita recristalizado.	
Subgrupo Acateco	Formación Tecomate	Metagrauvaca, meta-arcosa, y pelitas o semipelitas de débil a medianamente carbonosas, con un miembro conglomerático compuesto por cantos deformados, principalmente graníticos y volcánicos; otro miembro distintivo está compuesto por metacaliza impura con fragmentos de invertebrados fósiles.
	Formación Xayacatlán	Rocas verdes de grano fino, metagabros bandeados de hornblenda y augita milonitizados, serpentinita, anfibolitas, eclogitas y metasedimentos cuarcíticos y pelíticos, con afinidad ofiolítica.
Subgrupo Petlalcingo	Formación Cosoltepec	En la base anfibolita, cuarcita y metapelita; en la parte media, metapelita, cuarcita y metapedernal, rocas verdes y esquisto calcáreo; en la parte superior, filita y cuarcita impura con escasas rocas verdes intercaladas.
	Formación Chazumba	Interestratos de esquistos pelíticos micáceos (principalmente de biotita) y cuarcitas o rocas silíceas (metagrauvacas), con un dique estrato de gabro diferenciado y esquisto feldespático lit-par-lit hacia las partes media e inferior, respectivamente.
	Migmatita Magdalena	Migmatitas de composición tonalítico-diorítico, con abundante movilización neosomática en forma de diques y cuerpos irregulares, concordantes y discordantes de composición granítica y pegmatítica. Remanentes (restitas) de anfibolita, piroxenita, calsilicatita y mármol y frecuentes intervalos de gneis granítico.

El complejo Acatlán se interpreta como un complejo polideformado compuesto de dos secuencias invertidas del Paleozoico temprano (Ortega-Gutiérrez et al., 1999); de alta presión, secuencia alóctona (Grupo Piaxtla) que incluye eclogitas básicas y anfibolitas con granate de la Formación Xayacatlán (416 ± 12 a 388 ± 44 Ma.) (Yáñez et al., 1991) y Granitoides Esperanza eclogitizados (440 ± 14 Ma.) (Ortega-Gutiérrez et al., 1999), y de baja presión, secuencia parautoctona (Grupo Petlalcingo) que incluye migmatitas de la Formación Magdalena (204 ± 6 Ma.) (Yáñez et al., 1991), esquistos de biotita de la Formación Chazumba (167 ± 2 Ma) y cuarcitas y filitas de la Formación Cosoltepec, esta formación contiene bloques masivos y de pillow lavas producidos durante el Ordovícico (Rb/Sr) y Pérmico ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (Keppie et al., 2004), sin embargo, la edad Pérmica representa la etapa de cristalización o un reseteo en la edad. Diques graníticos anatécicos de la unidad San Miguel (175 ± 3 Ma; Rb-Sr y 172 ± 1 Ma.; Sm-Nd) (Yáñez et al., 1991), cortan las formaciones inferiores del Grupo Petlalcingo. Ortega-Gutiérrez et al. (1999) La yuxtaposición de los grupos Piaxtla y Petlalcingo ocurrió durante entre el Ordovícico tardío y Silúrico temprano. El tronco La Noria del Devónico tardío y el tronco de Totoltepec del pérmico temprano se infiere que intrusión a unidades de los grupos Piaxtla y Petlalcingo (Keppie et al., 2004). La Formación Tecomate se interpreta como una unidad sobrepuesta a los grupos Piaxtla y Petlalcingo y representa una secuencia vulcanosedimentaria relacionada a arco y rift continental, cubierta por una secuencia sedimentaria compuesta de conglomerados, areniscas, lutitas y calizas. Las calizas de los niveles superiores contienen conodontos del Pérmico temprano, lo que sugiere que parte de esta unidad junto con las formaciones Patlanoaya, Matzitzi y Olinalá son del Paleozoico superior (Talavera-Mendoza et al., 2005). El Grupo Petlalcingo se interpreta como una secuencia de margen pasiva (Ramírez-Espinoza, 2001) o depósitos de trinchera y trasarco (Ortega-Gutiérrez et al., 1999), todo el complejo se interpreta como vestigios del Océano Iapetus (Ortega-Gutiérrez et al., 1999) o el margen de Gondwana del Océano Reico (Keppie et al., 2004). En la figura 3.3 se muestra mapa con la distribución y localización de las formaciones del complejo Acatlán y en la tabla 3.1 se describe brevemente estas formaciones.

El Grupo Piaxtla Fue propuesto por Ramírez en 2001 para incluir a las unidades Xayacatlán y Granitoides Esperanza; debido que ambas unidades presentan un grado metamórfico similar, estilo de deformación y relación tectónica. Las formaciones Xayacatlán y Tecomate muestran un grado metamórfico distinto, además de no tener similitudes respecto a las litologías, con estas evidencias se sugiere la separación de las formaciones por lo tanto se abandona el término subgrupo Acateco (Ramírez, 2001).

El Grupo Piaxtla consiste en cuerpos ultrabásicos, metabasitas y meta sedimentos (formación Xayacatlán) y metagranitoides peraluminosos (Granitoides Esperanza) íntimamente relacionados. En conjunto muestran una historia compleja de deformación y metamorfismo de alta presión. Es una pieza clave en la interpretación de la evolución tectónica del Complejo Acatlán (Ramírez, 2001).

El Grupo Petlalcingo se compone de las Migmatitas Magdalena y las formaciones Chazumba y Cosoltepec. La Formación Chazumba consiste de una secuencia metapelítica y metapsamítica polideformada, que llegó a la facies de anfibolita durante el Jurásico y contiene varios lentes del Jurásico, rocas máficas-ultramáficas (Keppie et al., 2004). La formación tiende estructuralmente al sur, hacia litologías similares que incluyen lentes de calcosilicatos y mármoles. Esta unidad fue migmatizada y repetidamente deformada durante el Jurásico (175-170 Ma.) produciendo una unidad mapeable llamada Migmatitas Magdalena (Keppie et al., 2004).

La Formación Cosoltepec sobreyace a la Formación Chazumba y es una unidad compuesta por filitas y cuarcitas comprimidas con rocas metavolcánicas máficas. Se registran tres deformaciones, llegando a la facies de esquisto verde, sin embargo, una unidad máfica de la base llegó a facies de anfibolita. La última unidad fue datada por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mostrando edades de 218 ± 11 Ma. (hornblenda) y 224 ± 2 Ma (moscovita) (Keppie et al., 2004).

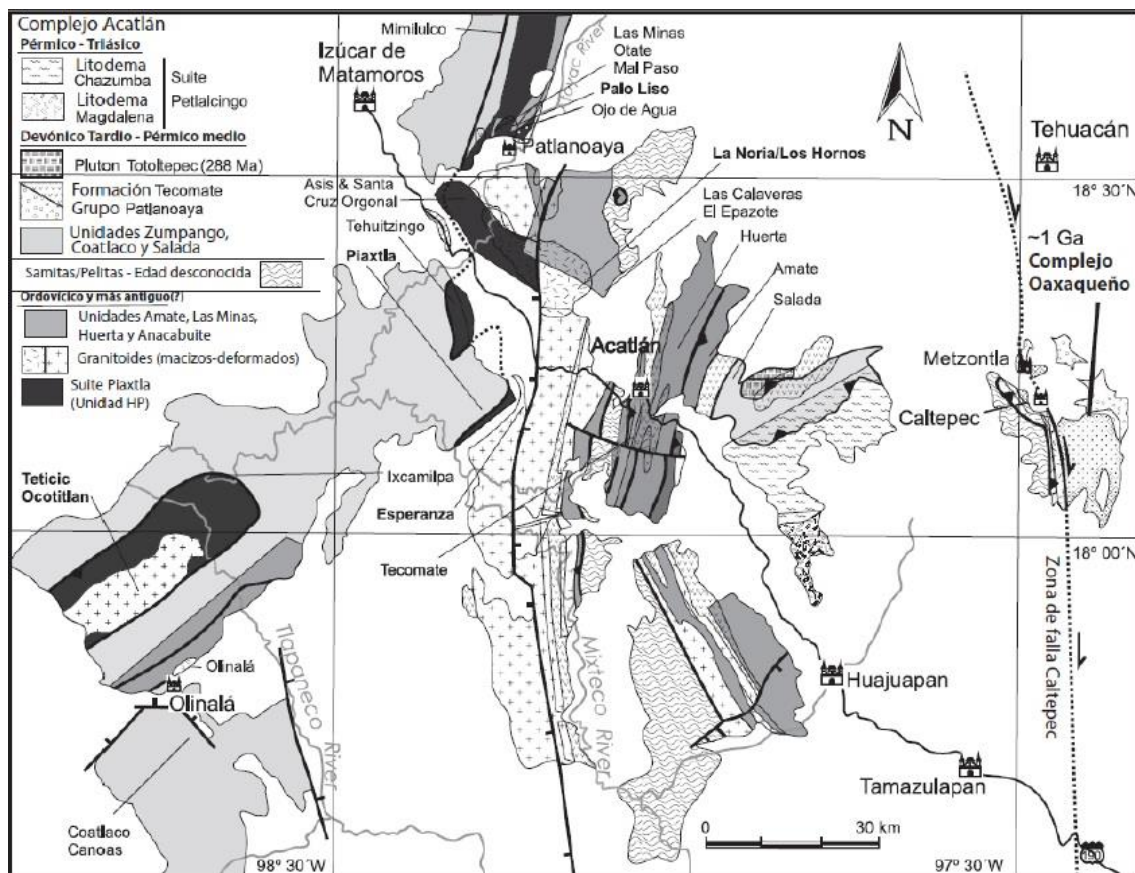


Figura 3.3 Mapa con la distribución de las unidades y formaciones del complejo Acatlán (elaborado por Ortega et al., 1999, modificado por D. Keppie et al., 2012).

3.3 Complejo Ayú

Recientes estudios geocronológicos realizados en las rocas de la formación Chazumba, Migmatita Magdalena y en diques graníticos, han demostrado que la edad de este conjunto de rocas varía a la propuesta inicialmente por Ortega-Gutiérrez. Utilizando la técnica LA-ICP-MS en zircones ígneos y detríticos las rocas presentan edades Mesozoicas. Analizando los lentes anfíbolíticos presentes en la secuencia de rocas sedimentarias, se pudo determinar su afinidad química y ver su evolución geoquímica, dando pie a formular una nueva interpretación del proceso de formación de los protolitos y de la evolución geológica de la secuencia de rocas. Con los nuevos datos geocronológicos y la información del ambiente tectónico aportada por los lentes anfíbolíticos se propone el Complejo Ayú (Helbig et al., 2012).

Este complejo comprende rocas metasedimentarias polideformadas del Triásico-Jurásico, así como rocas ígneas, se encuentra aflorando al oeste de la falla Caltepec y al sur del de la parte oriental del Complejo Acatlán en un horst limitado por lechos rojos del Triásico-Jurásico superior y calizas del Cretácico, discordantemente se encuentran depositadas rocas volcánicas del Cenozoico (Helbig et al., 2012).

Dentro del Complejo Ayú tenemos al litodema Chazumba, una secuencia turbidítica de gran volumen que fue poli-deformada y metamorfoseada, consiste de esquistos micáceos, cuerpos masivos de metapsamitas, metagrauvas y anfibolitas (Ortega-Gutiérrez, 1978; Keppie et al. 2006). Las rocas metasedimentarias son esquistos y gneis de granate, biotita y moscovita. Las anfibolitas se componen de anfíbol cálcico, plagioclasa, cuarzo, biotita, granate y epidota, estas rocas se encuentran como lentes, en la figura 3.4 tenemos un mapa con la distribución geográfica del complejo Ayú (Helbig et al., 2012).

En la parte sur las rocas metasedimentarias y las anfibolitas se encuentran parcialmente fundidas, esta unidad se conoce como la Migmatita Magdalena, la edad de la fusión parcial se fechó en los 171 ± 1 Ma (Keppie et al. 2004), este evento fue acompañado por la intrusión de dioritas, granodioritas, granitos, pegmatitas, esta serie de diques y estructuras de intrusión reciben el nombre de Diques San Miguel (Ortega-Gutiérrez, 1978; Keppie et al. 2004; Helbig et al., 2012).

En la zona norte, el Litodema Chazumba se encuentran truncado en dirección NE por la zona de cizalla de la Providencia, la formación Cosoltepec del Devónico-Carbonífero, la formación Tecomate del Pérmico y el Plutón de Totoltepec del Carbonífero-Pérmico están expuestos en el frente de dicha falla (Keppie et al. 2004).

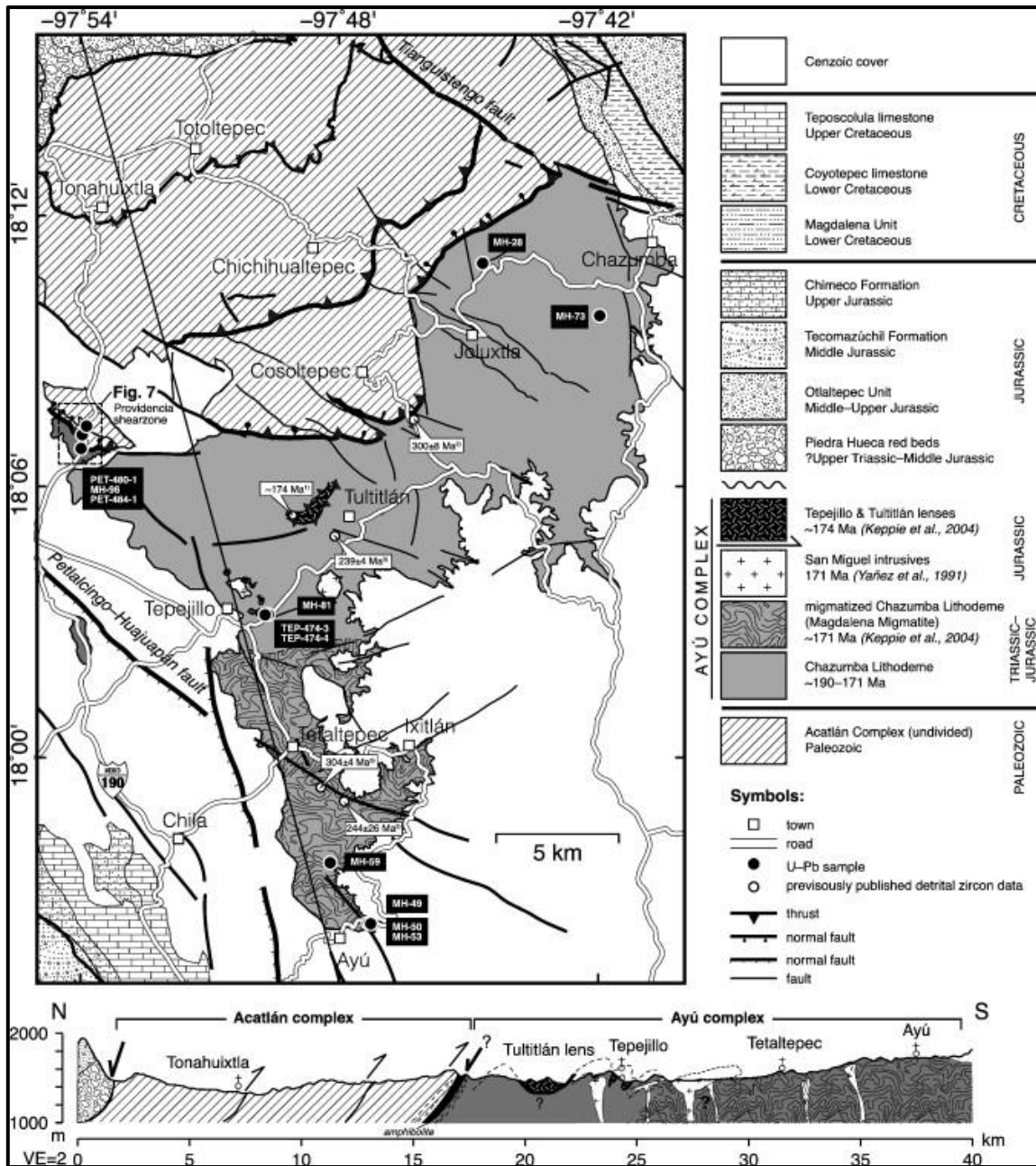


Figura 3.4 Mapa y sección geológica del Complejo Ayú, en la parte norte se muestran rocas del Complejo Acatlán (Tomado de Helbig et al., 2012).

3.4 Geología Local

3.4.1 Litodema Chazumba (Formación Chazumba)

La extensión de esta formación va desde el poblado de Magdalena hasta el de Chazumba del cual toma su nombre. Su contacto inferior con la Migmatita Magdalena es gradual, mientras que la formación Cosoltepec el contacto se presenta de manera brusca, pero manteniendo cierto paralelismo. Los diques San Miguel se encuentran intrusionando a la Formación Chazumba (Ortega-Gutiérrez, 1978).

La Formación Chazumba consiste principalmente de esquistos de biotita con intervalos de segregación de cuarzo, metagrabro diferenciado y esquistos pelíticos. Los esquistos de biotita resultan ser la litología más característica de esta formación (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Los esquistos micáceos se presentan a diferentes niveles estructurales, la mineralogía que presentan es moscovita, biotita, granate y cuarzo, ocasionalmente se observa la presencia de estauroлита y sillimanita (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Se infiere que el origen de esta formación es sedimentario marino debido a su composición silícica y escasamente calcárea. El análisis de elementos mayores muestra que la composición es muy próxima al de las grauvacas. Se puede concluir que la Formación Chazumba junto con la Formación Cosoltepec y las Migmatitas Magdalena, fueron una secuencia marina de ambiente pelágico, conformada por grauvacas, lutitas, pedernales y algunos carbonatos, cuyo depósito se vio acompañado de intrusiones básicas y rocas volcánicas en distinto nivel estratigráfico y diferente tiempo (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Helbig et al. (2012) aportaron nuevos datos a esta zona del Complejo Acatlán. Realizaron dataciones de U-Pb en zircones ígneos y detríticos con LA-ICP-MS obteniendo como resultado que las rocas corresponden al Mesozoico y no al Paleozoico como se había venido manejando.

Debido a que las rocas de la Formación Chazumba se encuentran polideformadas y al encontrarse en un grado medio – alto de metamorfismo, pasa de ser una formación a obtener el rango de unidad litodémica. Los estudios realizados muestran que el Litodema Chazumba es muy heterogéneo. Se encontraron algunas similitudes respecto a la edad, entre las rocas estudiadas, metapelitas, metapsamitas, metagrauvacas y anfibolitas. Los fechamientos en zircones detríticos muestran un intervalo de sedimentación de la secuencia protolítica de este litodema, el depósito de las rocas más antiguas corresponde con una edad triásica tardía y las más jóvenes tienen una edad jurásica media. El pico metamórfico ocurrió aproximadamente 171 ± 1 Ma, es decir en el Jurásico medio, esto originó la fusión parcial de la secuencia sedimentaria y dió origen a la Migmatita Magdalena, correspondiendo con la zona migmatizada de este litodema (Helbig et al., 2012).

La interpretación del ambiente de depósito corresponde con una unidad turbidítica depositada en una cuenca de tras-arco evidenciado por la firma química de los lentes anfibolíticos que corresponde a basaltos tipo MORB-toleíticos, que se formaron durante la apertura oceánica a lo largo del margen de la parte continental del territorio mexicano para ese entonces (Helbig et al., 2012).

3.4.2 Lentes máficos-ultramáficos de Tepejillo - San Miguel Ixtapan y Tultitlán

La primera descripción de estos cuerpos ultramáficos fue hecha por Ortega-Gutiérrez (1978), enunciando lo siguiente: “En la parte media de la formación Chazumba cerca del poblado de San Miguel Ixtapan aflora un cuerpo de metagabro diferenciado, otro se encuentra ubicado en las cercanías de Tultitlán. El lente de San Miguel presenta forma irregular y masiva de aproximadamente 1 km² de afloramiento, confirmando un color marrón al suelo que lo cubre. Una singularidad remarcable es la presencia de megacrístales de turmalina magnésica. En lámina delgada, la roca consiste de un agregado fanerítico de cristales entramados de tremolita-antofilita-clinocloro y algo de flogopita. Al nororiente de esta localidad la unidad se presenta como un cuerpo estratiforme de 50 -100 m de espesor, en cuya parte estructural superior se observan pegmatitas gabroides con textura en forma de peine (textura harrisítica), mientras que en la base es de grano fino. Varias de estas rocas fueron analizadas en sección delgada, encontrándose los siguientes minerales en asociación: labradorita-tremolita-cummingtonita-clinocloro. Los cristales más grandes de tremolita muestran núcleos relictos de hornblenda magmática (de color marrón); como accesorios se identificaron óxidos opacos y algo de zircón”.

Keppie et al. (2004), describen estas rocas, realiza nuevas dataciones obteniendo edades mesozoicas, siendo más jóvenes de lo que Ortega-Gutiérrez había propuesto en 1978.

Las rocas ultramáficas están compuestas por lo menos de tres generaciones de minerales con varios grados de preservación. El magma original pudo estar constituido por olivino y posiblemente por ortopiroxeno. La mayoría del olivino fue remplazado por serpentina sin embargo todavía se preservan relictos de este mineral. El ortopiroxeno fue remplazado por pseudomorfos de antofilita este mineral a su vez fue parcialmente remplazado por tremolita y talco/clorita (Keppie et al., 2004).

Las rocas máficas, tanto los diques como los gabros, están constituidos por anfíboles magmáticos y plagioclasa. Los cristales de los anfíboles se presentan de manera subhedral a euhedral presentando pleocroísmo de verde a marrón. Las plagioclasas tienden a ser cálcicas y se encuentra relleno los espacios entre los cristales de anfíboles. En esta asociación de minerales magmáticos se encuentra sobreimpuesta una asociación de minerales

metamórficos/ metasomáticos de edenita, turmalina (dravita), flogopita, biotita y plagioclasa (Keppie et al., 2004).

Estudios geoquímicos en minerales como la pargasita indican que se formaron a medianas presiones. Estudios en la edenita y su composición indican que el ambiente de formación se encontraba a bajas condiciones de presión. Tanto la flogopita y la turmalina muestran pleocroismo intenso. Las rocas ultramáficas, los gabros y las apinitas fueron afectadas por un metamorfismo de bajo grado, lo cual originó la producción de actinolita, clorita, plagioclasa sódica y calcita (Keppie et al., 2004).

El lente de Tultitlán aflora 5 km hacia el noreste del lente de Tepejillo cerca del poblado de Tultitlán. Consiste en anfibolitas masivas y noritas metamorfoseadas que raramente exhiben una fábrica deformada conservando su textura ígnea primaria. Es cortado por numerosos diques con textura apinitica. Las anfibolitas se constituyen por cummingtonita y plagioclasa (An_{15-20}), en baja proporción tenemos flogopita. La cummingtonita se encuentra remplazando a la pargasita y es parcialmente alterada por un proceso de metamorfismo retrógrado a la facies de esquisto verde por tremolita-clorita-talco-calcita, las plagioclasas presentan remplazamiento por finos granos de sericita. Se observa una textura relictiva ígnea y cierto grado de preservación mineral, el protolito consiste en cumulos de melanorita con cristales euhedrales a subhedrales de ortopiroxeno con inclusiones de labradorita, este mineral es ligeramente pleocroico. El ortopiroxeno presenta anillos enriquecidos en el componente ferrosilita comparado con el núcleo. Existen algunos cristales largos con pleocroísmo marrón que corresponden con anfíboles de origen magmático, pero más jóvenes que el ortopiroxeno, probablemente sean pargasitas u hornblenda rica en Mg. Las plagioclasas son labradoritas y se presentan como intercumulos (Keppie et al., 2004).

La norita metamorfoseada está compuesta por cummingtonita y plagioclasa, observándose mayor porcentaje de este último mineral. Debido al metamorfismo la mineralogía primaria fue completamente remplazada. La cummingtonita presenta una alteración hacia una paragénesis de esquisto verde tremolita-talco-clorita y las plagioclasas están fuertemente alteradas a sericita, hay presencia de cuarzo, pero forma parte de la paragénesis retrograda. Los diques apiniticos que cortan a las anfibolitas, tienen composición similar a las noritas y presentan el mismo grado de alteración a pesar de la preservación de la textura apinitica (Keppie et al., 2004).

Se realizaron algunas dataciones de U-Pb en zircones pertenecientes a la metanorita del lente de Tultepec por medio LA-ICP-MS obteniendo edades de 174 ± 1 Ma., interpretándose como la edad de intrusión para ambos lentes (Keppie et al., 2004).

3.4.3 Diques San Miguel

Estas rocas solo se ubican en la parte oriental del Complejo Acatlán de forma adyacente y dentro de la zona de migmatización. Esta unidad consiste en una gran cantidad de diques con espesor variable. Tienden a estar orientados hacia el NW, pero se observa que intrusionan en diferentes direcciones, algunos diques se observan afectados por deformación. La unidad consta de distintos tipos de roca que a continuación serán descritas (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Granito de moscovita y granate, consiste de un cuerpo granítico y escasas pegmatitas asociadas que afloran cerca de San Miguel Ixtapan. Está compuesto de cuarzo, plagioclasa sódica, feldespato potásico y moscovita; como accesorio encontramos al granate y es posible observar una textura mirmequítica (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Tonalita de ortopiroxeno, solo es un cuerpo intrusivo que aflora 8 km al norte de San Miguel, parece ser un dique de varios cientos de metros de espesor. En sección delgada los granos son de tamaño medio, con textura porfídica, constituida por cuarzo, plagioclasa, ortopiroxeno y biotita. La roca presenta un carácter ígneo, pero puede clasificarse dentro del grupo de las charnoquitas particularmente una enderbita (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Granitos de biotita y pegmatitas, es el conjunto de rocas más abundante en esta unidad. En sección delgada se observan cristales de grano fino a medio, que consisten en microclina, plagioclasas y cuarzo, como minerales accesorios tenemos zircón, apatita, esfena y turmalina. Las pegmatitas muestran zoneamiento composicional, en la parte central consta de cuarzo, feldespato potásico y a veces granates. Cristales de moscovita, feldespato potásico y turmalina integran algunas pegmatitas, en ocasiones presentan textura gráfica (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Aplitas, estas rocas se encuentran intrusionando a los niveles superiores de la formación Chazumba, Presenta aspecto afanítico y en sección delgada se identifican cristales de cuarzo, feldespato potásico y moscovita (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Estos cuerpos se formaron en una zona de la corteza por debajo del nivel de migmatización, es decir, la Migmatita Magdalena, en estas condiciones las rocas se deshidratan comenzando la granulitización, con la presencia de agua las rocas de composición pelítica comienzan a fundir parcialmente (Ortega-Gutiérrez, 1978).

En el área donde aflora el lente máfico-ultramáfico de Tepejillo-San Miguel Ixtapan, también se encuentran aflorando cuerpos no deformados de diques graníticos que cortan al lente. Un dique se encuentra cortando el límite norte del cuerpo cortando a su vez a la foliación. Otro dique corta pliegues relacionado con la última fase de deformación de los cuerpos ultramáficos (Keppie et al., 2004).

CAPÍTULO 4 PETROGRAFÍA

A continuación, se presentan los resultados obtenidos del análisis petrográfico, realizado a las muestras que fueron colectadas en campo y seleccionadas por ser representativas de las unidades estudiadas. La localización, la unidad a la que pertenece y tipo de muestras se encuentra en la tabla 4.1.

Previo al análisis petrográfico, las muestras fueron estudiadas macroscópicamente utilizando lupa de 10X, se obtuvo la mineralogía y la textura observables. El análisis petrográfico consistió en la descripción de secciones delgadas, se describieron las variedades mineralógicas presentes, así como la relación entre ellas y la textura observada en cada muestra, para otorgarle un nombre a la roca con ayuda de los porcentajes minerales. Estas láminas fueron elaboradas por el taller de laminación del Centro de Geociencias UNAM campus Juriquilla, en Querétaro.

Las fotografías de las secciones delgadas que se presentan, fueron obtenidas con ayuda de una cámara digital Canon acoplada a un microscopio Carl Zeiss modelo AXIOLAP, utilizando el software Axio Vision.



Figura 4.1 Fotografía panorámica donde se ve aflorando las rocas ultramáficas en un tono rojizo, se observa un cuerpo granítico que forma parte de los Diques San Miguel, que corta a la secuencia metasedimentaria, generando una apariencia escarpada donde sobresale.

Se reconocieron rocas máfica-ultramáficas aflorando en forma de lente, se encontraron diques graníticos y granitos pegmatíticos, un dique de composición intermedia de grano fino, intrusionando la secuencia metasedimentaria, Litodema Chazumba, que alberga a los lentes máficos-ultramáficos.

A partir de las similitudes entre algunas de las rocas colectadas, se decidió agruparlas para ayudar en la descripción petrográfica de las mismas.

Tabla 4.1 Tabla con información de las rocas colectadas.

Clave	Roca	Unidad estratigráfica	Coordenadas	
			14Q	
			X (mE)	Y (mN)
SMI-1	Metagabro	Litodema Chazumba (lente máfico-ultramáfico)	623855	1996407
SMI-2	Metagabro	Litodema Chazumba (lente máfico-ultramáfico)	623837	1996416
SMI-3	Metapiroxenita con olivino	Litodema Chazumba (lente máfico-ultramáfico)	623740	1996583
SMI-4	Metapiroxenita	Litodema Chazumba (lente máfico-ultramáfico)	623775	1996599
SMI-5	Dolerita	Formación Huajuapán	623770	1996594
SMI-6	Pegmatita de flogopita y turmalina	Diques San Miguel	623724	1996813
SMI-7	Metapiroxenita	Litodema Chazumba (lente máfico-ultramáfico)	623711	1996880
SMI-8	Metapiroxenita	Litodema Chazumba (lente máfico-ultramáfico)	623724	1996905
SMI-9	Metapiroxenita	Litodema Chazumba (lente máfico-ultramáfico)	623778	1996930
SMI-10	Granito de biotita	Diques San Miguel	623878	1996777
SMI-11	Granito pegmatítico de granate	Diques San Miguel	623850	1996626
SMI-12	Esquisto psamítico	Litodema Chazumba (secuencia metasedimentaria)	624131	1996421
SMI-13	Granito permatítico de micas	Diques San Miguel	624100	1996421

Para la definir los contactos litológicos se realizó un caminamiento por el área de estudio, obteniendo los puntos GPS y con ayuda de imágenes satelitales de Google Earth se corroboró la información y se dio más detalle al mapa. La elaboración del mapa se realizó en el software QGIS, usando los metadatos de la carta topográfica Petlalcingo (E14B84). La asignación de los colores fue en base a los ambientes genéticos de las unidades y los patrones litológicos fueron tomados de la red de acervos digitales del United States Geological Survey. El mapa resultado de este proceso se encuentra en el Anexo 2.

En la tabla 4.2 se muestran las abreviaciones utilizadas para indicar los minerales identificados en las secciones delgadas.

Tabla 4.2 Abreviaciones de minerales basadas en Whitney y Evans (2010).

Abreviación	Mineral	Abreviación	Mineral
Bt	Biotita	Ms	Moscovita
Chl	Clorita	Opq	Minerales opacos
Qz	Cuarzo	Ol	Olivino
Cam	Clinoanfíbol	Oam	Ortoanfíbol
Cpx	Clinopiroxeno	Pl	Plagioclasa
Kfs	Feldespató potásico	Ser	Sericita
Phl	Flogopita	Srp	Serpentina
Grt	Granate	Tlc	Talco
Mc	Microclina	Zrn	Zircón

4.1 Metagabro

Este tipo de roca se asocia a las rocas ultramáficas, no se observa un contacto definido entre ellas. Afloran en forma de lente dentro de la secuencia metasedimentaria, observándose una relación de corte.

Las muestras de metagabro fueron colectadas en la ladera del cerro, se obtuvieron dos muestras debido a que se observaban diferencias en las proporciones minerales y el tamaño de grano vistas durante el caminamiento de la zona.



Figura 4.2 Metagabro asociado a las rocas ultramáficas, aflorando en la ladera del cerro inmediato al poblado de San Miguel Ixtapan, se observa el cambio de coloración en la superficie fresca y la alterada.

El primer metagabro, con tamaño de grano medio, presenta un color marrón claro y rojizo por el efecto de la meteorización, al fresco se observan minerales con hábito granular en un tono marrón verdoso, y otros de hábito tabular color blanco, siendo anfíbol y plagioclasa respectivamente. La roca presenta una textura relictiva fanerítica equigranular hipidiomórfica. Los minerales de alteración son óxidos y arcillas.

El segundo metagabro es muy similar mineralógicamente a la muestra antes descrita, la diferencia principal es el aumento en el tamaño de los cristales de plagioclasa y anfíbol, a grano grueso.

En sección delgada las muestras presentan una textura magmática relictiva de tipo holocristalina hipidiomórfica. No se observó foliación a nivel microscópico.

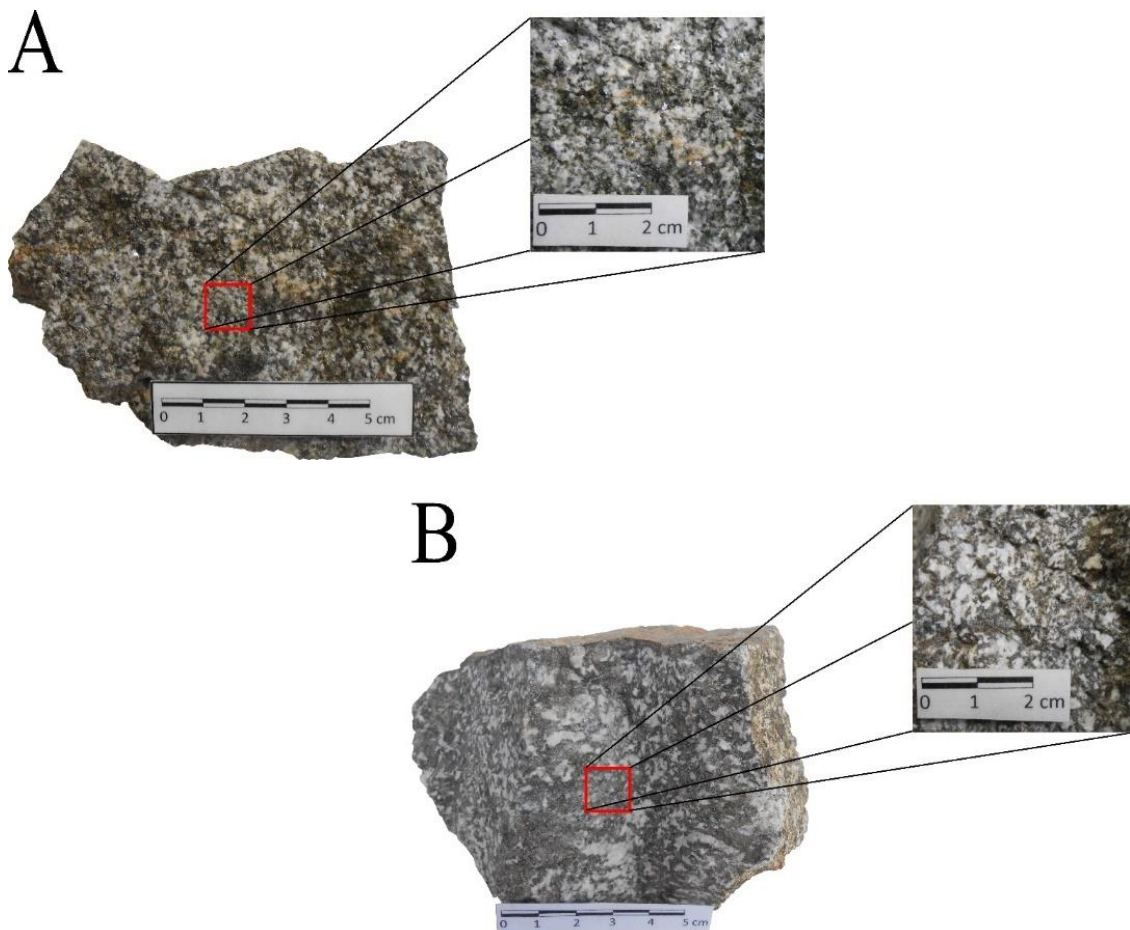


Figura 4.3 Muestras de mano de metagabro. A) Metagabro de grano medio, observamos la textura de la roca y zonas rojizas debido a la meteorización. B) Metagabro de grano grueso, se observa la diferencia de tamaño con la muestra anterior.

La paragénesis primaria se constituye por plagioclasa intermedia + clinoanfíbol + minerales opacos. Como paragénesis secundaria observamos sericita y óxidos e hidróxidos de hierro.

La plagioclasa está en un alto grado de alteración a sericita, son pocos los ejemplares que se observan en buen estado y se observa en proporciones similares al anfíbol en ambas rocas (Figura 4.4 A y Figura 4.4 B). Los cristales más sanos son de tamaño mediano a grueso, presentan contactos longitudinales respecto a las demás fases, dependiendo el grado de alteración los contactos se van irregularizando. En algunos cristales todavía podemos observar maclado polisintético, característico de las plagioclasas (Figura 4.4 D). En la figura 4.4 C se observa un cristal de plagioclasa que fue cortado paralelamente al plano de macla, razón por la cual no se aprecia el maclado polisintético.

La sericita está reemplazando a las plagioclasas en distintos grados desde incipiente a total, ocasionando pseudomorfismo, se observan microcristales en forma de parches dentro de la plagioclasa.

El clinoanfíbol tiene la misma abundancia porcentual que las plagioclasas. Se presentan como cristales subhedrales a anhedrales de grano medio a grueso con hábito tabular, algunos cristales presentan alteración a óxidos e hidróxidos de hierro. Presenta contactos longitudinales e irregulares con las demás fases minerales.

El clinoanfíbol al estar asociado con la plagioclasa nos indica que los gabros sufrieron un metamorfismo que alcanzó la facies de anfíbolita. Algunos cristales presentan zoneamiento lo cual nos puede indicar que este mineral está sufriendo un proceso de transformación a otra fase, proceso debido al cambio de condiciones a los que se vio sometido la roca, indicándonos un proceso retrógrado en el metamorfismo. Dentro del clinoanfíbol podemos observar algunas inclusiones de minerales opacos, de forma irregular y grano muy fino.

Los minerales opacos son microcristales anhedrales, se encuentran asociados a los cristales de clinoanfíbol como inclusiones y otros los encontramos en los espacios intersticiales entre las plagioclasas (Figura 4.4 E).

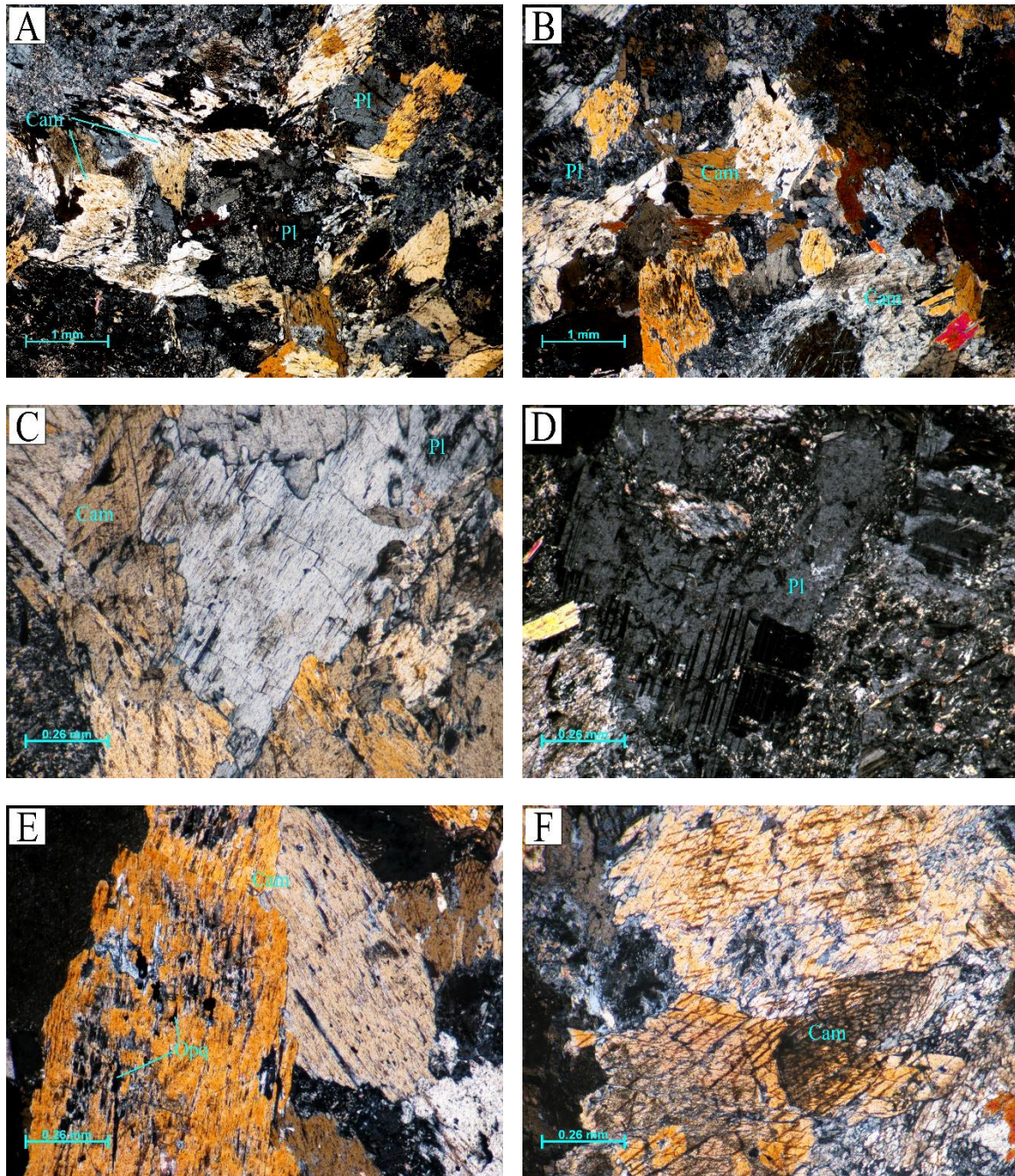


Figura 4.4 Fotomicrografías de metagabro. A) Mosaico de plagioclasa de grano medio-grueso y clinoanfíbol de grano medio, se observan contactos irregulares entre los cristales de plagioclasa. B) Mosaico de plagioclasa y clinoanfíbol, se aprecia el cambio de tamaño de grano del anfíbol, pasa de medio a grueso. C) Cristal de plagioclasa cortado paralelamente al plano de macla, en contacto con clinoanfíbol. D) Maclado polisintético en plagioclasa, la mayoría de los cristales se encuentran sericitizados, pocos están sanos. E) Cristal de clinoanfíbol con inclusiones de opacos. F) Crucero en dos direcciones en cristales de clinoanfíbol.

4.2 Metapiroxenita

Este tipo de roca se encuentra aflorando en forma de lentes dentro de la secuencia metasedimentaria, Formación Chazumba, asociados a metagabro. Son las rocas más abundantes en el lente.

Dadas las características mineralógicas que estas rocas presentan, es muy apreciable la alteración que sufren por las condiciones superficiales, meteorización, por esta razón las rocas adquieren un color marrón rojizo, producto de la oxidación de los minerales.



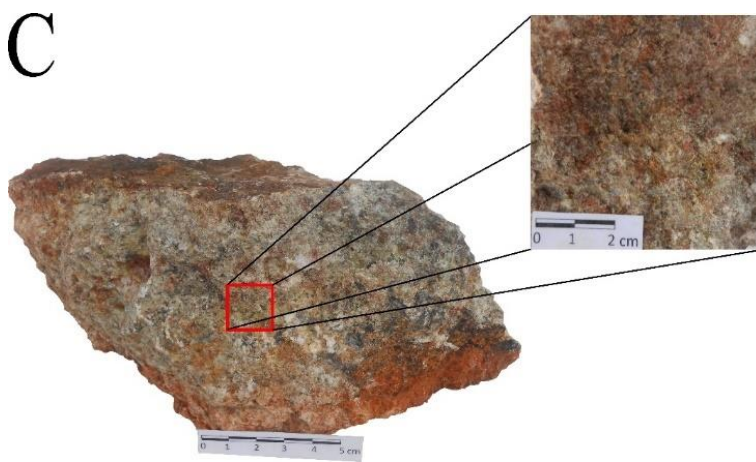
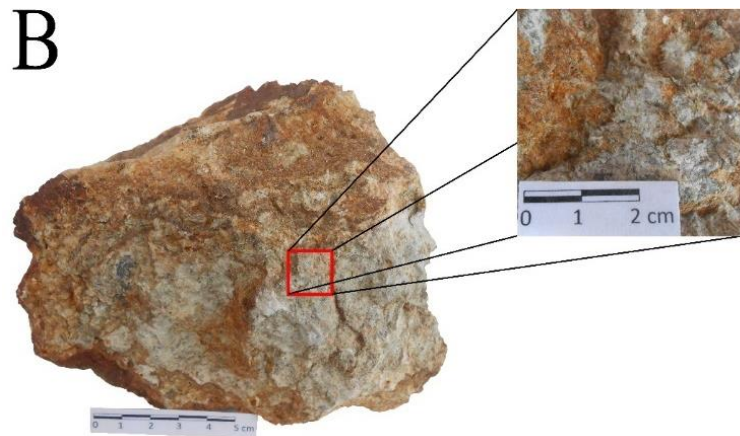
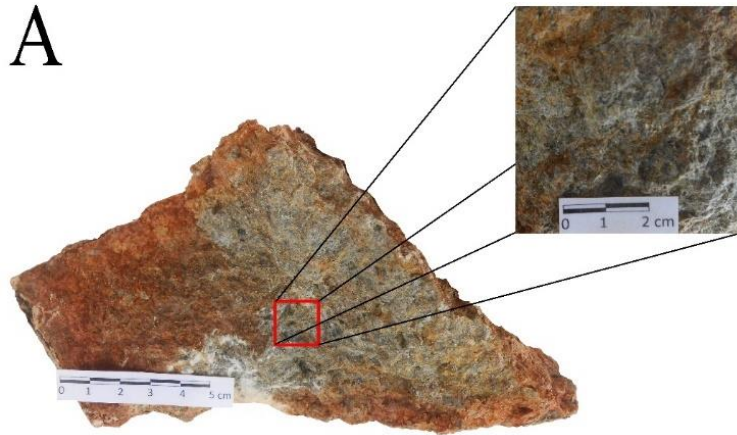
Figura 4.5 Afloramiento de rocas ultramáficas, se observa un color rojizo debido a la meteorización de las mismas, dispuestos de manera discordante en la secuencia metasedimentaria.

Se colectaron un total de 5 muestras provenientes de este lente, con el fin de observar variaciones en la mineralogía, cambios en la textura y alteraciones en las rocas.

De los ejemplares colectados, 3 de las muestras son muy similares, al fresco tienen un color gris verdoso y se observan zonas con tonos más oscuros. Presentan textura relictiva, ya que se conserva la textura fanerítica del protolito, además de no presentar foliación o algún lineamiento mineral producto del metamorfismo.

Con respecto a los minerales, existe una fase abundante en las 5 rocas, a simple vista no se puede identificar, pero podemos observar que tienen un hábito fibroso, radial y presenta color verde en distintas tonalidades, probablemente se trate de algún anfíbol. También podemos inferir la presencia de minerales opacos, ya que la oxidación observada es producto de la alteración de estos minerales.

Dentro de las muestras restantes, una de ellas presenta acumulaciones de óxido rodeados de minerales color marrón amarillento de hábito fibroso. Y la última muestra presenta un grado de alteración mayor, además de presentar talco, indicándonos la alteración de minerales ferromagnesianos.



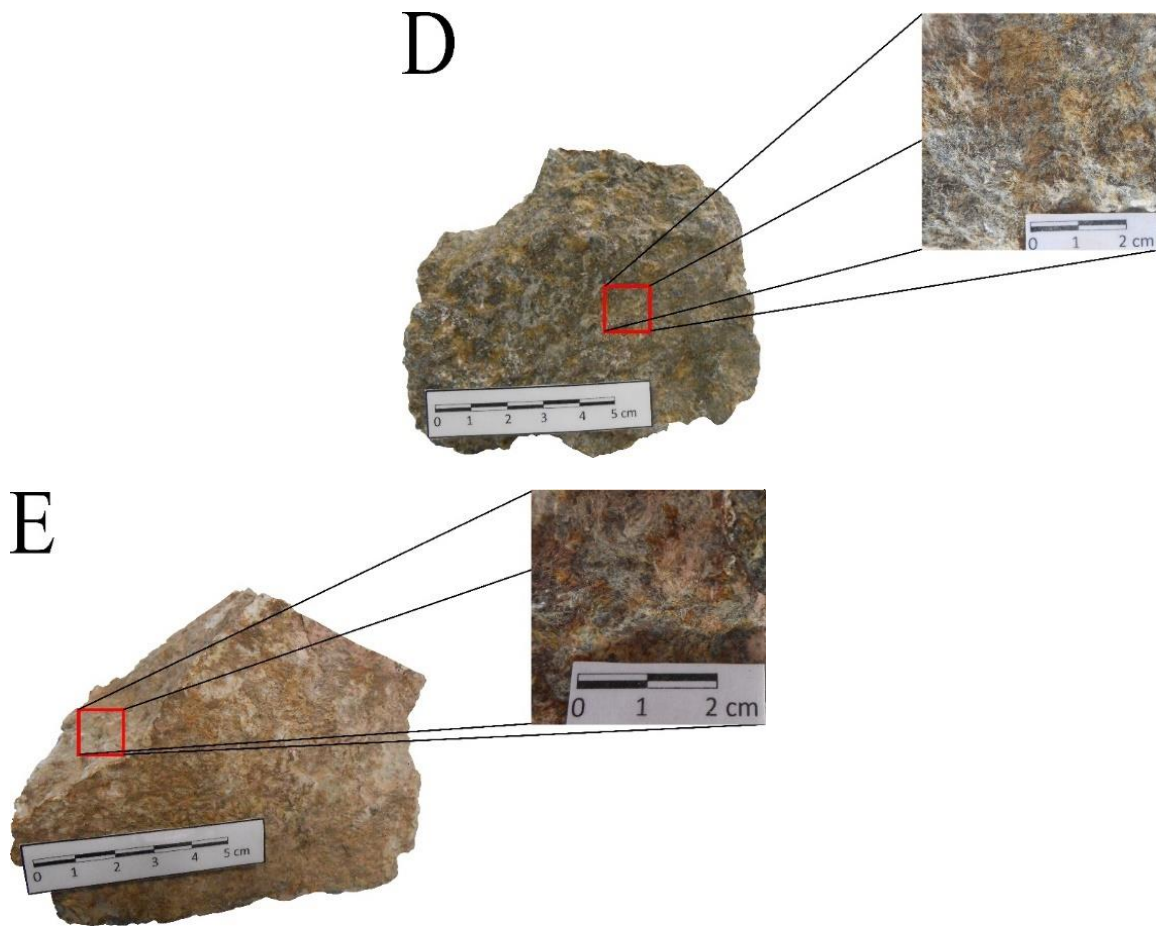


Figura 4.6 Muestras de mano de las metapiroxenita. A) Metapiroxenita con olivino. B) y C) Muestras de metapiroxenitas. D) Metapiroxenita donde se aprecian acumulaciones de óxidos e hidróxidos de hierro. E) Metapiroxenita con mayor grado de alteración evidenciado por el aumento de talco y serpentina.

En las láminas delgadas podemos observar que todas las rocas presentan una textura magmática relictas de tipo holocristalina hipidiomórfica. No se observa foliación a nivel microscópico.

Como paragénesis primaria tenemos ortoanfíbol + minerales opacos \pm olivino, y la paragénesis secundaria se conforma por clorita + talco + serpentina y óxidos e hidróxidos de hierro.

El olivino lo encontramos como cristales anhedrales de tamaño medio a grueso, todos ellos se encuentran fracturados, dentro de estas fracturas el olivino se está alterando. Tiene

contactos irregulares con las demás fases y se encuentra en baja proporción, en una sola muestra proveniente del lente ultramáfico (Figura 4.7 A). Debido a presentar alto relieve y colores de birrefringencia entre 2do y 3er orden, es posible identificarlo. La serpentina es el producto de la alteración del olivino, esta se ubica dentro de las fracturas y podemos observar minerales opacos asociados a este mineral (Figura 4.7 F).

El ortoanfíbol se presenta en todas las muestras de metapiroxenita y es el mineral de mayor abundancia, se presenta como cristales subhedrales-euhedrales de tamaño fino a grueso, presentan hábito fibroso y acicular (Figura 4.8 B), en algunos cristales unitarios. Sus contactos con el resto de las fases son longitudinales. Los cristales de mayor tamaño presentan inclusiones de minerales opacos, lo cual produce una zonación dentro del mismo (Figura 4.8 A), esto puede atribuirse a la transformación a otra fase por cambios en las condiciones de formación, indicando un proceso retrogrado en el metamorfismo, ya que algunas reacciones minerales tienen como producto la generación de minerales opacos del grupo de los óxidos.

De las cinco muestras, una presenta matriz de grano fino de ortoanfíbol y algunos cristales de grano medio (Figura 4.7 B). Este mineral tiene propiedades ópticas muy particulares que lo distinguen de los otros miembros del grupo de los anfíboles, al pertenecer al sistema ortorrómbico posee extinción simétrica o paralela dependiendo el corte donde se observe, esta es la propiedad que caracteriza a este mineral, además de estar relacionado a rocas metamórficas ultramáficas de medio a alto grado.

El ortoanfíbol se encuentra alterándose a talco (Figura 4.8 D), esta fase se encuentra como pequeños parches, con birrefringencia de tercer orden, dentro de los cristales, otro producto de la alteración de este mineral es la serpentina, pero este mineral se ubica en los límites de los cristales. En cuatro muestras la alteración apenas es notoria, en la quinta podemos observar una alteración más intensa (Figura 4.8 E).

La clorita está presente en las 5 muestras, pero en baja proporción, se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de grano fino, y muestra un hábito en forma de hojuelas. En una muestra llega a presentar tamaño de grano mayor, de media a grueso asociado a cristales de antofilita (Figura 4.8 C). Las principales propiedades que ayudan a reconocer esta fase son su birrefringencia de primer orden, llegando a confundirse con la serpentina, pero por tener relieve moderado se distingue de este mineral.

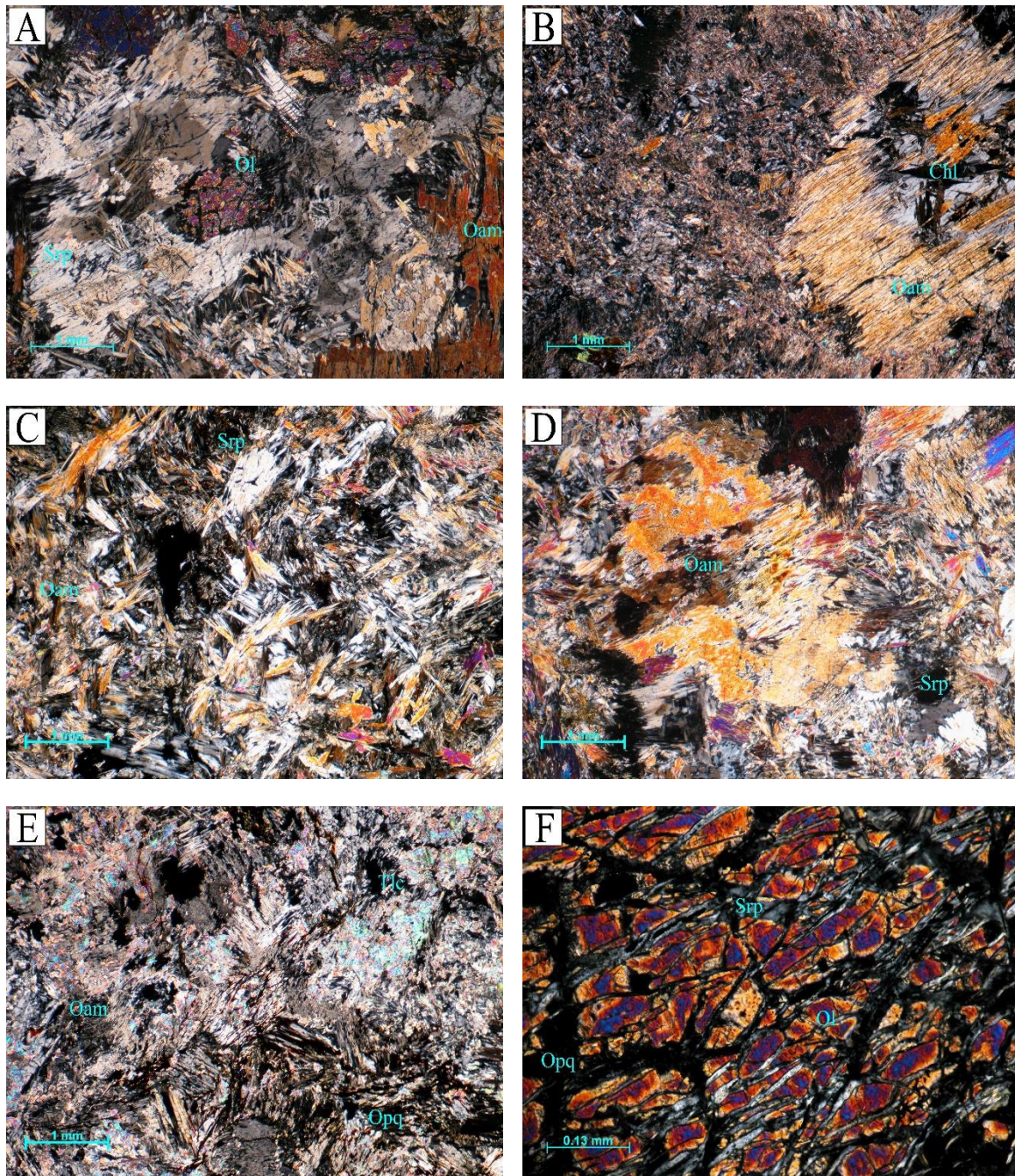


Figura 4.7 Fotomicrografías de metapiroxenita. A) Metapiroxenita con olivino. B) Metapiroxenita con cristales de grano fino de ortoanfíbol, se pueden observar cristales de mayor tamaño de ortoanfíbol y clorita. C) Metapiroxenita constituida totalmente por cristales medios-finos de ortoanfíbol. D) Metapiroxenita similar al ejemplar anterior, solo se observa variación en el tamaño de grano. E) Metapiroxenita con alto grado de alteración, por la presencia de talco y por la acumulación de minerales opacos. F) Cristal de olivino fracturado, dentro de las fracturas observamos serpentina y minerales opacos.

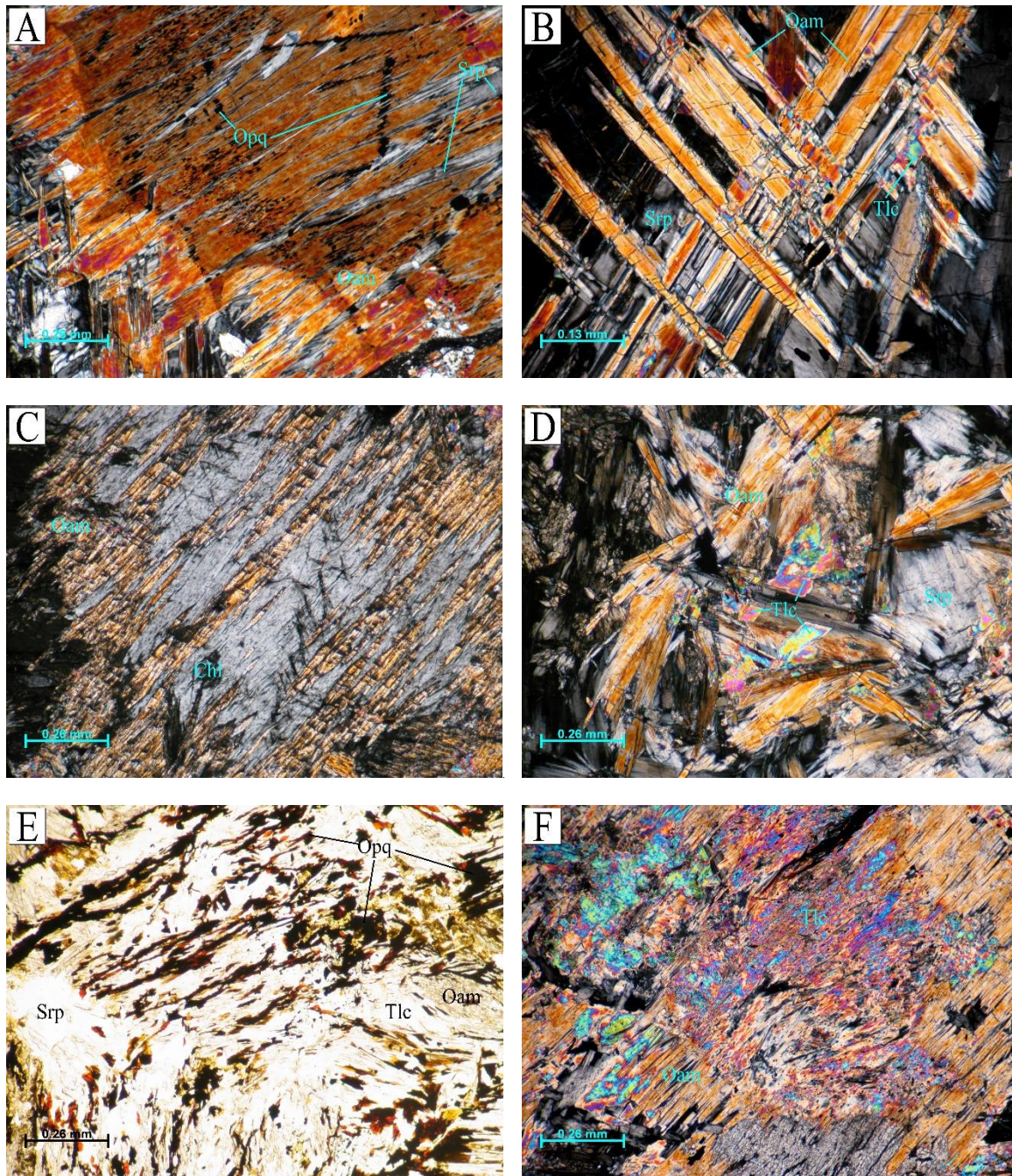


Figura 4.8 Fotomicrografías de metapiroxenita. A) Minerales opacos incluidos en un cristal de antofilita, esto produce una diferenciación dentro del cristal. B) Cristales fibrosos de ortoanfíbol, algunas zonas se encuentran alterándose a talco y serpentina. C) Cristales de ortoanfíbol y clorita de mayor tamaño, resaltando en una matriz de grano fino de ortoanfíbol. D) Alteración a serpentina y talco de un cristal de ortoanfíbol. E) Acumulación de minerales opacos asociado a serpentina y talco. F) Alteración de un cristal de ortoanfíbol, donde se observa que al talco producto de la alteración se asocian minerales opacos de grano fino.

4.3 Esquisto psamítico

Forma parte de la secuencia metasedimentaria, Litodema Chazumba, estas rocas presentan varios eventos de deformación y se observa una intercalación entre rocas con protolito pelítico y cuarzo-feldespático.

La muestra presenta un color gris claro y estructura bandeada, se logran observar bandas formadas de cuarzo generando una textura xenoblástica y bandas con una textura tipo lepidoblástica debido a la presencia de micas. La muestra presenta deformación por que las texturas antes mencionadas están plegadas, generando una textura sobreimpuesta. Los minerales que se observan son micas de color marrón oscuro con hábito laminar y lustre nacarado, granos finos de cuarzo y por último se observan minerales blancos de forma tabular siguiendo la dirección de la foliación. Debido a la meteorización algunas zonas presentan coloración marrón rojizo claro.

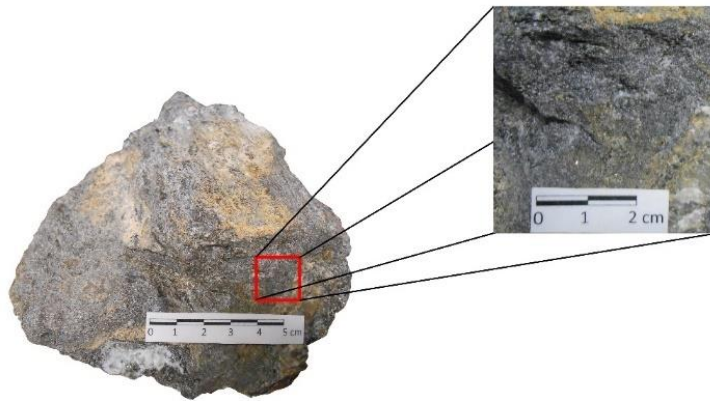


Figura 4.9 Muestra de mano del esquisto psamítico, se observan bandas de cuarzo de espesor variable entre 0.5 a 1.5 cm.

La muestra en lámina delgada presenta dos tipos de texturas; una textura lepidoblástica otorgada por la orientación de micas y otra xenoblástica donde abundan el cuarzo y feldespatos.

La paragénesis primaria consta de cuarzo + feldespato potásico + plagioclasas de composición intermedia + biotita + moscovita + minerales opacos + zircón y como paragénesis secundaria tenemos clorita + sericita.

El cuarzo es de las fases más abundante, se encuentra como granos anhedrales de tamaño medio a grueso, forma bandeamientos conformado por un mosaico de cristales, otorgando

una textura xenoblástica. Muestra contactos cóncavo-convexos, rectos y puntos triples con otros cristales de cuarzo y feldespatos. Junto con el feldespato potásico forma acumulaciones aisladas dentro de la matriz foliada (Figura 4.10 B). En algunos cristales podemos observar mirmequitas, ex-soluciones de cuarzo en plagioclasa, que indican un aumento en la temperatura (Figura 4.10 D).

El feldespato potásico y la plagioclasa intermedias forman un mosaico granular, junto con el cuarzo dan lugar a una textura xenoblástica en la matriz, ambos con contactos suturados y cóncavo-convexos con las demás fases, las plagioclasas llegan a exhibir contactos rectos en algunos cristales. Los feldespatos se presentan como granos anhedrales de tamaño medio a grueso y muy pocos ejemplares exhiben algún tipo de maclado. La plagioclasa se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de mediano tamaño con hábito tabular y exhiben maclado polisintético. Ambos minerales se encuentran alterándose a sericita, esta alteración no presenta gran intensidad.

La biotita es la mica más abundante aparece como granos subhedrales a euhedrales en forma de listones fibrosos, presenta contactos longitudinales con las otras fases. Este mineral junto con la moscovita otorga la foliación de tipo lepidoblástica a la parte de la matriz donde abundan (Figura 4.10 A). Algunos ejemplares presentan inclusiones de zircón lo cual produce un halo de pleocroísmo (Figura 4.10 E).

La clorita la encontramos reemplazando a algunos cristales de biotita, generando pseudomorfismo, se observa el cambio en las propiedades ópticas, con ello nos ayudamos a diferenciar estas fases.

La moscovita se diferencia de la biotita por carecer de color y pleocroísmo, así como sus colores de birrefringencia. Se muestra como granos anhedrales a subhedrales en forma listonada. Hace contacto de tipo longitudinal con las demás fases. Algunos ejemplares presentan alto grado de corrosión en sus bordes (Figura 4.10 F), probablemente producido por las condiciones a las que se sometieron, causando inestabilidad del mineral.

Los minerales opacos los podemos encontrar como inclusiones dentro de las micas, tanto de la biotita como de la moscovita (Figura 4.10 C). Otros cristales los encontramos en los espacios intersticiales de la matriz foliada.

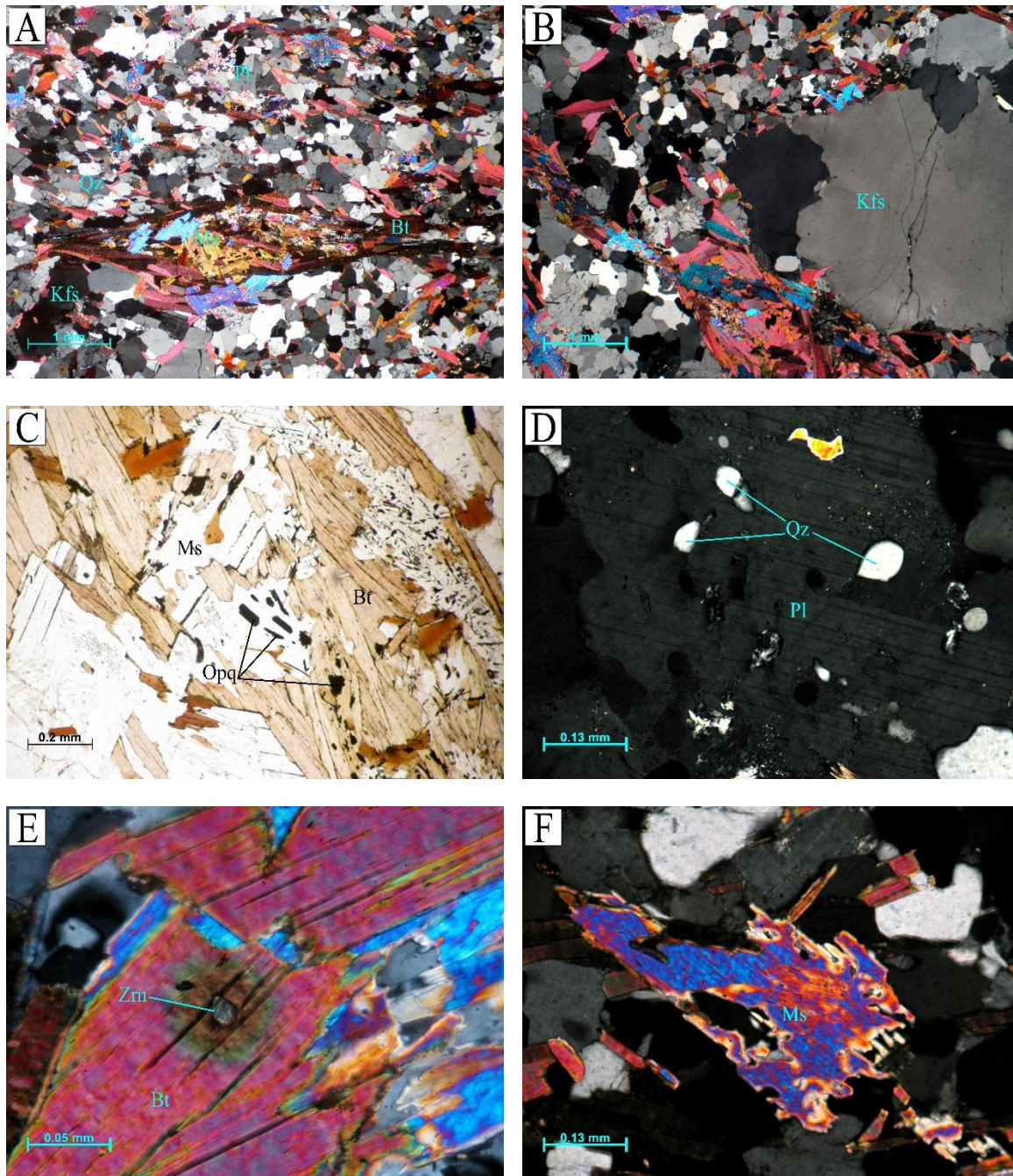


Figura 4.10 Fotomicrografías del esquistó psamítico. A) Mosaico de cristales constituidos por cuarzo, feldespato y micas, estas últimas otorgan a la roca una foliación de tipo lepidoblástica. B) Acumulación de feldespato y cuarzo, que son rodeados por una matriz de grano fino constituida por cuarzo, feldespato y micas. C) Inclusión de minerales opacos dentro de biotita y moscovita. D) Exsolución de cuarzo en cristal de plagioclasa, textura mirmequítica. E) Inclusión de zircón en cristal de biotita, produciendo un halo de pleocroísmo. F) Cristal de moscovita que exhibe sus bordes altamente corroídos.

4.4 Cuerpos intrusivos

4.4.1 Pegmatita de flogopita y turmalina

Esta roca presenta un carácter intrusivo, se ubica cerca de las rocas ultramáficas y no muestra alguna tendencia estructural, como se observa en la figura 4.11. fue muestreada de una pared rocosa, se observa que hay una clase de zoneamiento dentro de la pegmatita, donde la parte blanca tiene abundancia de cuarzo y feldespato, y en la zona color marrón claro se aprecia la abundancia de micas marrón y minerales fibrosos, esta última parte presenta un lineamiento debido al acomodo de las fases minerales, además de resultar muy deleznable y poco competente, al grado de desintegrarse manualmente.

Los minerales presentes son micas de color marrón oscuro y minerales fibrosos de color marrón muy claro, cuarzo, feldespato. Esta roca presenta macrocristales de turmalina color marrón oscuro y apatito, ubicados entre los límites de las zonas de cuarzo-feldespato y de micas-minerales fibrosos. Por acción de la meteorización hay zonas con color amarillo rojizo.



Figura 4.11 En esta fotografía se observa la zonación de la pegmatita de flogopita y turmalina, reconocible por el cambio de color. La metapiroxenita sobreyace a esta roca, reconocibles por su color oscuro y el color producto de la meteorización. Se observa la relación de corte entre ambas rocas.

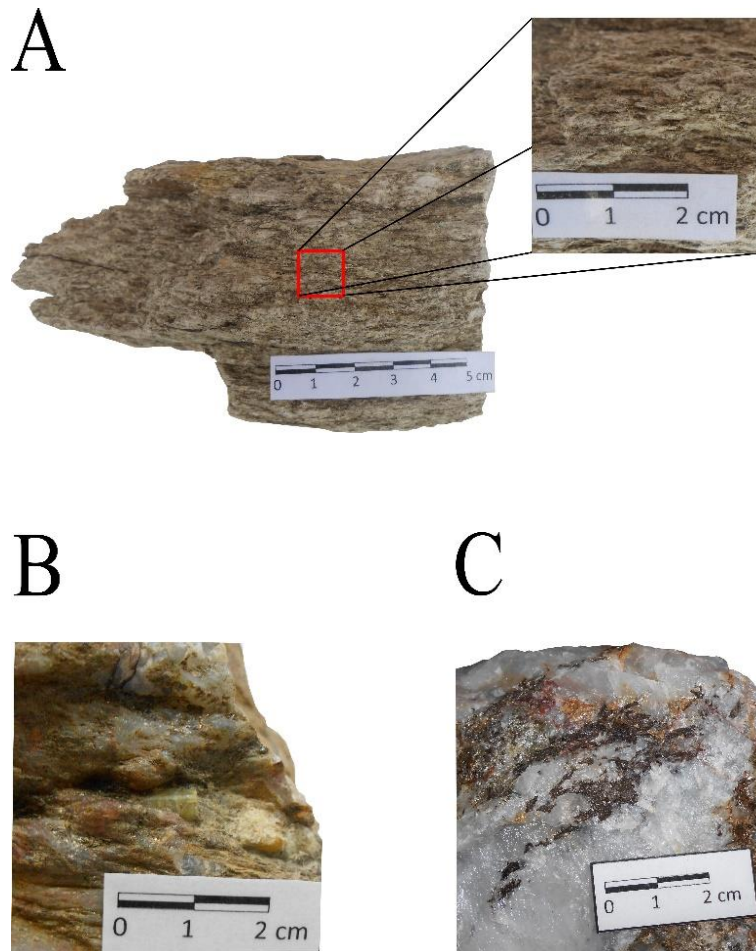


Figura 4.12 Muestras de mano de la pegmatita de flogopita, A) Se observa la lineación originada por la orientación de las micas y minerales fibrosos. B) Cristal de apatito. C) Cristales de turmalina marrón oscuro sobre una masa de cristales de cuarzo y feldespato.

Se realizó lámina delgada de la zona constituida de micas y minerales fibrosos por la variedad mineralógica que puede presentar. La zona constituida por cuarzo y feldespato no fue considerada para estudio petrográfico debido a la simplicidad en la mineralogía.

En lámina delgada la roca se observa una lineación por parte de los minerales principalmente por las micas.

La paragénesis primaria consta de flogopita + ortoanfíbol + granate + cuarzo + minerales opacos

La flogopita es la fase mineral de mayor tamaño, presentan un hábito listonado fibroso, los cristales tienen forma subhedral a euhedral de grano medio a grueso, tienen contactos longitudinales con las demás fases. Algunos cristales presentan inclusiones de zircón, llegando a apreciar halos de pleocroísmo. Este mineral junto con los anfíboles define la

lineación de la roca (Figura 4.13 A y B). Algunos cristales presentan signos de deformación, observando que se presentan como sigmoides orientados con la lineación mineral (Figura 4.13 E).

El ortoanfíbol se observan como cristales finos de forma subhedral a euhedral con hábito fibroso, presentan contactos longitudinales con las demás fases minerales. Forman parte de la matriz y son diferenciables por su extinción recta, birrefringencia y hábito (Figura 4.13 D). En esta roca a diferencia de la metapiroxenita el ortoanfíbol no presenta alteración a serpentina y/o talco.

El cuarzo es una de las fases de menor porcentaje, lo podemos encontrar como cristales de grano medio subhedrales de hábito granular, con las demás fases presenta contactos rectos (Figura 4.13 C), entre otros cristales de cuarzo se observan contactos cóncavo-convexos (Figura 4.13 F). Se diferencia de los demás minerales por tener colores de birrefringencia de primer orden, tener un relieve bajo y figura uniáxica positiva.

El granate es de las fases minerales menos abundantes, son cristales finos anhedrales a subhedrales de hábito granular, reconocibles por su alto relieve y por tener comportamiento isotrópico al cruzar nicoles. La mayor parte de los granates se encuentran asociados a la flogopita, creciendo entre los espacios intersticiales de los cristales de flogopita, algunos otros están embebidos en la matriz conformada de anfíboles (Figura 4.13 A).

Minerales opacos estas fases son las de menor porcentaje, los encontramos como microcristales con hábito granular en los espacios intersticiales, sin asociarse a un mineral en particular.

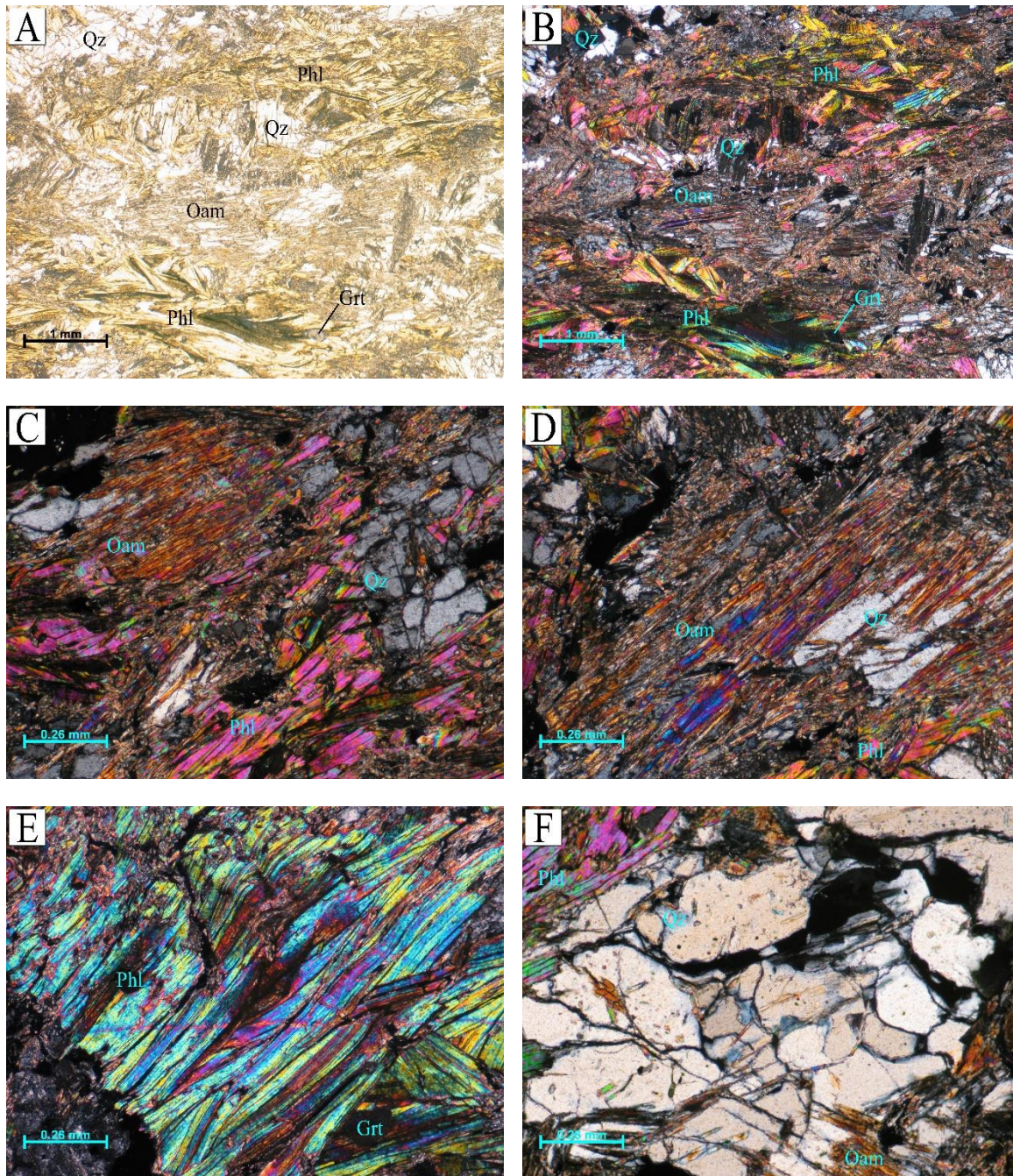


Figura 4.13 Fotomicrografías de la pegmatita de flogopita y turmalina A) Plano general con luz polarizada, es posible observar la abundancia de la flogopita respecto al ortoanfíbol. B) Plano general con nícoles cruzados, las distintas birrefringencias ayudan a distinguir la mineralogía de la roca. C) Los anfíboles y las micas definen la lineación de la roca, mientras que el cuarzo funge como fenocristal. D) Cristales fibrosos de ortoanfíbol, en algunas zonas se logra apreciar la presencia de cuarzo. E) Cristales deformados de flogopita, asociado a estos cristales observamos un cristal de granate. F) Cristales anhedrales de cuarzo, dentro se observan algunos cristales de anfíbol.

4.4.2 Dolerita

Esta roca intrusiva a la secuencia metasedimentaria. La muestra fue colectada en la ladera del cerro, en la zona donde afloraba se observaba que sobresale del terreno y el color cambia respecto a roca que se encuentra intrusionando. Presenta meteorización observándose un color rojizo y al fresco es de color gris verdoso, se observa una textura afanítica y es muy difícil distinguir minerales, en algunas zonas se observan minerales con un hábito tabular de color negro muy probablemente sean anfíbol o piroxeno y cristales blancos correspondientes a plagioclasa.



Figura 4.14 Fotografía de la dolerita aflorando, se observa una relación de corte con la secuencia de rocas psamíticas metamorfoseadas.

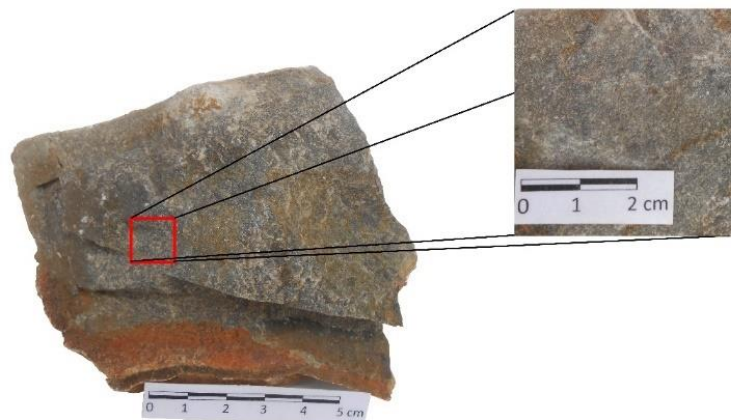


Figura 4.15 Muestra de mano de la dolerita, a simple vista no se distinguen minerales lo que le da una textura afanítica.

En sección delgada se distinguen tres especies como paragénesis primaria: plagioclasa cálcica + clinopiroxeno + minerales opacos y como paragénesis secundaria sericita.

Muestra una textura microlítica de tipo subofítica, se observa una lineación incipiente debido a la orientación sub-paralela de las fases minerales (Figura 4.16 A y Figura 4.16 B).

El clinopiroxeno presenta formas euhedrales y subhedrales con tamaño de grano microcristalino a grano fino con hábito tabular, exhibe contactos longitudinales con las demás fases y con nícoles cruzados tiene colores de birrefringencia de segundo orden con una extinción oblicua entre 40° y 50° . Prácticamente no muestran alteraciones ni alguna inclusión.

La plagioclasa es distinguible por su maclado polisintético y por sus colores de primer orden respecto a la birrefringencia. Su tamaño varía entre microcristalino a grano fino, se observa que tiene contactos longitudinales con los demás minerales, los cristales tienen formas subhedrales a euhedrales con un hábito tabular (Figura 4.16 D). Por lo general se observan sanos los cristales, en las zonas más expuestas a los agentes de la meteorización se observa que se alteran a sericita.

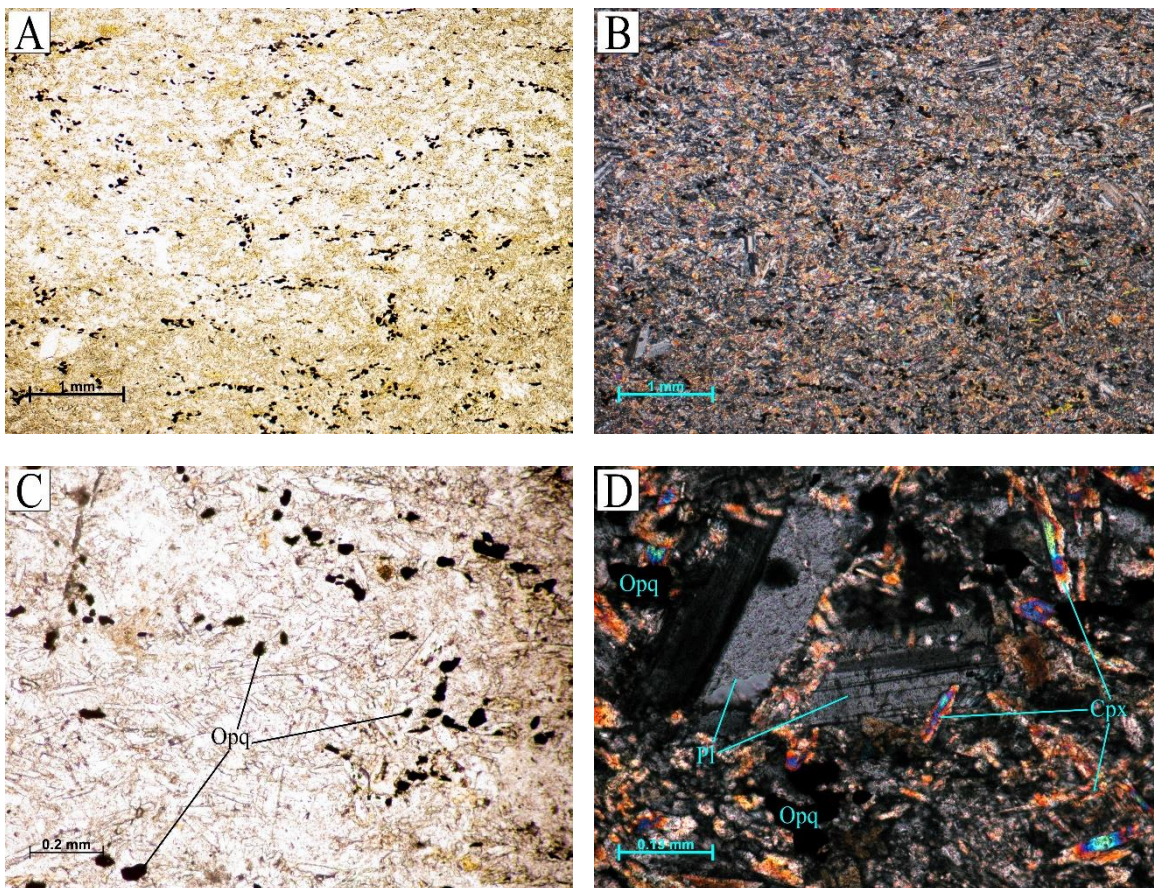


Figura 4.16 Fotomicrografías de dolerita. A) Lineación mineral incipiente otorgada por los cristales de plagioclasa y clinopiroxeno, los minerales opacos también exhiben esta textura. B) Plagioclasa y clinopiroxeno vistos con nícoles cruzados. C) Minerales opacos ocupando intersticialmente los espacios entre plagioclasa y clinopiroxeno. D) Fenocristales de plagioclasa con maclado polisintético, dentro de una matriz de cristales de grano fino de clinopiroxeno y plagioclasa.

Asociados a estos minerales hay un gran porcentaje de minerales opacos, son microcristales de hábito granular (Figura 4.16 C), se ubican intersticialmente entre los cristales de clinopiroxeno y plagioclasa, formando lineamiento entre ellos.

4.4.3 Granito y granitos pegmatíticos

Estas rocas intrusionan a la secuencia metasedimentaria, no muestran algún control estructural que domine su disposición. Las podemos encontrar en distintos niveles de la Formación Chazumba. Este conjunto de diques y pegmatitas sin deformar corresponden a la formación denominada Diques San Miguel.

Estas muestras fueron colectadas en el puerto del cerro y una cercana a la orilla del río Tonto. Se colectaron 3 muestras de granitos, dado que se observaban diferencias mineralógicas, así como cambio en el tamaño de grano.

El granito de grano medio (Figura 4.17) presenta una textura fanerítica equigranular, tiene un color rojizo debido a la meteorización y en la parte fresca se observan minerales transparentes de hábito granular que corresponde al cuarzo, blancos con hábito tabular siendo feldespatos potásicos y plagioclasas sódicas por último de color marrón oscuro con lustre nacarado y hábito laminar correspondiendo a mica oscura.



Figura 4.17 Fotografía tomada al granito aflorando en la ladera del cerro inmediato al poblado de San Miguel Ixtapan, se observa su estructura en forma de dique que corta a la secuencia metasedimentaria.

La muestra de granito pegmatítico con granate tiene un color marrón rojizo debido a la meteorización y presenta la misma textura que la muestra anterior, sin embargo, el tamaño de grano aumenta, siendo esta característica y la mineralogía los factores para indicar que se

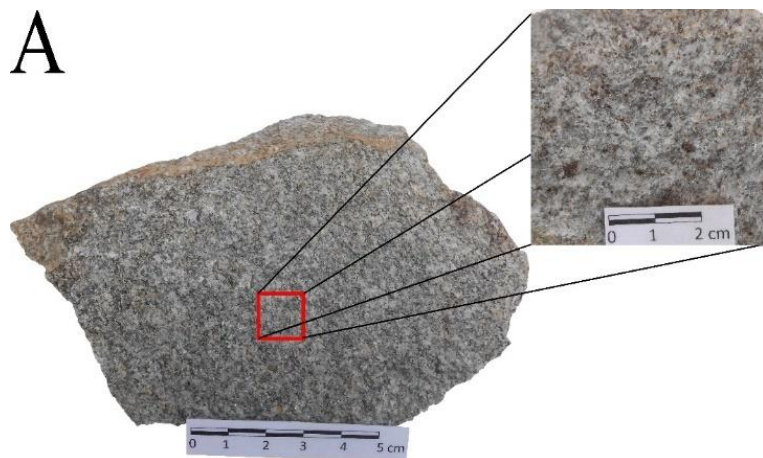
trata de una roca diferente, pues a pesar de contar con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas se observa la presencia de granate color marrón y de mica blanca.



Figura 4.18 Fotografía donde se observa el granito pegmatítico con granate en forma de dique.

La última muestra es un granito pegmatítico con micas, se diferencia por el tamaño de grano y por contar con una alta presencia de micas, su textura es fanerítica con granos muy gruesos. Por la meteorización adquiere un color rojizo.

La paragénesis mineral primaria tenemos cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa sódica + moscovita ± biotita ± granate ± zircón. Como paragénesis secundaria se tiene sericita ± clorita.



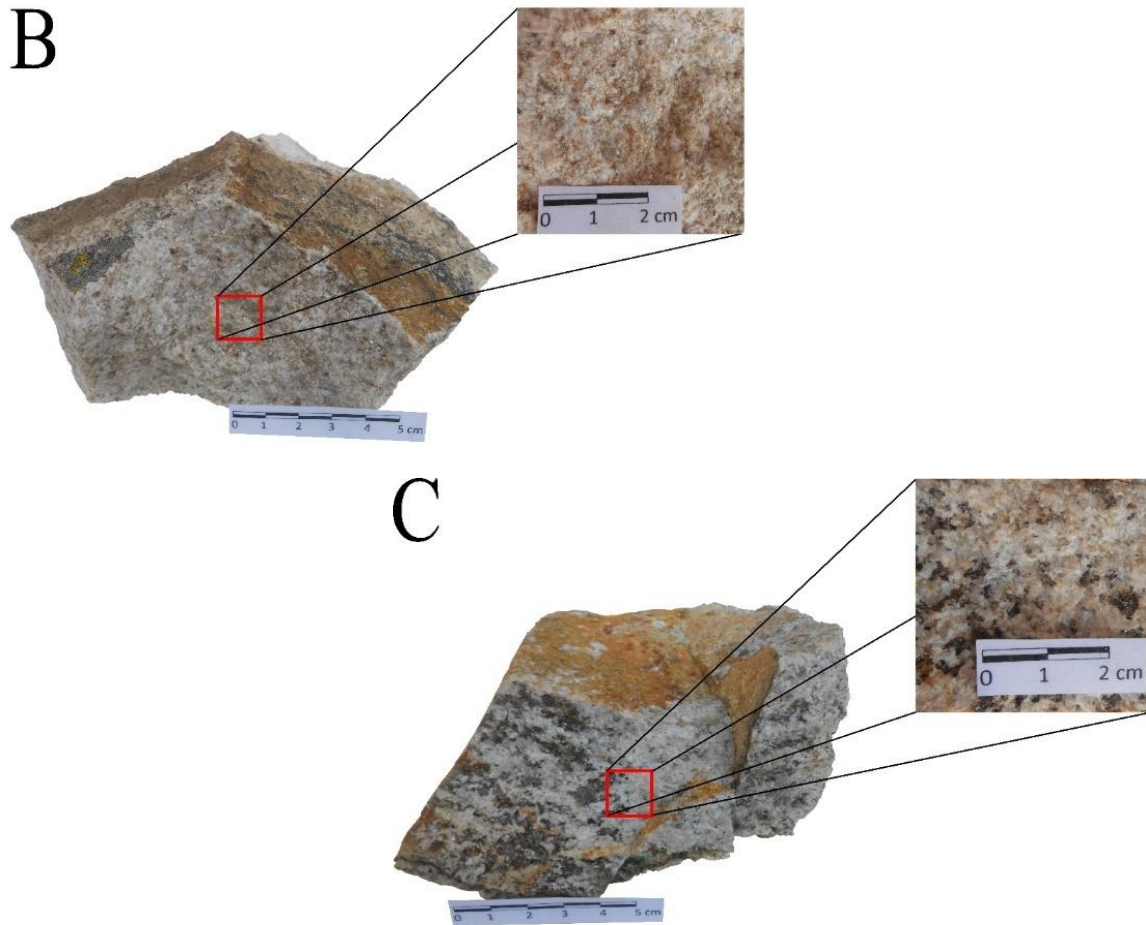


Figura 4.19 Muestras de mano de los cuerpos graníticos. A) Granito con biotita, se observa la textura fanerítica. B) Granito pegmatítico con granate, apreciamos el aumento del tamaño de grano. C) Granito pegmatítico con micas, es la muestra con mayor tamaño de grano, y porcentaje de mica.

En lámina delgada las muestras presentan textura holocristalina hipidiomórfica-alotriomórfica.

El cuarzo se presenta en todas las muestras, mostrando contactos cóncavo-convexos, suturados y engolfados con las demás fases. En el granito con biotita presenta tamaño mediano a grueso, en las demás va de grueso a muy grueso (Figura 4.20 A y Figura 4.20 B). Tiene forma anhedral con hábito granular. Al no presentar alteraciones esto nos ayuda a diferenciarlo de los feldespatos y las plagioclasas, además de tener figura de interferencia uniáxica positiva.

El feldespato potásico tiene una variación de su tamaño de mediano a grueso, presentan contactos suturados, engolfados y cóncavo-convexos con las demás fases, los cristales son de forma anhedral. A diferencia del cuarzo muestran figura de interferencia biáxica, y en algunos cristales se observan maclas de Carlsbad. En algunas zonas podemos ver un maclado

en enrejado típico de la microclina (Figura 4.21 C), en las muestras de granitos pegmatíticos es donde hay mayor porcentaje de este mineral (Figura 4.20 C y Figura 4.20 D).

En su mayoría los feldespatos están siendo alterados a sericita, observándose pequeños parches dentro de los cristales.

La plagioclasa presenta muchas características del feldespato, sin embargo, hay algunas diferencias notables, como presentar formas subhedrales a euhedrales con hábito tabular, algunos ejemplares muestran zoneamiento y muestran maclado polisintético, lamentablemente debido a la alteración que sufren los cristales no están tan bien preservados. El granito con biotita es la roca que presenta menor porcentaje de este mineral.

La moscovita está presente en todas las muestras de granitos, de fino a medio respecto a su tamaño de grano, con cristales subhedrales a euhedrales con hábito listonado fibroso, lo que hace que tenga contactos de tipo longitudinal con las demás fases. No exhiben ninguna alteración, pero se logran observar algunos cristales corroídos. Se diferencia de la biotita por carecer de color, pleocroísmo y por tener birrefringencia de segundo orden.

La biotita se presenta como cristales subhedrales a euhedrales de grano fino a medio, exhibe un hábito listonado fibroso y muestra contactos longitudinales con los otros minerales. Algunos cristales tienen inclusiones de zircón, lo cual produce halos de pleocroísmo.

La alteración de la biotita es la clorita, la cual adopta la forma de la biotita observándose un caso de pseudomorfismo, la clorita muestra colores anómalos de birrefringencia reconociéndose fácilmente por esta propiedad (Figura 4.21 A).

Cabe mencionar que la biotita en el granito de biotita se encuentra con mayor grado de preservación, mientras que en el granito pegmatítico de micas, la alteración es más intensa y muy pocos cristales están sanos (Figura 4.20 E y Figura 4.20 F). Está ausente en el granito pegmatítico de granate. Características para identificarla es su color, pleocroísmo y color de birrefringencia.

El granate se presenta en una muestra, granito pegmatítico con granate, son cristales subhedrales a euhedrales de grano fino con hábito granular, algunos ejemplares están fracturados, esto hace a estas zonas susceptibles a alterarse, por ello cuando observados con nícoles cruzados, en esas zonas hay presencia de minerales con birrefringencia (Figura 4.21 B). En la muestra de granito pegmatítico con micas se logró encontrar un cristal de granate completamente alterado a clorita (Figura 4.21 D), caso de pseudomorfismo, sin embargo, no se encontró un ejemplar sano.

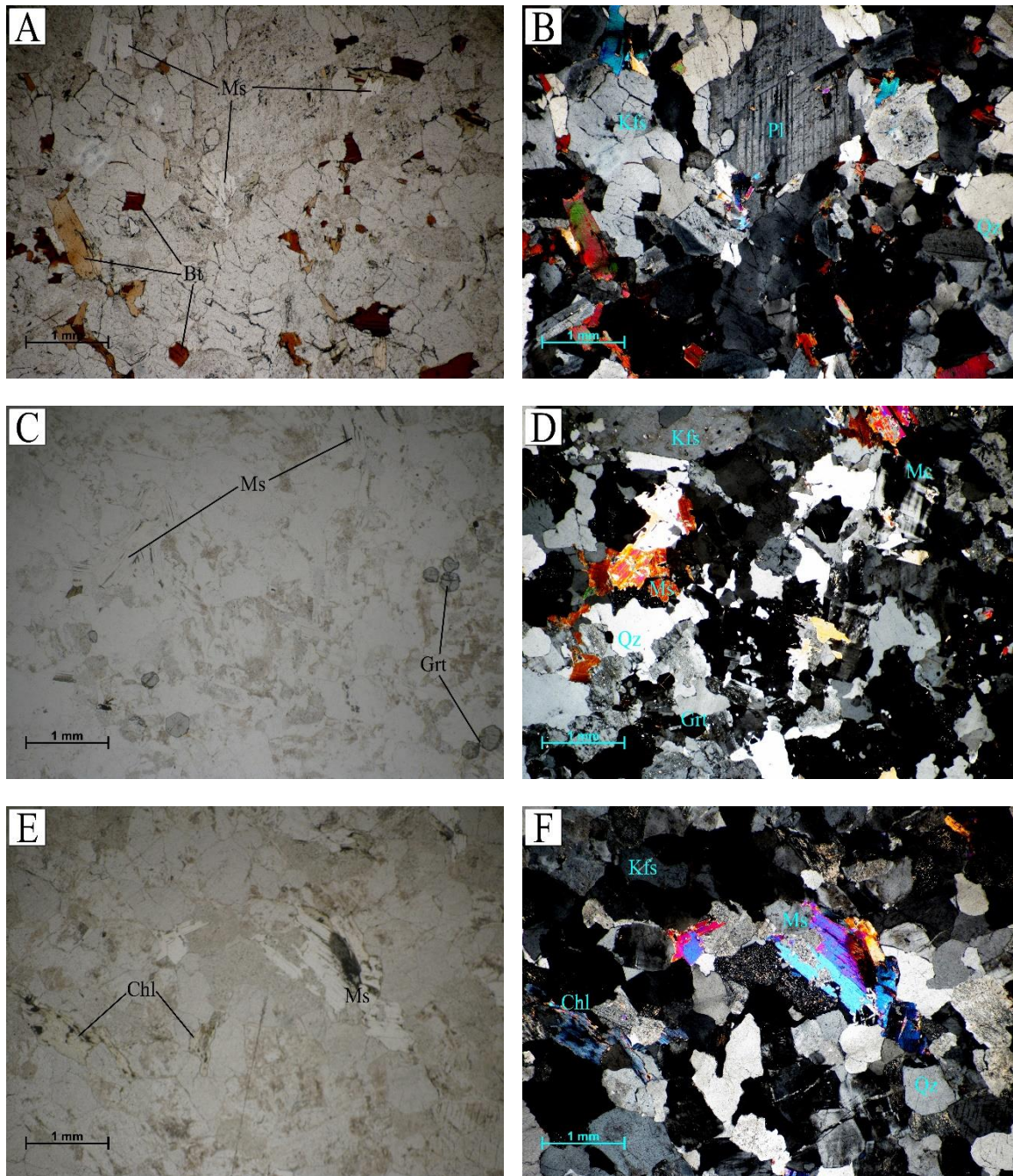


Figura 4.20 Fotomicrografías de granito y granitos pegmatíticos. A) Imagen con luz polarizada del granito con biotita, donde se observan dos variedades de mica, biotita y moscovita. B) Imagen con nícoles cruzados de la muestra anterior, se distinguen los cristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo. C) Imagen con luz polarizada del granito pegmatítico con granate. D) Imagen con nícoles cruzados de la muestra anterior, se ve mayor abundancia de microclina respecto a las demás muestras. E) Imagen con luz polarizada del granito pegmatítico con micas. F) Imagen con nícoles polarizados de la muestra anterior, se observa una mayor abundancia de clorita respecto a las demás muestras.

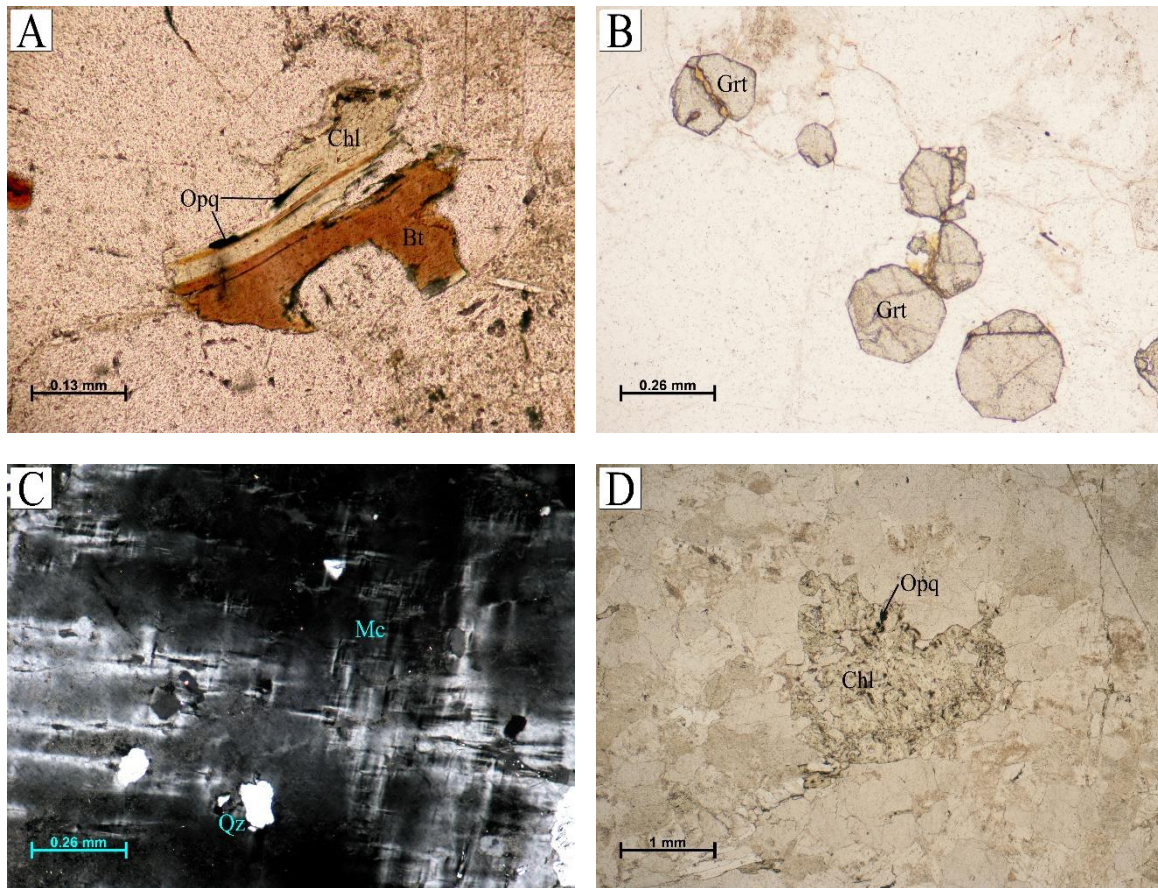


Figura 4.21 Fotomicrografías de detalle. A) Cristal de biotita alterándose a clorita, asociado a este último se observan minerales opacos. B) Granates euhedrales, algunos presentan alteración a clorita en las fracturas. C) Cristal de microclina, se observa su característico maclado en enrejado. D) Cristales de clorita pseudomorfos de granate, asociados se observan minerales opacos.

CAPÍTULO 5 QUÍMICA MINERAL

A continuación, se muestran las características químicas de las fases minerales de mayor importancia presentes en el metagabro y metapiroxenita. Las rocas antes mencionadas son el eje principal de la investigación y al presentar minerales con complejidad química, fue priorizado su estudio del resto de las rocas.

Los análisis fueron realizados en el Instituto de Geología empleando un microscopio electrónico de barrido (MEB) modelo Zeiss EVO MAIO. Se usaron láminas delgadas pulidas sin recubrimiento, por lo tanto, era necesario usar presión variable (bajo vacío) e inyectar N₂ para neutralizar la carga que se produjera, con voltaje de 15 kv. Las imágenes fueron obtenidas mediante electrones secundarios, los cuales evidencian la topografía de la muestra analizada y los análisis químicos se obtuvieron mediante EDS (Espectrometría de Energía Dispersiva) utilizando los electrones retrodispersados. Se obtuvieron mediciones semi-cuantitativas y cualitativas que ayudan a conocer, con cierto grado de precisión, la química mineral de las fases de mayor importancia determinadas en el análisis petrográfico.

Con los análisis químicos obtenidos de las fases estudiadas, se realizó una identificación en base a su composición química, se llevó a cabo el cálculo de las fórmulas minerales con el fin de precisar la identificación mineral. Se identificaron minerales opacos, que no se identificaron con el microscopio petrográfico. Con las imágenes obtenidas se describirán texturas y se explicará la interacción de las fases minerales presentes.

El cálculo de la química mineral implica la conversión de datos de óxidos a moles de cationes y oxígeno para renormalizar sobre la base de un número dado de cationes u oxígenos dependiendo el mineral estudiado. Los cálculos para este trabajo fueron realizados en una hoja de cálculo del programa Excel, programada con base en ejemplos académicos.

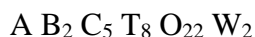
En la tabla 5.1 se muestran las abreviaciones utilizadas en las fotografías de microscopio electrónico de barrido. Las abreviaciones de los miembros de la serie de las plagioclasas no son oficiales, se crearon para poder ubicar los cristales en las fotografías.

Tabla 5.1 Abreviaciones de minerales basadas en Whitney y Evans (2010).

Abreviación	Mineral	Abreviación	Mineral
Ab	Albita	Spn	Esfena
Ans	Andesina	Ged	Gedrita
Ath	Antofilita	Ilm	Ilmenita
By	Bitownita	Olg	Oligoclasa
Clc	Clinocloro	Prg	Pargasita
Czo	Clinozoicita	Zrn	Zircón
Ed	Edenita		

5.1 Anfíbol

La fórmula general del anfíbol se puede escribir de la siguiente manera



Donde A= Na, K, Ca, Li;

B= Na, Li, Ca, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg;

C= Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al, Fe^{3+} , Mn^{3+} , Ti^{4+} , Li;

T= Si, Al, Ti^{4+} ;

W= (OH), F, Cl, O^{2-} .

Elementos menores como Zn, Ni^{2+} , Co^{2+} , V^{3+} , Sc, Cr^{3+} y Zr pueden presentarse en el catión C. Como se puede observar este grupo mineral presenta una amplia diversidad química, por lo cual llegan a existir algunos problemas al obtener la composición química promedio y el cálculo de la fórmula química (Hawthorne y Oberti, 2007).

Desde los análisis petrográficos se pudo identificar que los anfíboles presentes en el metagabro y la metapiroxenita tenían propiedades ópticas que los diferenciaban. Con los resultados obtenidos gracias al microscopio electrónico de barrido se pudieron reconocer más diferencias, desde un punto de vista químico.

Para obtener la fórmula mineral los cálculos se hicieron en base a 23 oxígenos. Por la naturaleza del estudio, no se obtuvieron datos de H_2O , los datos de los elementos reportados presentan un ajuste al 100%, estos datos se decidieron utilizar tal cual, pues no se tiene con precisión el porcentaje de H_2O involucrado. El Fe_{total} se interpretó como Fe^{2+} pues se necesita un método químico más detallado para obtener las cantidades de Fe^{2+} y Fe^{3+} . Existe la posibilidad obtener Fe^{3+} a partir de una ecuación matemática, pero los valores obtenidos pueden afectar al momento de hacer una representación gráfica.

5.1.1 Metagabro

En este tipo de roca, la composición de los anfíboles corresponde a la familia cálcica. Los análisis obtenidos se muestran en el Anexo 1, en la Tabla Anfíbol (Metagabro). Presentan valores de Si que varían entre 5.81 a 7.67 apfu (átomos por unidad de fórmula), Al con 0.65 a 1.66 apfu y en un cristal se observa un alto valor con 3.16 apfu. Se observan bajos valores de Fe^{2+} en la mayoría de los análisis que oscilan entre 0.17 y 0.99, algunos análisis muestran un valor poco elevado de 1.10 a 1.21 apfu.

Todos los análisis exhiben un alto contenido en Mg con valores de 3.35 a 5.16 apfu, esto influye en la relación $Mg/Mg + Fe^{2+}$, pues la predominancia del Mg hace que los cristales analizados estén en la parte superior del diagrama de clasificación, por que poseen valores entre 0.80 y 0.97 (figura 5.1) cayendo en los campos de la edenita y la pargasita.

La familia de anfíboles cálcicos debe cumplir que $Ca_B \geq 1.50$; sin embargo, pocos cristales cumplen esta condición con valores de 1.69 a 2.04 apfu, la mayoría muestran valores de Ca que varían entre 0.74 y 1.41 apfu, bajos para considerarse dentro de esta familia. Respecto al Na, esta familia debe de cumplir la condición $(Na + K)_A \geq 0.50$, prácticamente la mitad de los análisis cumplen con esta condición con valores de 0.51 a 0.68, la otra parte muestra valores entre 0.25 a 0.48. En la tabla 5.2 se muestran las fórmulas calculadas para el anfíbol del metagabro, en la figura 5.1 se observa la representación gráfica de los datos.

Tabla 5.2 Fórmulas químicas de anfíbol presente en metagabro.

Clave	Mineral	Fórmula química
5	Edenita	$(Na_{0.42})^A(Ca_{1.28}Na_{0.31}Al_{0.64}Fe^{2+}_{0.31}Mg_{4.46})^{C+B}(Si_{7.25}Al_{0.75})^TO_{22}(OH)_2$
6	Edenita	$(Na_{0.55})^A(Ca_{1.34}Na_{0.22}Al_{0.34}Fe^{2+}_{0.54}Mg_{4.56})^{C+B}(Si_{7.33}Al_{0.67})^TO_{22}(OH)_2$
9	Edenita	$(Na_{0.66})^A(Ca_{1.03}Na_{0.18}Al_{0.59}Fe^{2+}_{0.67}Mg_{4.53})^{C+B}(Si_{6.93}Al_{1.07})^TO_{22}(OH)_2$
11	Edenita	$(Na_{0.79})^A(Ca_{0.74}Na_{0.01}Al_{0.19}Fe^{2+}_{1.10}Mg_{4.96})^{C+B}(Si_{7.06}Al_{0.94})^TO_{22}(OH)_2$
12	Edenita	$(Na_{0.54})^A(Ca_{0.89}Na_{0.12}Al_{0.25}Fe^{2+}_{0.82}Mg_{4.92})^{C+B}(Si_{7.31}Al_{0.69})^TO_{22}(OH)_2$
13	Edenita	$(Na_{0.43})^A(Ca_{1.41}Na_{0.19}Al_{0.43}Fe^{2+}_{0.41}Mg_{4.56})^{C+B}(Si_{7.34}Al_{0.66})^TO_{22}(OH)_2$
14	Edenita	$(Na_{0.41})^A(Ca_{1.30}Na_{0.31}Al_{0.77}Fe^{2+}_{0.39}Mg_{4.23})^{C+B}(Si_{7.13}Al_{0.87})^TO_{22}(OH)_2$
15	Edenita	$(Na_{0.39})^A(Ca_{1.17}Na_{0.19}Al_{0.31}Fe^{2+}_{0.17}Mg_{5.16})^{C+B}(Si_{7.49}Al_{0.51})^TO_{22}(OH)_2$
16	Edenita	$(Na_{0.48})^A(Ca_{1.10}Na_{0.09}Al_{0.13}Fe^{2+}_{0.68}Mg_{5.00})^{C+B}(Si_{7.48}Al_{0.52})^TO_{22}(OH)_2$
19	Edenita	$(Na_{0.25})^A(Ca_{1.14}Na_{0.26}Al_{0.34}Fe^{2+}_{0.17}Mg_{5.09})^{C+B}(Si_{7.67}Al_{0.33})^TO_{22}(OH)_2$
20	Edenita	$(Na_{0.39})^A(Ca_{1.20}Na_{0.25}Al_{0.38}Fe^{2+}_{0.23}Mg_{4.94})^{C+B}(Si_{7.49}Al_{0.51})^TO_{22}(OH)_2$
22	Edenita	$(Na_{0.41})^A(Ca_{1.35}Na_{0.18}Al_{0.42}Fe^{2+}_{0.48}Mg_{4.57})^{C+B}(Si_{7.33}Al_{0.67})^TO_{22}(OH)_2$
25	Edenita	$(Na_{0.36})^A(Ca_{2.04}Na_{0.08}Al_{0.44}Fe^{2+}_{0.83}Mg_{3.62})^{C+B}(Si_{7.29}Al_{0.71})^TO_{22}(OH)_2$
30	Edenita	$(Na_{0.51})^A(Ca_{1.69}Na_{0.07}Al_{0.45}Fe^{2+}_{0.99}Mg_{3.80})^{C+B}(Si_{7.13}Al_{1.87})^TO_{22}(OH)_2$
31	Pargasita	$(Na_{0.37})^A(Ca_{0.77}Al_{0.97}Fe^{2+}_{1.15}Mg_{4.53})^{C+B}(Si_{5.81}Al_{2.19})^TO_{22}(OH)_2$
36	Pargasita	$(Na_{0.58}K_{0.10})^A(Ca_{1.69}Na_{0.07}Ti_{0.40}Al_{0.28}Fe^{2+}_{1.21}Mg_{3.35})^{C+B}(Si_{6.45}Al_{1.55})^TO_{22}(OH)_2$

Durante el estudio petrográfico se observó que estas rocas presentaban alto grado de alteración y con las imágenes obtenidas en el microscopio electrónico de barrido (MEB) se pudo observar a detalle esta alteración indicándonos inestabilidad en la roca. Originalmente el clinoanfíbol pertenecía a la familia Mg-Fe-Mn-Li, pero por el cambio en las condiciones de formación, comenzaron a evolucionar, al reaccionar con la plagioclasa (intermedias a cálcicas) pasaron a ser clinoanfíbol cálcico.

Los bajos valores de Ca se explican por qué esos cristales se encuentran en la transición de clinoanfíbol de Mg a edenita, esto también explicaría los bajos valores de Na en el sitio A, pues al haber insuficiencia de Ca en el sitio B el Na ocupa ese lugar afectando su presencia en el sitio A.

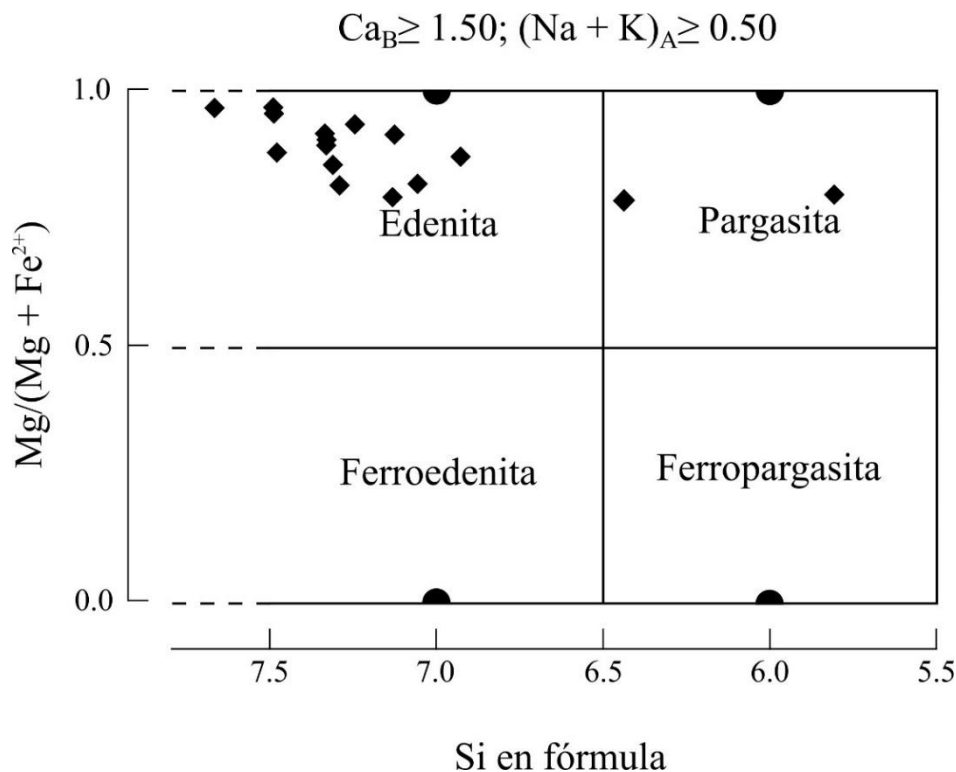


Figura 5.1 Diagrama de clasificación de anfíbol según Leake et al., (1997).

5.1.2 Metapiroxenita

Para esta roca se observa claramente la predominancia de ortoanfíbol. Los análisis obtenidos se muestran en el Anexo 1, en la Tabla Anfíbol (Metapiroxenita). Los valores de Si varían entre 7.68 y 6.19 apfu, dependiendo la cantidad de Si, se determina si es antofilita o gedrita. Los cristales con valores menores a 7 apfu caen en el campo de la gedrita, el resto, superior a 7 son antofilita. El Al varía entre 0.60 a 3.03 apfu.

Se observa un bajo contenido en Fe^{2+} con valores de 0.33 a 1.20 apfu y es muy clara la predominancia de Mg con altos valores 4.58 a 6.07 apfu, esto genera en la relación $Mg/Mg + Fe^{2+}$ valores superiores a 0.5.

Para pertenecer al grupo de anfíboles Mg-Fe-Mn-Li se debe de cumplir $(Ca+Na)_B < 1.00$, el Ca es muy bajo variando entre 0 y 0.44 apfu y el Na es inexistente, cumpliendo con la condición antes mencionada. Solo en un cristal se observa una anomalía de Ca con 1.30 apfu, así mismo es el único cristal que contiene Na con 0.23 apfu, con estos valores de Ca y Na el cristal resulta ser edenita, influyendo su contenido de Si superior a 6.5. En la tabla 5.3 se

muestras las fórmulas químicas de los anfíboles en este tipo de rocas. En la figura 5.2 observamos la representación gráfica de los datos, observándose su comportamiento y viendo cómo se distribuyen los mismos. El cristal de edenita, al ser único no se representa gráficamente, quedando indicado en la tabla 5.2.

Tabla 5.3 Fórmulas químicas de anfíbol presente en metapiroxenita.

Clave	Mineral	Fórmula química
1	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.44}\text{Al}_{0.46}\text{Fe}^{2+}_{0.96}\text{Mg}_{5.29})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.23}\text{Al}_{0.77})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
2	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.09}\text{Al}_{0.70}\text{Fe}^{2+}_{0.43}\text{Mg}_{5.78})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.31}\text{Al}_{0.69})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
4	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.09}\text{Al}_{0.64}\text{Fe}^{2+}_{0.35}\text{Mg}_{5.83})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.55}\text{Al}_{0.45})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
6	Gedrita	$(\text{Ca}_{0.28}\text{Al}_{1.20}\text{Fe}^{2+}_{0.82}\text{Mg}_{4.88})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{6.44}\text{Al}_{1.56})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
7	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.13}\text{Al}_{0.40}\text{Fe}^{2+}_{1.08}\text{Mg}_{5.57})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.25}\text{Al}_{0.75})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
15	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.14}\text{Al}_{0.66}\text{Fe}^{2+}_{0.84}\text{Mg}_{5.45})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.15}\text{Al}_{0.85})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
16	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.16}\text{Al}_{0.41}\text{Fe}^{2+}_{1.13}\text{Mg}_{5.35})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.49}\text{Al}_{0.51})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
18	Gedrita	$(\text{Ca}_{0.40}\text{Al}_{1.04}\text{Fe}^{2+}_{0.75}\text{Mg}_{4.92})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{6.73}\text{Al}_{1.27})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
19	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.10}\text{Al}_{0.24}\text{Fe}^{2+}_{1.08}\text{Mg}_{5.75})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.41}\text{Al}_{0.59})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
21	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.09}\text{Al}_{0.33}\text{Fe}^{2+}_{1.01}\text{Mg}_{5.68})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.44}\text{Al}_{0.56})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
22	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.08}\text{Al}_{0.20}\text{Fe}^{2+}_{1.01}\text{Mg}_{5.85})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.51}\text{Al}_{0.49})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
23	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.07}\text{Al}_{0.60}\text{Fe}^{2+}_{0.33}\text{Mg}_{5.86})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.68}\text{Al}_{0.32})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
25	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.12}\text{Al}_{0.22}\text{Fe}^{2+}_{1.04}\text{Mg}_{5.81})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.40}\text{Al}_{0.60})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
26	Gedrita	$(\text{Ca}_{0.05}\text{Al}_{0.46}\text{Cr}_{0.04}\text{Fe}^{2+}_{0.66}\text{Mg}_{5.45})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{6.19}\text{Al}_{1.81})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
27	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.09}\text{Al}_{0.73}\text{Fe}^{2+}_{0.91}\text{Mg}_{5.37})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.08}\text{Al}_{0.92})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
30	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.21}\text{Al}_{0.10}\text{Fe}^{2+}_{1.08}\text{Mg}_{5.37})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.28}\text{Al}_{0.72})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
1	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.08}\text{Al}_{0.09}\text{Fe}^{2+}_{1.18}\text{Mg}_{5.87})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.49}\text{Al}_{0.51})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
3	Antofilita	$(\text{Al}_{0.18}\text{Fe}^{2+}_{1.00}\text{Mg}_{6.05})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.36}\text{Al}_{0.64})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
4	Antofilita	$(\text{Al}_{0.22}\text{Fe}^{2+}_{1.20}\text{Mg}_{5.73})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.50}\text{Al}_{0.50})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
6	Edenita	$(\text{Na}_{0.23})^{\text{A}}(\text{Ca}_{1.30}\text{Al}_{0.69}\text{Fe}^{2+}_{0.57}\text{Mg}_{4.58})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{6.83}\text{Al}_{1.17})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
12	Antofilita	$(\text{Al}_{0.15}\text{Fe}^{2+}_{1.15}\text{Mg}_{6.07})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.14}\text{Al}_{0.86})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
13	Gedrita	$(\text{Al}_{1.22}\text{Fe}^{2+}_{0.80}\text{Mg}_{5.28})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{6.19}\text{Al}_{1.81})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
16	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.11}\text{Al}_{0.38}\text{Fe}^{2+}_{0.92}\text{Mg}_{5.79})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.21}\text{Al}_{0.79})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
18	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.09}\text{Al}_{0.28}\text{Fe}^{2+}_{1.02}\text{Mg}_{5.76})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.43}\text{Al}_{0.57})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
19	Antofilita	$(\text{Ca}_{0.12}\text{Al}_{0.18}\text{Fe}^{2+}_{0.96}\text{Mg}_{5.98})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.34}\text{Al}_{0.66})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
23	Antofilita	$(\text{Al}_{0.56}\text{Fe}^{2+}_{1.06}\text{Mg}_{5.45})^{\text{B+C}}(\text{Si}_{7.30}\text{Al}_{0.70})^{\text{T}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

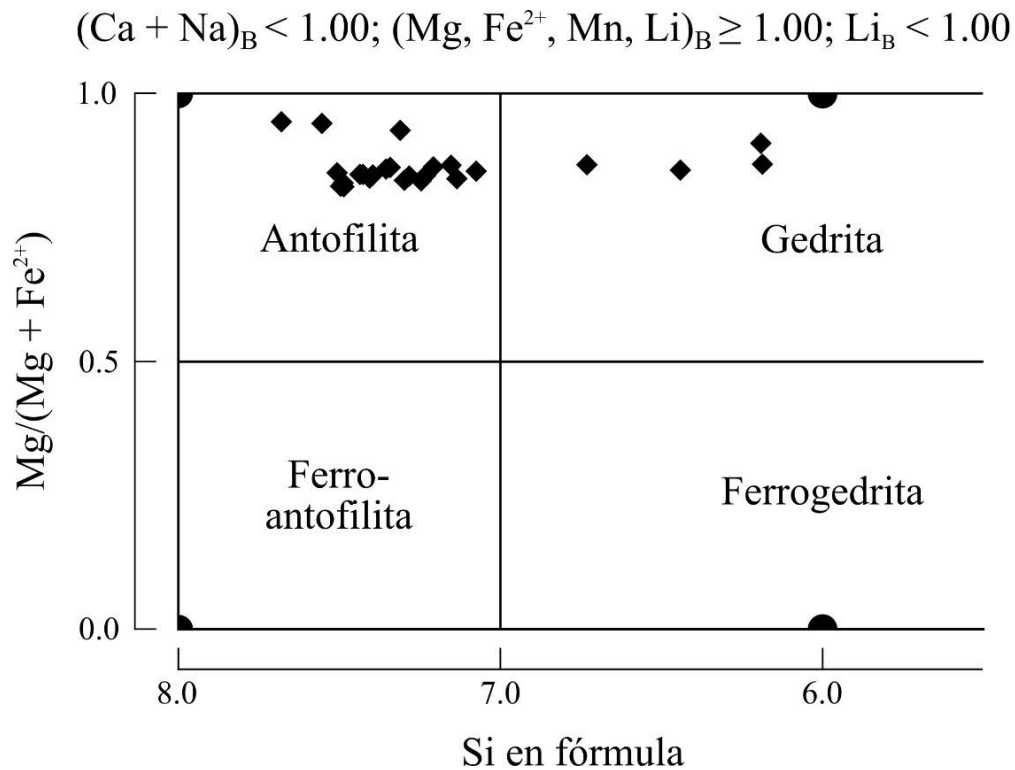


Figura 5.2 Diagrama de clasificación de anfíbol según Leake et al., (1997).

5.2 Plagioclasa

La fórmula general para el feldespato es



Donde A= Na, K, Ca, Sr, Ba, Rb, Eu^{2+} ;
T= Si, Al.

Este mineral sólo se encuentra en el metagabro. En los análisis, localizados en el Anexo 1 en la Tabla feldespato, se pudo observar que solo hay presencia de plagioclasa, presentándose los miembros desde la albita hasta la bitownita. En la tabla 5.4 se muestran las fórmulas calculadas para las plagioclasas analizadas.

De los ejemplaron analizados, dos son albita y presentan valores de ab=100% y 95.82%, y anortita= 4.18% y 0%. Los ejemplares de oligoclasa presentan valores de albita= 86.55% y 62.61%, anortita= 13.45% y 26.59% un ejemplar presenta 10.80% de feldespato-k. Con valores de albita= 58.43%, anortita= 31.52% y feldespato-K= 10.05 este cristal se define

como andesina. Por último, el cristal de bitownita presenta valores de albita= 21.63% y anortita= 78.37%.

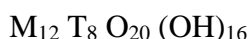
Tabla 5.4 Fórmulas químicas de plagioclasa presente en metagabro.

Clave	Mineral	Fórmula química
17	Albita	$(\text{Na}_{1.06}\text{Ca}_{0.05})^{\text{M}}(\text{Si}_{2.74}\text{Al}_{1.15})^{\text{T}}\text{O}_8$
18	Bitownita	$(\text{Ca}_{0.89}\text{Na}_{0.25})^{\text{M}}(\text{Si}_{2.03}\text{Al}_{1.84})^{\text{T}}\text{O}_8$
23	Albita	$(\text{Na}_{1.23})^{\text{M}}(\text{Si}_{2.74}\text{Al}_{1.03})^{\text{T}}\text{O}_8$
24	Oligoclasa	$(\text{Na}_{0.94}\text{Ca}_{0.15})^{\text{M}}(\text{Si}_{2.61}\text{Al}_{0.93})^{\text{T}}\text{O}_8$
27	Oligoclasa	$(\text{Na}_{0.62}\text{Ca}_{0.26}\text{K}_{0.11})^{\text{M}}(\text{Si}_{2.46}\text{Al}_{1.30}\text{Fe}^{3+}_{0.08})^{\text{T}}\text{O}_8$
33	Andesina	$(\text{Na}_{0.51}\text{Ca}_{0.27}\text{K}_{0.09})^{\text{M}}(\text{Si}_{2.28}\text{Al}_{1.68})^{\text{T}}\text{O}_8$

En la figura 5.5 C que las plagioclasas cálcicas se encuentran como parches rodeados de la plagioclasa sódica, indicándonos una evolución composicional debido al cambio en las condiciones de presión y temperatura. Asociados a la plagioclasa, en especial a las plagioclasas sódicas se encuentran cristales de clinzoisita (Figura 5.5 D y E) originada por la alteración de la plagioclasa cálcica debido al cambio en las condiciones de formación.

5.3 Clorita

La fórmula general de la clorita se puede expresar de la siguiente forma



Donde M= Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Mn, Al, Ni, Zn;

T= Si, Al, Cr.

El cálculo de la fórmula mineral se hizo con un número de iones con base en 28 oxígenos. El Fe_{total} se interpretó como Fe³⁺. Al igual que el anfíbol, este mineral se encuentra en el metagabro y metapiroxenita. De nueva cuenta se muestran los resultados para cada roca.

5.3.1 Metagabro

Los análisis se muestran en el Anexo 1, en la Tabla Clorita (Metagabro). Para esta roca las cloritas presentan una variación de Si entre 5.672 – 7.035 apfu, el Al presenta valores entre 3.812 – 5.197 apfu, se observan valores bajos de Fe 0.949 – 1.751 apfu y valores altos de Mg 6.461 – 8.152 apfu.

Como se puede observar en la tabla 5.5 se plasman las fórmulas químicas obtenidas.

Tabla 5.5 Fórmulas químicas de clorita presente en metagabro.

Clave	Mineral	Fórmula química
8	Clinocloro	$(Mg_{7.97}Fe_{0.95}Al_{2.76})^M(Si_{5.89}Al_{2.11})^T O_{20}(OH)_{16}$
10	Clinocloro	$(Mg_{8.15}Fe_{1.14}Al_{2.58})^M(Si_{5.68}Al_{2.32})^T O_{20}(OH)_{16}$
21	Clinocloro	$(Mg_{7.75}Fe_{1.11}Al_{2.87})^M(Si_{5.67}Al_{2.33})^T O_{20}(OH)_{16}$
35	Talco-clorita	$(Mg_{6.46}Fe_{1.75}Al_{2.85})^M(Si_{7.04}Al_{0.96})^T O_{20}(OH)_{16}$

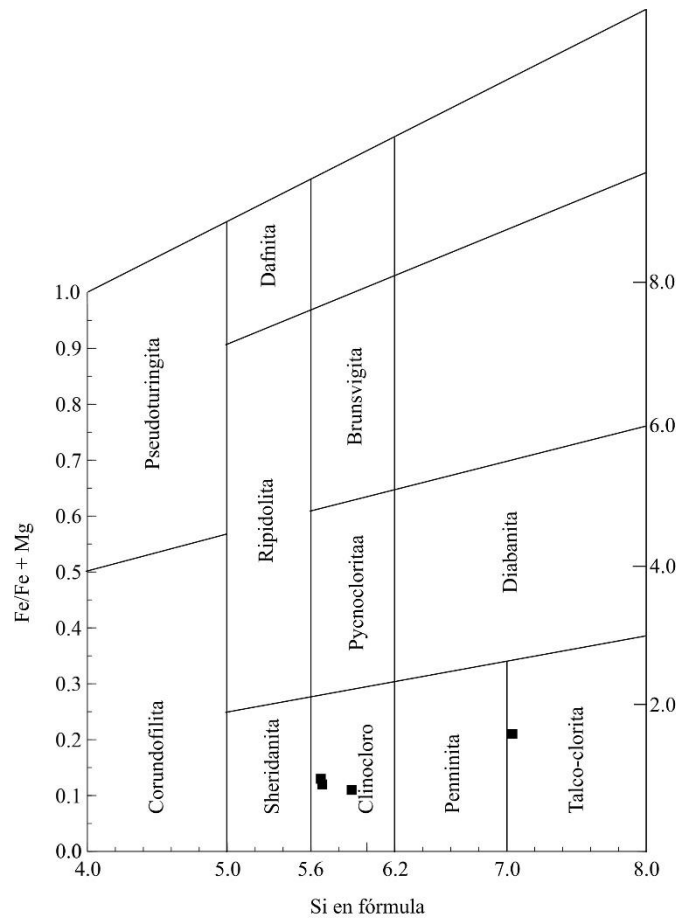


Figura 5.3 Clorita del metagabro, representada en el diagrama de Hey (1954).

En la figura 5.3 se utilizaron los valores de Si, Fe y Mg para poder observar su comportamiento en el diagrama de Hey (1954). Tres de las muestras caen en el campo del clinocloro evidenciando el alto contenido de Mg contra Fe, una muestra cae en el campo talco-clorita la cual exhibe un incremento de Fe comparado con las muestras antes descritas, a su vez se evidencia un mayor contenido en Si.

Estos minerales se encuentran asociados a los anfíboles, presentes como parches dentro de estos últimos (Figura 5.5 A, C y E). Muy probablemente la aparición de la clorita es producto de la transformación del anfíbol.

5.3.2 Metapiroxenita

Los análisis se localizan en el Anexo 1, en la Tabla Clorita (Metapiroxenita). La clorita presenta algunas respecto al metagabro, observándose que el Si cuenta con valores entre 6.233 – 6.948 apfu, Al oscila entre 1.531 – 4.147 apfu y un valor anómalo de 6.994 apfu en uno de los cristales, se observan valores bajos de Fe 0.717 – 0.865 apfu, sin embargo, dos ejemplares tienen valores altos, de 6.187 y 7.146 apfu. En general el Mg es alto entre 8.193 – 8.625 apfu, pero tres ejemplares tienen valores bajos 4.240 a 5.917, estos corresponden con los cristales con valor alto en Al y Fe. Solo un cristal presenta contenido de Cr con valor de 0.124 apfu.

Tabla 5.6 Fórmulas químicas de clorita presente en metapiroxenita.

Clave	Mineral	Fórmula química
8	Clinocloro	$(\text{Mg}_{8.19}\text{Fe}_{0.72}\text{Al}_{2.58})^{\text{M}}(\text{Si}_{6.44}\text{Al}_{1.56})^{\text{T}}\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$
14	Clinocloro	$(\text{Mg}_{4.24}\text{Fe}_{0.80}\text{Al}_{5.23})^{\text{M}}(\text{Si}_{6.23}\text{Al}_{1.77})^{\text{T}}\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$
29	Clinocloro	$(\text{Mg}_{8.32}\text{Fe}_{0.87}\text{Al}_{2.40})^{\text{M}}(\text{Si}_{6.42}\text{Al}_{1.58})^{\text{T}}\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$
2	Clinocloro	$(\text{Mg}_{8.63}\text{Fe}_{0.84}\text{Al}_{2.13})^{\text{M}}(\text{Si}_{6.66}\text{Al}_{1.34})^{\text{T}}\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$
7	Ferroclicloro	$(\text{Mg}_{5.81}\text{Fe}_{7.15})^{\text{M}}(\text{Si}_{6.37}\text{Al}_{1.53})^{\text{T}}\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$
8	Clinocloro	$(\text{Mg}_{8.69}\text{Fe}_{0.77}\text{Al}_{2.20})^{\text{M}}(\text{Si}_{6.46}\text{Al}_{1.54})^{\text{T}}\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$
10	Clinocloro	$(\text{Mg}_{8.51}\text{Fe}_{0.77}\text{Al}_{2.37})^{\text{M}}(\text{Si}_{6.33}\text{Al}_{1.67})^{\text{T}}\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$
11	Ferroclicloro	$(\text{Mg}_{5.92}\text{Fe}_{6.19}\text{Al}_{0.44})^{\text{M}}(\text{Si}_{6.47}\text{Al}_{1.53})^{\text{T}}\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$
20	Clinocloro	$(\text{Mg}_{8.32}\text{Fe}_{0.85}\text{Al}_{2.24})^{\text{M}}(\text{Si}_{6.95}\text{Al}_{0.93}\text{Cr}_{0.12})^{\text{T}}\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$

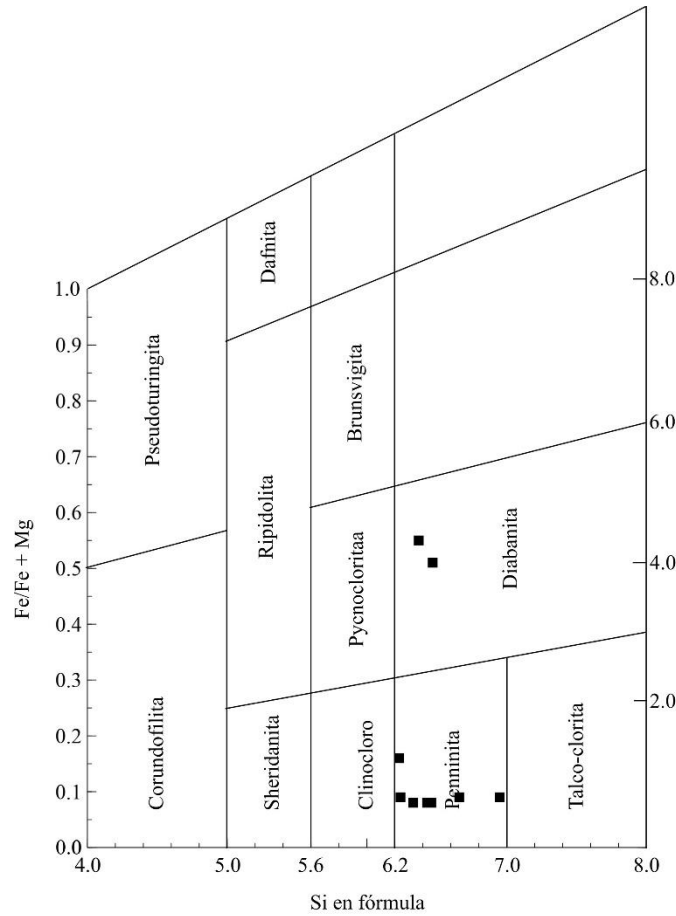


Figura 5.4 Clorita de la metapiroxenita, representada en el diagrama de Hey (1954).

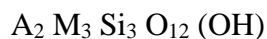
Como se puede observar en la figura 5.4, las cloritas presentes en esta roca se dividen en dos grupos, unas pertenecientes al campo de la penninita y el segundo de la diabanita. El primer grupo muestra una alta concentración de Mg localizándose en la parte inferior de la gráfica, en contraste las cloritas del campo de la diabanita muestran una mayor concentración de Fe.

Los nombres de los campos en la gráfica representan variedades de los extremos principales del grupo de la clorita, en este caso del extremo rico en Mg, clinocloro, se decide conservar el nombre clinocloro y solo agregar los prefijos correspondientes.

Al igual que en el metagabro la clorita y anfíbol están relacionados, sin embargo, en la metapiroxenita no se observa una relación textural producida por la alteración del anfíbol, ambos minerales se encuentran en equilibrio, observándose contactos rectos (Figura 5.6 D, E y F).

5.4 Clinozoisita

La fórmula general del grupo de la epidota se puede escribir de la siguiente manera



Donde A= Ca, REE, Sr, Y;

M= Al, Fe³⁺, Mg, Mn, V.

Al grupo mineralógico de la epidota pertenecen la zoisita, clinozoisita, allanita, entre otros. Las principales diferencias entre los miembros corresponden con las variaciones porcentuales de SiO₂, Al₂O₃ y Fe₂O₃, así como el sistema cristalino. Con el análisis de los datos y comparando los porcentajes de los óxidos con bases de datos minerales, se concluye que los cristales son clinozoisita. Los análisis se ubican en el Anexo 1, en la Tabla Clinozoisita. En la tabla 5.7 se muestran las fórmulas químicas de la clinozoisita.

Este mineral se presenta únicamente en el metagabro, el cálculo de la fórmula mineral se hizo con base en 12.5 oxígenos y el Fe_{total} fue interpretado por Fe³⁺. Presenta valor de Si de 3.125 – 3.511 apfu, Al entre 1.744 – 2.502 apfu, Fe³⁺ 0.107 – 0.125 apfu resaltando que una fase carece de este elemento, Mg con valores entre 0.284 – 0.555 apfu, Na presenta valores de 0.303 – 0.390 apfu y Ca con valores 1.570 - 2.732 apfu.

Tabla 5.7 Fórmulas químicas de clinozoisita del metagabro.

Clave	Mineral	Fórmula química
28	Clinozoisita	(Ca _{1.57} Na _{0.30}) ^A (Mg _{0.37} Fe ³⁺ _{0.11} Al _{2.50}) ^M Si _{3.25} O ₁₂ (OH)
29	Clinozoisita	(Ca _{2.73} Na _{0.32}) ^A (Mg _{0.56} Fe ³⁺ _{0.13} Al _{1.74}) ^M Si _{3.13} O ₁₂ (OH)
32	Clinozoisita	(Ca _{1.60} Na _{0.39}) ^A (Mg _{0.28} Al _{2.27}) ^M Si _{3.51} O ₁₂ (OH)

Anteriormente se mencionó que junto a las plagioclasas sódicas se asociaban las clinozoisitas, observándose como cristales alargados rodeados de la plagioclasa. El origen de la clinozoisita se atribuye a la alteración de la plagioclasa cálcica, debido a la interacción con H₂O.

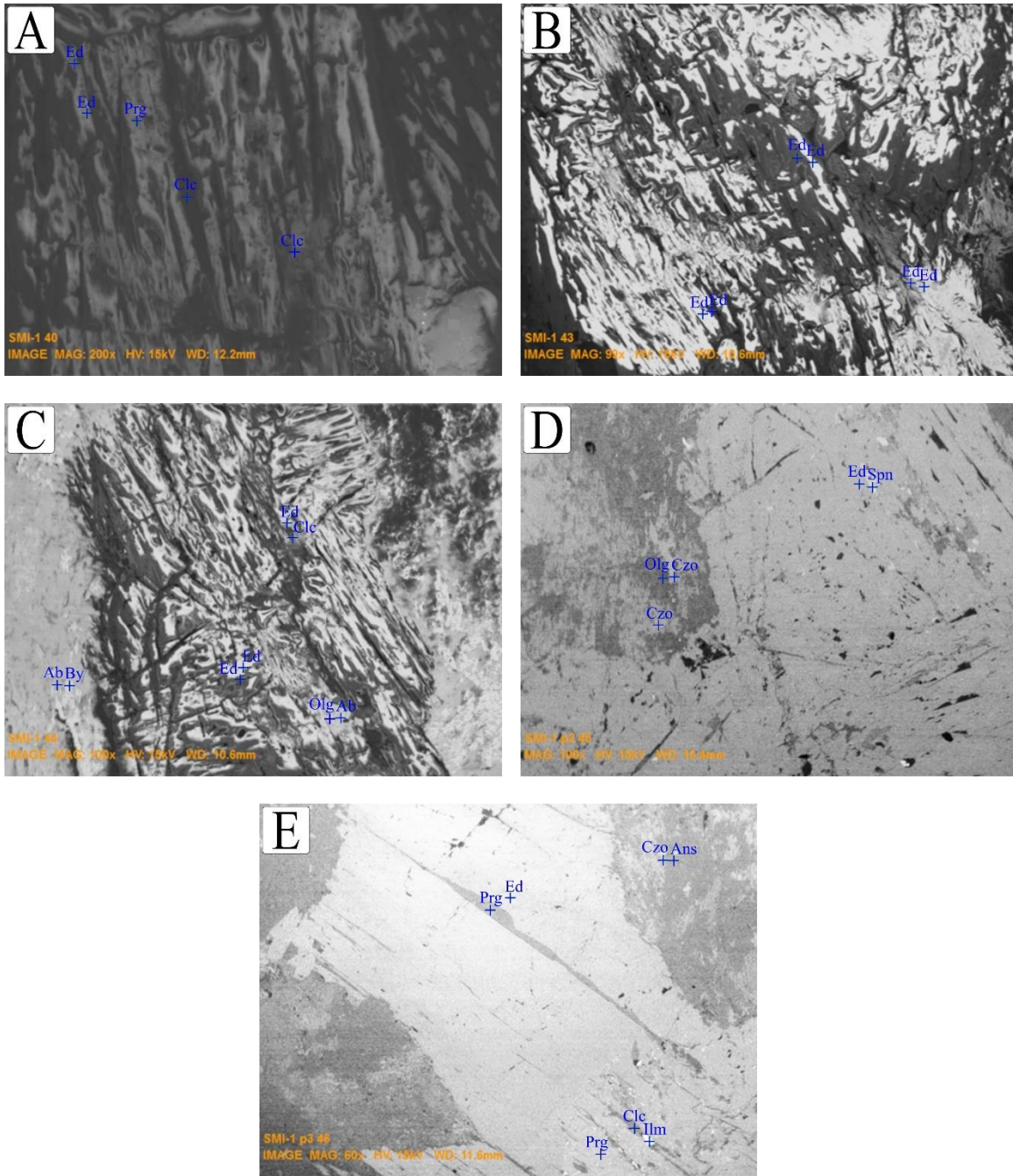


Figura 5.5 Fotomicrografías del SEM. A) Cristal de edenita con presencia de clorita, en forma de parches, este cristal presenta zonas donde tiende a ser pargasita. B) Cristal de edenita. C) Cristal de edenita rodeado por plagioclasa, con algunos cristales de clorita, se observa que los cristales de plagioclasa es una asociación de miembros sódicos con cálcicos. D) Cristal de edenita, con inclusiones de esfena, rodeado por plagioclasas y clinozoisita E). Cristal de edenita, con zonas de pargasita, con inclusiones de ilmenita, rodeado por cristales de plagioclasa y clinozoisita.

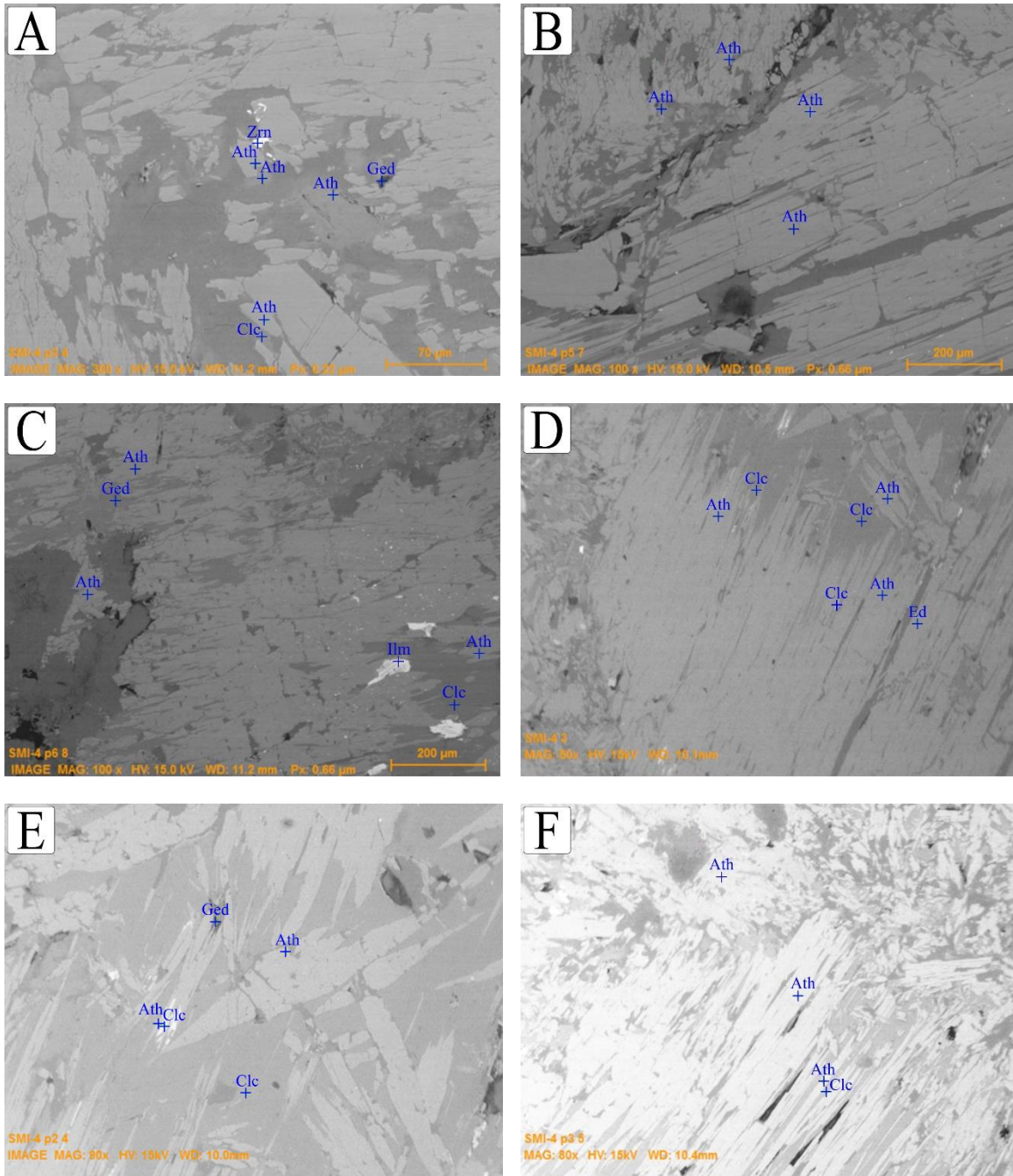


Figura 5.6 Fotomicrografías del SEM. A) Mosaico de cristales de antofilita, se observan algunos cristales de zircón, clorita, incluso gedrita. B) Cristales de antofilita. C) Cristal de antofilita con inclusiones de ilmenita, en algunas zonas el anfíbol es gedrita y asociado al anfíbol tenemos clorita. D) Cristales fibrosos de antofilita, asociados a cristales de clorita. E) Cristales fibrosos y euhedrales de antofilita asociados a clorita. F) Cristales fibrosos de antofilita asociados a clorita.

CAPÍTULO 6 GEOQUÍMICA

Anteriormente se mostraron los resultados de la descripción macroscópica y petrográfica de las muestras colectadas, con base en aquellos resultados, se determinó obtener análisis químico cuantitativos a muestras con baja grado de meteorización, factor muy importante ya que los resultados pueden verse alterados y se podría realizar una mala interpretación de los mismos.

Los datos geoquímicos obtenidos por fluorescencias de rayos X corresponden a 9 muestras de rocas, 2 metagabros, 2 metapiroxenitas, 1 esquisto psamítico, 1 dolerita y 3 granitoides. Se obtuvieron elementos mayores y elementos traza, posteriormente los datos obtenidos se graficaron y se hizo el análisis de estas gráficas. Estos análisis se obtuvieron en el laboratorio de Fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología UNAM, en un Espectrómetro Rigaku ZSX Primus II, previamente calibrado con Muestras Internacionales de Referencia Geoquímica

El principal control en la composición química de las rocas metamórficas es la composición de la roca pre-metamórfica, es decir el protolito. En algunos casos la recristalización por metamorfismo es isoquímica, pero comúnmente ocurre un cambio composicional cuando ocurre una diferenciación mineral y las bandas formadas varían de composición entre sí (Rollinson 1993).

6.1 Elementos Mayores y elementos traza

Dada la variedad de rocas que se encuentran aflorando en esta pequeña región, se decidió realizar un comparativo de los valores de elementos mayores y otro de los elementos traza, con el fin de conocer la composición química de las unidades estudiadas.










Para conocer el protolito de las distintas rocas metamórficas se usaron varios diagramas de clasificación química de rocas, empleando los valores de óxidos mayores y en algunos casos elementos traza. En el metagabro se usó un diagrama de rocas ígneas plutónicas, en el caso del esquisto psamítico se usaron diagramas para rocas sedimentarias y para la metapiroxenita se implementó un diagrama para rocas ultramáficas.

Para las rocas intrusivas sin metamorfismo se usó un diagrama para clasificación de rocas ígneas plutónicas, clasificación de granitos y se vio la posibilidad de usar los elementos traza para reconocer el ambiente tectónico. En la tabla 6.1 se muestran los resultados de las 9 muestras analizadas.

Tabla 6.1 Datos de óxidos mayores y elementos traza obtenidos por fluorescencia de rayos X.

Clave	SMI-1	SMI-2	SMI-3	SMI-4	SMI-12	SMI-10	SMI-11	SMI-13	SMI-5
Roca (% en peso)	Meta- gabro	Meta- gabro	Meta- piroxenita	Meta- piroxenita	Esquisto psamítico	Granito de biotita	Granito pegmatítico con granate	Granito pegmatítico con micas	Dolerita
SiO ₂	52.163	48.277	47.112	51.595	68.585	73.734	73.613	74.951	54.407
TiO ₂	0.434	0.844	0.48	0.315	0.767	0.302	0.048	0.095	1.282
Al ₂ O ₃	18.948	16.968	5.527	5.455	14.597	14.148	14.723	14.101	16.595
Fe ₂ O _{3t}	4.464	4.542	9.403	8.374	5.241	2.639	1.535	0.687	9.233
MnO	0.091	0.072	0.135	0.143	0.06	0.044	0.147	0.02	0.143
MgO	7.776	10.537	28.261	27.431	2.112	0.865	0.272	0.272	7.254
CaO	8.624	10.52	3.622	2.287	2.284	2.735	0.555	0.908	6.651
Na ₂ O	3.736	3.479	0.376	0.145	3.053	3.688	2.375	2.856	2.454
K ₂ O	1.276	0.598	0.041	0.081	2.168	1.177	5.989	5.317	0.983
P ₂ O ₅	0.076	0.171	0.058	0.077	0.132	0.057	0.082	0.125	0.241
PxC	2.27	3.79	4.98	4.14	0.91	0.48	0.62	0.54	0.67
total	99.858	99.798	99.995	100.043	99.909	99.869	99.959	99.872	99.913
(ppm)									
Rb	35	16	2	3	95	52	152	130	35
Sr	740	955	37	11	306	165	57	122	357
Ba	590	569	20	22	592	228	220	1024	206
Y	14	20	11	12	29	21	21	19	25
Zr	58	76	23	40	252	230	21	56	168
Nb	3	<1.2	9	9	15	8	6	7	10
V	97	152	88	64	108	30	<10	11	179
Cr	100	89	1464	2608	82	70	<10	11	402
Co	24	27	65	40	16	5	<4	<4	35
Ni	386	381	1462	804	43	22	11	7	114
Cu	594	238	328	690	673	626	257	234	283
Zn	156	150	137	203	220	163	65	62	141
Th	1	<0.3	1	1	6	13	1	3	<0.3
Pb	20	45	4	5	21	15	23	29	9

Tabla 6.2 Simbología y nombre de las rocas analizadas, utilizadas en las distintas gráficas.

	SMI-1	Metagabro		SMI-4	Metapiroxenita		SMI-12	Esquisto psamítico
	SMI-2	Metagabro		SMI-10	Granito de biotita		SMI-13	Granito pegmatítico de micas
	SMI-3	Metapiroxenita con olivino		SMI-11	Granito pegmatítico de granate		SMI-5	Dolerita

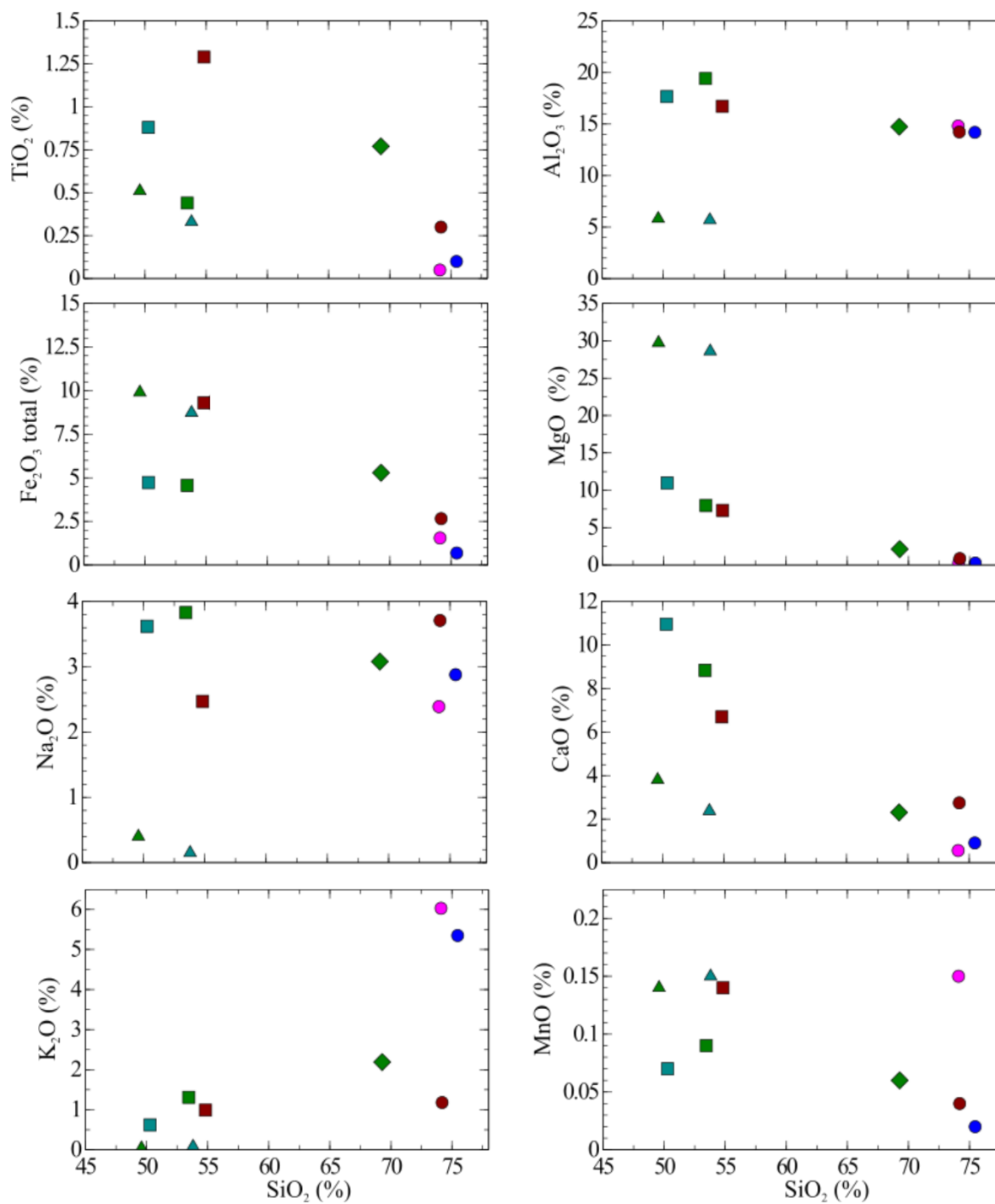


Figura 6.1 Diagramas de variación Harker. Óxidos mayores en función del contenido en porcentaje de la sílice (SiO₂).

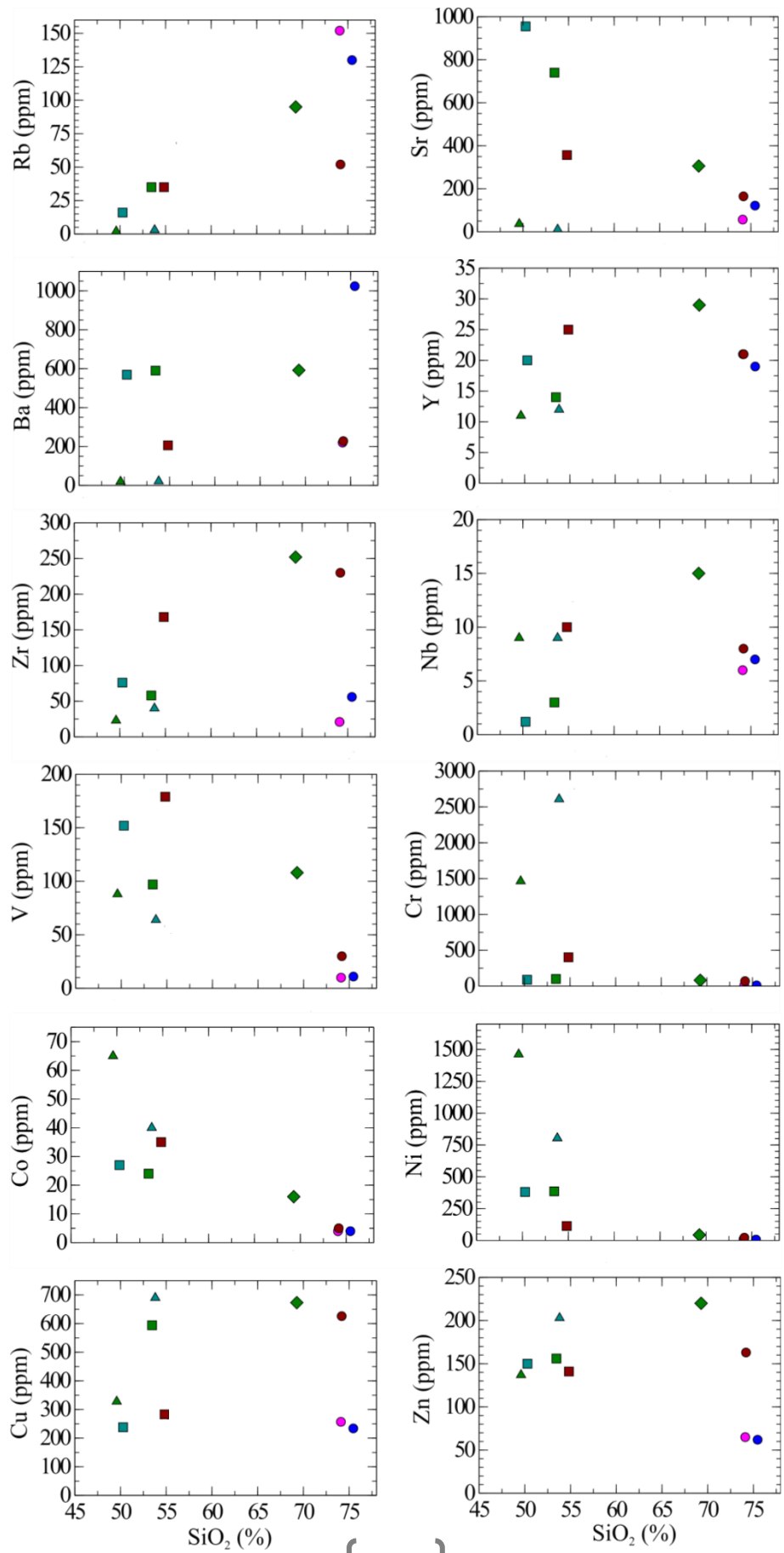


Figura 6.2 *diagrama de variación de elementos traza respecto a la sílice, de las muestras de roca analizadas.*

Como se puede observar en la figura 6.1, hay ciertas agrupaciones entre las muestras, dándonos ciertas evidencias de la composición química de los protolitos, así como la naturaleza de las rocas intrusivas. En la figura 6.2 se observa el comportamiento de los elementos traza en los distintos tipos de rocas analizadas.

6.2 Metagabro

El metagabro, presentan un contenido relativamente bajo en SiO_2 entre 50.28% y 53.45% posicionándose en el lado izquierdo en todas las gráficas. Respecto al TiO_2 los valores que presentan son de 0.44% al 0.88%. Esta roca presenta el alto contenido de Al_2O_3 , con valores que rondan entre 17.67% y 19.42%. Su contenido de Fe_2O_3 total ronda entre 4.57% a 4.73%, el MnO se encuentra en bajo porcentaje, con valores entre 0.07% a 0.09%. Se observan valores relativamente altos de MgO con 7.97% a 10.98, solo por debajo de las metapiroxenitas. Los valores del CaO están comprendidos entre 8.84% y 10.96%. Los valores de Na_2O oscilan entre 3.62% y 3.83. Los valores de K_2O son bajos, entre 0.62% y 1.31% observándose claramente la naturaleza básica de estas rocas.

Como se aprecia en los resultados de elementos mayores, una de las muestras exhibe un comportamiento básico, mientras que la otra presenta un ligero incrementando en la cantidad de sílice, por lo cual presenta una composición ligeramente más intermedia que la muestra anterior. Debido al arreglo textural holocristalina hipiomórfica, se infiere que el protolito de ambas rocas es plutónico, en la figura 6.3 podemos ver el campo en el que caen las muestras graficándolas en un diagrama TAS para rocas plutónicas.

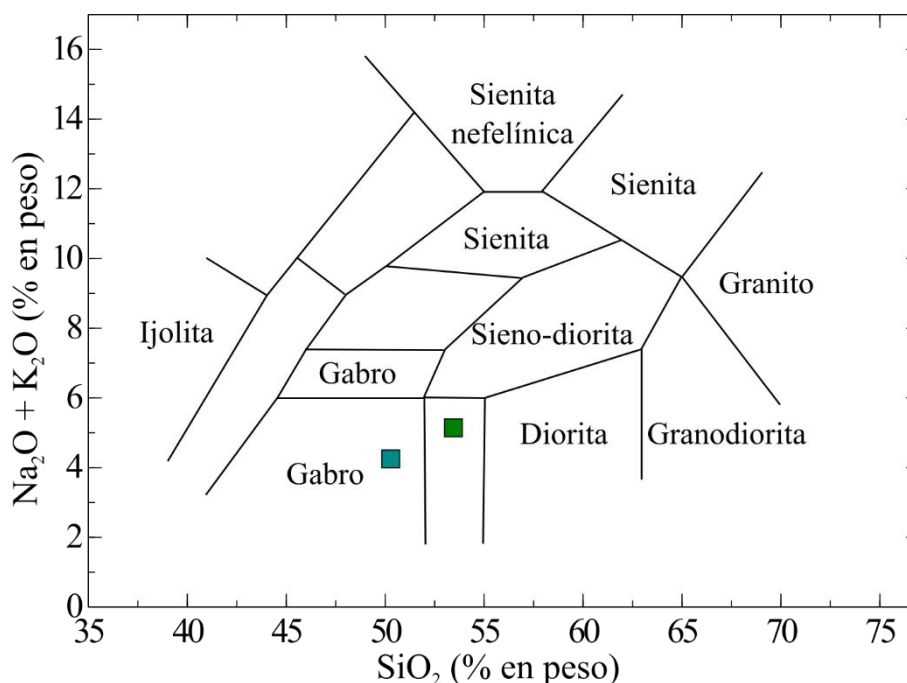


Figura 6.3 Diagrama de álcalis total vs sílice, tomado de Best (2003), para las muestras de metagabro.

Respecto a los elementos traza podemos observar muy bajo contenido en Rb 16-35 ppm, mientras que con el Sr y Ba son las rocas más enriquecidas en estos elementos con 740-955 ppm y 569-590 ppm respectivamente. La cristalización fraccionada en magmas basálticos incrementa el enriquecimiento de estos elementos. Respecto al Y tienen valores de 14 a 20 ppm, de 58 a 76 ppm para el Zr y poseen valores prácticamente nulos de Nb <1.2-3 ppm. El V están entre 97 y 152 ppm y se observa un ligero enriquecimiento en Cr por tener valores de 89 a 100 ppm. El Co tiene valores de 24 a 27 ppm, Ni con 381 a 386 ppm, Cu 238 a 594 ppm, Zn 150 a 156 ppm, por último, el Th tiene valores de <0.3 a 1 ppm y el Pb de 20 a 45 ppm.

6.3 Metapiroxenita

Las muestras de esta roca tienen protolitos ultramáficos. Como era de esperarse el contenido en SiO_2 es bajo compartiendo posición con los metagabros, por exceder el 45% de sílice no son consideradas como rocas ultrabásicas. Presentan valores de TiO_2 entre 0.33% y 0.51%. Con respecto al Al_2O_3 se observan los porcentajes más bajos con valores de 5.69% a 5.82%, siendo las rocas más empobrecidas. En el Fe_2O_3 total y MgO se aprecia la principal característica química de estas rocas, altos porcentajes en ambos compuestos, con valores entre 8.73% y 9.90% y 28.60 a 29.74% respectivamente. Se observan valores bajos del Na_2O

con valores de 0.15% y 0.40%, en el CaO presenta valores que oscilan en 2.38% y 3.81%. Para el K_2O se observa que las metapiroxenitas prácticamente no tienen contenido en este compuesto. Finalmente, este grupo presenta los valores más altos en el MnO con valores 0.14 a 0.15%, el Mn es un elemento menor, sustituye al Fe y Mg de los minerales máficos. Esta roca al haber estado constituida por un alto porcentaje de minerales máficos, ocasionó un incremento de este compuesto.

En la figura 6.4 se graficaron las metapiroxenitas usando MgO y Ni, cayendo en el límite y cerca del campo de las piroxenitas.

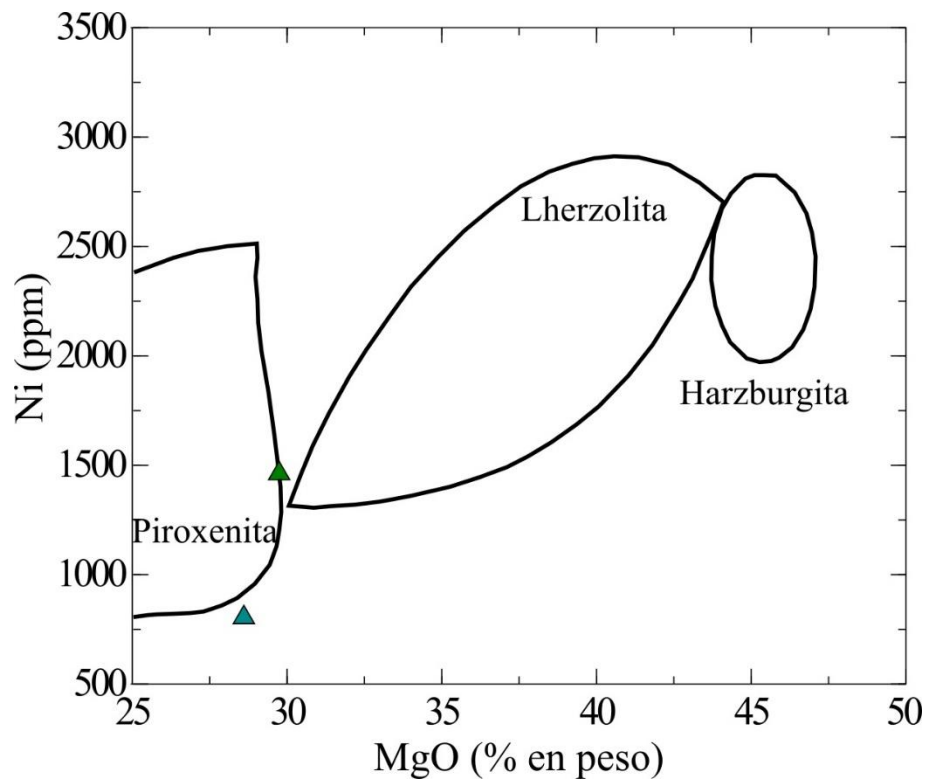


Figura 6.4 Diagrama de variación de Ni vs MgO de Pfeifer (1990), utilizado para la clasificación de las metapiroxenitas.

Presentan valores muy bajos, prácticamente nulos, de Rb 2-3 ppm. Lo mismo ocurre con el Sr y Ba presentando valores entre 11-37 ppm y 20-22 ppm y respectivamente. El Y tiene valores de 11-12 ppm, el Zr 23-40 ppm. El Nb tiene valores de 9 ppm y el V valores de 64 a 88 ppm. Respecto al Cr se observa un marcado enriquecimiento con valores desde 1464 a 2608 ppm, lo mismo con el Co y Ni, 40 a 65 ppm y 804 a 1482 ppm. Estas características son ocasionadas por la remoción selectiva, por cristales de olivino y piroxeno, formados tempranamente. En la industria minera las rocas ultramáficas son fuentes importantes de Cr y elementos del grupo de los platinoides. El Cu presenta valores de 328 a 690 ppm, Zn 137

a 203 ppm. El Th y Pb presentan valores prácticamente nulos, 1 ppm y 4-5 ppm respectivamente.

6.4 Esquisto psamítico

Esta roca encajona a los lentes máficos-ultramáficos, por ello es necesario describirlas. Muestran un carácter completamente diferente al metagabro y las metapiroxenita. Muestran un alto contenido de SiO_2 con 69.28%, el TiO_2 tiene un valor de 0.77 %, no se observan valores de importancia. El Al_2O_3 presenta un valor de 14.74%, muy similares a las rocas graníticas. Respecto al Fe_2O_3 total se observa un valor de 5.29%, el MnO presenta un valor muy bajo de 0.06% y el MgO tiene un valor de 2.13%. El CaO tiene un valor de 2.31%, de Na_2O 3.08% y de K_2O 2.19%, se observa un carácter muy similar con las rocas graníticas.

En la figura 6.5 se muestran dos gráficas para ver el protolito del esquisto psamítico. Como se puede observar en ambas gráficas la muestra cae en el campo de las grauvacas, que corresponde con rocas detríticas formadas por los productos de la disgregación de rocas graníticas y/o gneises cuarzo-feldespáticos. Con lo anterior se explica la similitud de algunos valores respecto a las rocas graníticas.

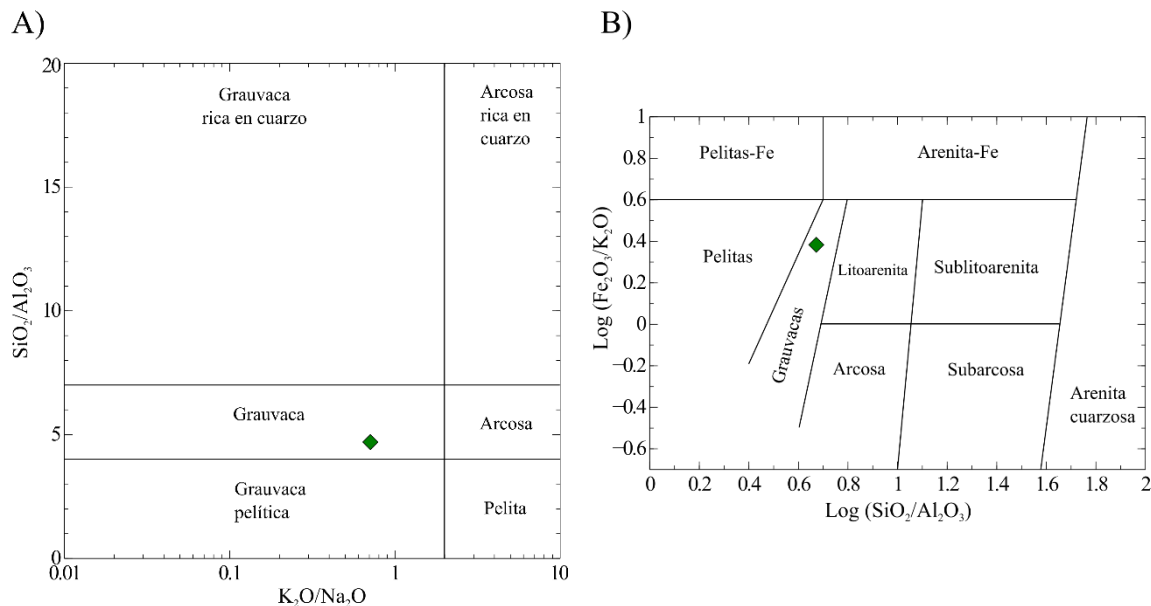


Figura 6.5 Clasificación geoquímica del esquisto psamítico, A) Clasificación geoquímica de Wimmenauer (1984), B) Clasificación geoquímica de Herron (1988).

En los elementos traza observamos que esta roca tiene muestra alto contenido de Rb con valor de 95 ppm. Respecto al Sr y Ba vemos una anomalía positiva 306 ppm y 592 ppm respectivamente, pero no tan notoria como las en las rocas básicas. Es la roca con mayor

contenido de Y 29 ppm, así como de Zr con 252 ppm y de Nb con 15 ppm. Muestra un incremento en V con 108 ppm. Respecto al Cr, Co y Ni exhibe proporciones muy bajas con 82 ppm, 16 ppm y 43 ppm respectivamente. Es de las rocas más enriquecidas en Cu con 673 ppm y en Zn con 220 ppm. En el caso del Th presenta 6 ppm y 21 ppm para el Pb. Esta roca proviene de un protolito sedimentario psamítico, muestra altos valores de Rb, Sr y Ba por los sedimentos formados a partir de rocas ígneas graníticas enriquecidas de estos elementos por la cristalización fraccionada, el enriquecimiento en Y y Zr es atribuido a tener minerales accesorios resistentes a la meteorización.

6.5 Cuerpos graníticos y dolerita

Estas rocas son cuerpos ígneos que intrusionan a la secuencia metasedimentaria, no presentan metamorfismo. Se agruparon el granito de biotita, granito pegmatítico con granate, granito pegmatítico con micas y la dolerita.

Las muestras presentan los siguientes parámetros: el contenido de SiO₂ en los cuerpos graníticos es el más alto de todas las muestras analizadas de 74.10 a 75.46%, colocándose del lado derecho de las gráficas, mientras que la dolerita tiene un valor de 54.82%. En los granitos pegmatíticos y granito con biotita se observa un porcentaje bajo de TiO₂ entre 0.05% y 0.30%, sin embargo, en la dolerita se observa un mayor porcentaje, 1.29%. Con respecto al Al₂O₃ se aprecia que las 3 muestras graníticas presentan parámetros muy similares 14.20% y 14.82%, en la dolerita es un poco más elevado 16.72%. En el caso del Fe₂O₃ total y MgO se tienen valores de 0.69 a 2.66% y 0.27 a 0.87% respectivamente, para los cuerpos graníticos, la dolerita presenta un mayor porcentaje en estos óxidos 9.30% y 7.31%. En el MnO tiene valores de 0.04% y 0.15% donde el granito pegmatítico con granate presenta un alto porcentaje en este compuesto y la dolerita presenta un valor de 0.14%. Para los cuerpos graníticos en el Na₂O y CaO presentan valores 2.39% a 3.71% y 0.56 a 2.75% respectivamente, se resalta que el granito de biotita posee mayor porcentaje en ambos compuestos, y la dolerita tiene mayor contenido en CaO, 6.70% por su composición intermedia. Con respecto al K₂O% los valores oscilan entre 1.18% y 6.03%, se ve como las muestras granitos pegmatíticos presentan mayor contenido en este compuesto y la dolerita tiene un valor muy bajo.

La figura 6.6 corresponde a un diagrama TAS para rocas plutónicas, donde podemos observar la naturaleza de los cuerpos intrusivos.

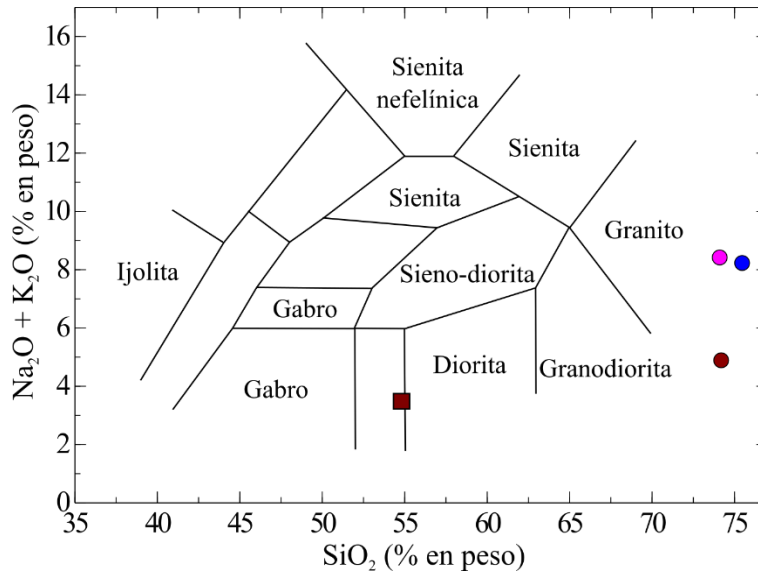


Figura 6.6 Diagrama de álcalis total vs sílice, tomado de Best (2003), para las muestras de granito de biotita, granito pegmatítico de granate, granito pegmatítico de micas y dolerita.

Se tiene registro de fusión parcial de la formación Chazumba, evidenciado por las Migmatitas Magdalena, esto dio origen a los diques graníticos que se encuentran intrusionando la secuencia metasedimentaria a distintos niveles.

Dependiendo la roca que se funde, los granitos se clasifican en tipo S, si provienen de fusión parcial de metasedimentos, tipo I si se funden rocas ígneas y tipo A, si se producen en ambientes anorogénicos. Para corroborar esta información se usó el diagrama del índice alcalino-cálcico de Frost et al., (2001), dependiendo de la relación $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ respecto al SiO_2 , ubica las rocas en los campos Tipo I, S y A. En la figura 6.7 vemos el área donde caen los cuerpos graníticos, así como su índice alcalino-cálcico.

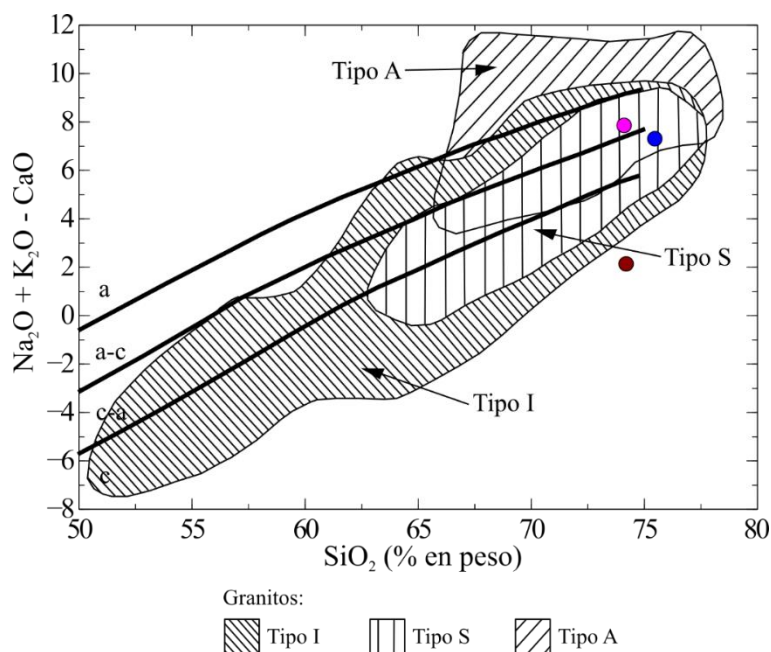


Figura 6.7 Diagrama del índice alcalino-cálcico, $Na_2O + K_2O - CaO$ vs SiO_2 % en peso; a, alcalino; a-c, alcalino-cálcico; c-a, calco-alcalino; c, cálcico.

Se observa que el granito pegmatítico de granate expone una relación alcalino-cálcico, el granito pegmatítico de micas presenta una relación calco-alcalina, ambos posicionándose en el campo de los granitos tipo S, sugiriendo que proceden de la fusión parcial de rocas metasedimentarias presentando alto contenido en sílice, fuertemente hiperaluminosos y relativamente potásicos. Sin embargo, el granito de biotita no cae dentro de alguno de los campos, debido a su bajo contenido en K_2O , con la información del complejo se infiere que esta roca proviene de la fusión parcial de una roca con valores bajos en K_2O .

Analizando la distribución de los elementos traza vemos que en los granitos pegmatíticos el Rb está en alta proporción con 130 a 152 ppm, mientras que en el granito de biotita y la dolerita son valores bajos de 52 ppm y 35 ppm. La dolerita muestra un enriquecimiento de Sr con 357 ppm, mientras que los cuerpos graníticos tienen valores entre 57 a 165 ppm. El granito pegmatítico con micas muestra un alto valor de Ba con 1024 ppm, las demás muestras tienen valores de 206 a 228 ppm. El Y muestra valores entre 19 a 25 ppm. El granito de biotita tiene el mayor contenido de Zr con 230 ppm y las demás con valores entre 21 y 168 ppm. En el caso de los cuerpos graníticos se observan bajos valores de Nb, V, Cr, Co y Ni, 6-8 ppm, <10-30 ppm, <10-70 ppm, <4-5 ppm, y 7-22 ppm respectivamente. La dolerita muestra alto valor de V con 179 ppm, de Cr con 402 ppm y Ni con 114 ppm. El granito de biotita muestra alto contenido de Cu con 626 ppm, las demás rocas con 234 a 283 ppm. Respecto al Zn se ven valores de 62 a 163 ppm. Por último, el Th presenta valores de <0.3 a 13 ppm y el Pb entre 9 a 29 ppm.

La dolerita al provenir de un magma intermedio se enriquece de Rb, Ba y Sr, mientras que los granitos al ser formados por la cristalización de un magma originado por fusión parcial, este proceso ayuda al enriquecimiento de elementos incompatibles.

Los datos de elementos traza obtenidos en los cuerpos graníticos fueron empleados en diagramas de discriminación tectónica para conocer el ambiente tectónico al que se relaciona su formación. Se emplearon los diagramas Y vs Nb y Y + Nb vs Rb propuestos por Pearce et al. (1984).

En el primer diagrama Y vs Nb, las tres muestras graficadas caen en el mismo campo, granitos sincollisionales y granitos de arco, el problema en el diagrama es la ambigüedad que se marca en el campo antes mencionado, por ello se decidió realizar el segundo diagrama, el cual diferencia más los campo. Las muestras en el segundo diagrama caen en el campo de granitos de arco.

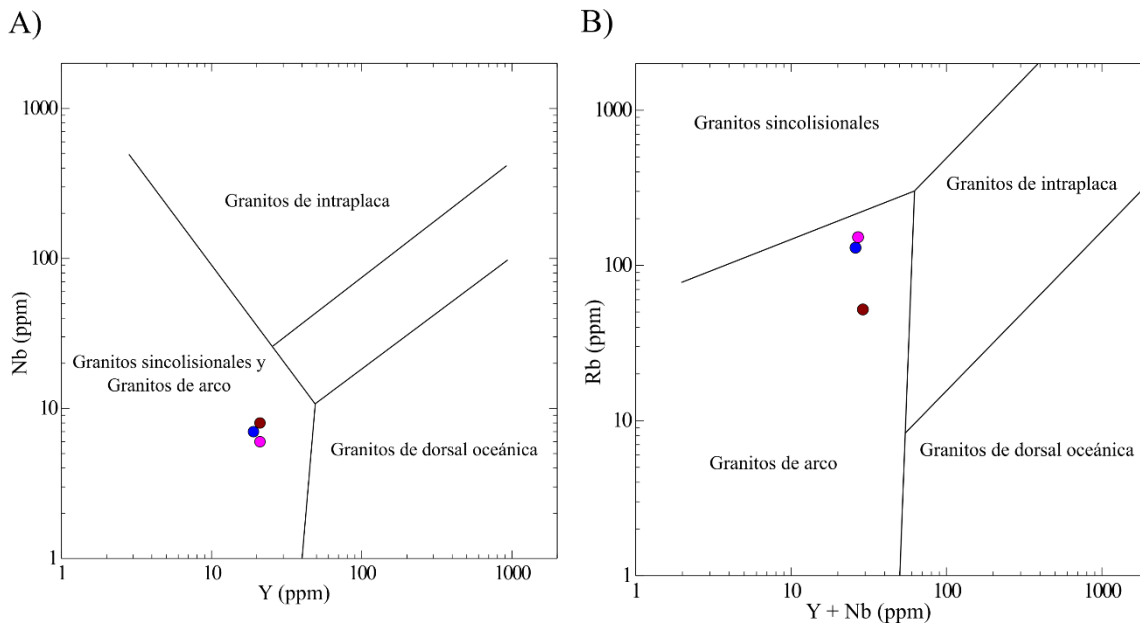


Figura 6.8 Diagramas de discriminación para rocas graníticas. A) Diagrama Y vs Nb, B) diagrama Y + Nb vs Rb, ambos de Pearce et al., 1984.

CAPÍTULO 7 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

7.1 Discusión

Después de los estudios petrográficos, geoquímicos y la caracterización química de los minerales, se pudieron diferenciar rocas metamórficas e ígneas. Las rocas metamórficas se dividen en metagabros, metapiroxenitas y esquisto psamítico. Todas las rocas ígneas tienen un carácter intrusivo dividiéndose en pegmatita de flogopita y turmalina, dolerita y cuerpos graníticos.

Con base en la mineralogía y las relaciones texturales, se determinó que el metagabro presenta una textura ígnea relictas, esto no significa que el grado de metamorfismo fue bajo, sino que el comportamiento respecto a la deformación de la roca permitió la preservación de la textura original.

Para el metagabro, se propone que tuvo la coexistencia de clinoanfíbol magnésico y plagioclasas intermedias a cálcicas, lo que nos indica que la roca llegó a la facies de anfibolita, sin embargo, actualmente se observa un cambio en la mineralogía, determinado por las mediciones en el microscopio electrónico de barrido, el clinoanfíbol reacciona con la plagioclasa y evoluciona a edenita y pargasita, también se genera clinocloro, extremo magnésico de las cloritas, las plagioclasas pasan a ser más sódicas y se genera clinozoisita. La nueva asociación mineral nos indica que la roca sufre un metamorfismo retrógrado a facies de esquisto verde.

Los análisis de elementos mayores muestran un comportamiento de rocas básicas con alto contenido en MgO, indicándonos que el protolito tenía contenido importante de silicatos de magnesio como ortopiroxenos, hablamos de una clase particular de gabros llamados noritas caracterizados por la presencia de plagioclasas y ortopiroxeno. Se observa un incremento en los porcentajes de Na₂O y K₂O comparado con los porcentajes usuales en gabros, sugiriendo que la roca sufrió metasomatismo

La metapiroxenita al igual que el metagabro muestran una textura ígnea relictas. Llegaron a la facies de anfibolita, sin embargo, el anfíbol corresponde con antofilita, fase mineral índice de esta facies para rocas ultramáficas. En una muestra de metapiroxenita se observa la presencia de olivino. Estos minerales muestran alteraciones a talco y serpentina, dándonos la evidencia que están sufriendo un proceso de retrogresión. Esta roca son las que muestran mayor contenido en MgO evidenciando su naturaleza ultramáfica. Utilizando un diagrama de clasificación de rocas ultramáficas, las rocas caen cerca del campo de las piroxenitas. El incremento de Al₂O₃, Na₂O y K₂O indica que la roca sufrió metasomatismo.

Otra característica importante son los altos que valores que presentan en Cr, Ni, Co, enriquecimiento debido por remoción selectiva, por cristales de olivino y piroxeno, formados tempranamente, importante para este tipo de rocas, pues los yacimientos de rocas

ultramáficas (ortomagmáticos) son fuente importante de Cr y elementos del grupo del platino. Sin embargo, debido a la poca extensión que tienen las rocas ultramáficas, no se pueden considerar como un yacimiento de interés económico.

En la literatura se reporta que la paragénesis forsterita + enstatita, o bien fosterita + antofilita definen la parte más alta de la facies de anfibolita para rocas ultramáficas del sistema MSH. Esta paragénesis depende de las condiciones de presión y temperatura durante el metamorfismo progrado. Se ha observado en otros complejos metamórficos del mundo como las Caledonidas Escandinavas, que la coexistencia de forsterita + enstatita definen la parte más alta de la facies de anfibolita, al aparecer la antofilita nos indica un proceso retrogrado, por la hidratación parcial de la enstatita, relacionado a la exhumación del complejo.

En la figura 4.7 A observamos la coexistencia de olivino y antofilita, sin embargo, esta muestra nos deja con la interrogante de cuál fue el proceso que dio origen a la antofilita. Se interpreta que la antofilita se generó por un metamorfismo progrado ya que en las muestras analizadas no se encontró evidencia de la presencia de ortopiroxeno o pseudomorfos del mismo. Se asume que las rocas ultramáficas llegaron a la parte más alta de la facies de anfibolita, en un ambiente de mediana presión.

En la mayoría de las muestras de metapiroxenita, la antofilita se encuentra muy sana, con baja grado de alteración a serpentina y talco, se observan cristales de subhedrales a euhedrales. La estabilidad de este mineral se atribuye a que su campo de estabilidad se ubica en la mediana y baja presión (figura 2.8) por lo cual es estable aún en el proceso retrógrado. La alteración de las fases minerales, antofilita y olivino, nos señala que las rocas se encuentran en un proceso retrogrado, al igual que el metagabro.

Debido a que en este trabajo no se realizaron trabajo de termobarometría no se puede saber con exactitud las condiciones a las que se sometieron las rocas, sin embargo, en la figura 7.1 se muestran un diagrama con las facies metamórficas y las reacciones minerales para el sistema químico MSH, también se muestra una posible trayectoria metamórfica de las rocas, deducida por el análisis mineralógico y textural.

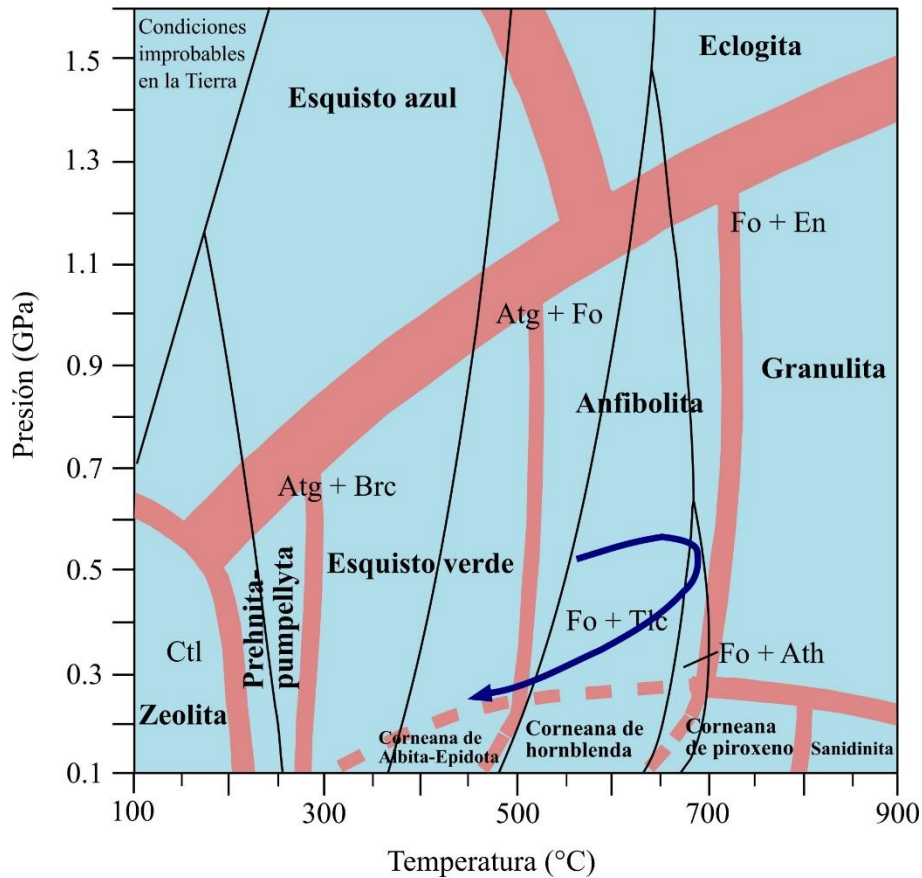


Figura 7.1 Diagrama de estabilidad de paragénesis en el sistema MSH con las facies metamórficas (tomado y modificado de Bucher y Grapes, 2011). La flecha de color azul marino nos indica la evolución de la metapiroxenita. Esta roca llegó a la parte más alta de la facies de anfibolita con la asociación olivino + antofilita, debido al proceso de exhumación comenzó un metamorfismo retrógrado, hidratando el olivino y antofilita, generándose serpentina y talco, indicándonos que la metapiroxenita retrocede hasta la facies de esquisto verde.

El metagabro y metapiroxenita tuvieron como protolitos rocas ígneas intrusivas, Keppie et al., (2004) realizaron dataciones en zircones de muestras provenientes de los lentes y obtuvieron una edad de 174 ± 1 Ma., que se interpreta como edad de la intrusión en la secuencia metasedimentaria, Litodema Chazumba.

El esquisto psamítico tienen una textura bandeada, en algunas zonas se observan porfidoclastos de feldespato. La mineralogía que exhibe esta muestra, no es útil para definir la facies metamórfica a la que se encuentra, pero al estar asociada al metagabro y metapiroxenita se deduce que llegó a facies de anfibolita. La muestra presenta baja proporción de moscovita y los cristales presentan alto grado de corrosión, indicándonos su inestabilidad, este hecho ocurre en las partes superiores de la facies de anfibolita para rocas de clase química cuarzo-feldespática.

La clase química se corrobora con los datos geoquímicos, elementos mayores, al graficar los datos en diagramas de clasificación de rocas sedimentarias se obtuvo que el protolito fue una

grauvaca, correspondiendo con los datos de Ortega-Gutiérrez (1978). El protolito se asocia a una intercalación de lutitas y areniscas, al sufrir metamorfismo la secuencia se transformó en una alternancia de metapelitas y metapsamitas. Helbig et al. (2012) en base a dataciones en zircones, afirman que la secuencia se depositó entre el Triásico tardío y Jurásico medio.

Observando las similitudes de elementos mayores entre el esquisto psamítico y los cuerpos graníticos, se pueden deducir que los sedimentos que dieron origen a estas rocas, pudieron provenir de cuerpos graníticos o bien gneises cuarzo feldespáticos.

La pegmatita de flogopita y turmalina se encuentra en contacto con la metapiroxenita y presenta un zoneamiento, donde predominan las micas y anfíboles, donde abunda cuarzo y feldespato. El principal atractivo de esta roca es la presencia de macrocristales de apatito y turmalina.

La dolerita corta a la secuencia metasedimentaria. Esta roca se asocia a actividad volcánica más reciente, pertenece a la Formación Huajuapán.

Los granitos pegmatíticos muestran un tamaño de grano superior. Los tres cuerpos graníticos muestran minerales accesorios ricos en aluminio, micas y granate, indicándonos que provienen de la fusión parcial de rocas de composición química pelítica. Esto se comprobó utilizando un diagrama para discriminar los tipos de granitos, los granitos pegmatíticos caen en el campo de granitos tipo S, mientras que el granito de biotita no entra un campo y se atribuye a su bajo contenido en K_2O . Como se sabe esta región del Complejo Acatlán presenta una zona de migmatización, esto generó los cuerpos graníticos que intrusionan al Litodema Chazumba. Se emplearon elementos traza para determinar el ambiente tectónico donde se pudieron formar los cuerpos graníticos, todas las muestras coinciden que son granitos de arco.

7.2 Conclusiones

- Se generó un mapa geológico a escala 1:3000 de la zona de estudio, permitiendo caracterizar y ver la distribución los tipos de rocas que afloran (metagabro, metapiroxenita, esquisto psamítico y cuerpos graníticos).
- El metagabro presentan una textura ígnea relictiva, se contó con la asociación clinoanfíbol magnésico y plagioclasa intermedia-cálcica, llegando a la facies metamórfica de anfíbolita, actualmente constan con la paragénesis edenita-pargasita, clinocloro, albita y clinozoisita, generada en la facies de esquisto verde, evidenciando un proceso de metamorfismo retrogrado por la exhumación del complejo. Como protolitos se obtuvieron gabros, que se conformaban por plagioclasa y ortopiroxeno, muy probablemente hablamos de noritas. Los análisis de fluorescencia de rayos X

evidencian que esta roca sufrió metasomatismo. Se generó por la intrusión y cristalización de un magma básico en una secuencia metasedimentaria.

- La metapiroxenita presentan una textura ígnea relictas, con una paragénesis de olivino + antofilita indicándonos que llegaron a la parte alta de la facies de anfibolita, actualmente se observa una retrogresión de las fases minerales, transformándose a serpentina y talco. Como protolito de este tipo de rocas se obtuvo que fueron piroxenitas, al ser conformadas por ortopiroxeno y olivino se podemos inferir que se trataba de ortopiroxenitas olivínicas. Los análisis de fluorescencia de rayos X indican que la roca sufrió metasomatismo. Presenta valores relativamente altos de Cr y Ni que pudieran representar un interés económico, pero por el tamaño del área no se considera como un yacimiento con potencial de explotación en estos elementos. Esta roca se generó por la intrusión y cristalización de un magma bajo en sílice y abundante magnesio, en una secuencia metasedimentaria.
- El esquisto psamítico, no presenta mineralogía que indique la facies a la que llegó, la inestabilidad de la moscovita nos indica estar próxima a una facies de alto grado. Al estar en la misma área que el metagabro y metapiroxenita se infiere que esta roca llegó a la parte alta de la facies de anfibolita. Se obtuvo que el protolito fue una grauvaca, roca sedimentaria del grupo de las areniscas formada por el depósito de sedimentos proveniente de una fuente granítica, ya sea granitos o gneises cuarzo-feldespáticos. Esta roca se formó por el depósito de sedimentos arenosos de composición cuarzo-feldespática en una cuenca marina cercana a la costa, posteriormente sufrió metamorfismo y forma parte de la unidad que encajona a los lentes ultramáficos y los diques graníticos.
- Existen cuerpos graníticos, doleríticos y pegmatitas con variable mineralogía intrusionando el área de estudio, los cuerpos graníticos son granitos y cuerpos pegmatíticos. Su origen se debe a la fusión parcial de la secuencia metasedimentaria (Litodema Chazumba). En base a diagramas de discriminación tectónica se concluye que se trata de granitos de arco. La dolerita se asociaría a episodios volcánicos posteriores afectando al área de estudio. resultado que son granitos de arco.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Best, M. G., *Igneous and metamorphic petrology.*, 2003. UK, Blackwell Science Ltd, 2nd ed.
- Bucher, K., Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Springer Berlin Heidelberg.
- Campa, M. F. y Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20. P. 1040-1051.
- Castro-Dorado, A., 2015. *Petrografía de Rocas Ígneas y Metamórficas*, Ediciones Paraninfo, Madrid, España.
- Dobson, D. P., Meredith, P. G., and Boon S. A., 2002, Simulation of subduction zone seismicity by dehydration of serpentine. *Science*, 298, 1407 – 10.
- Evans, B.W., 1977. Metamorphism of alpine peridotite and serpentine. *Ann Rev Earth Planet Sci* 5: 397–447
- Frost, B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks, *Journal of Petrology*, v. 42, n. 11, p. 2033-2048.
- Frost, B. R., Frost, C. D., 2014. *Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology*, Cambridge Press.
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes: a practical guide*, Wiley and Blackwell, Oxford.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., 2007. Amphiboles: Crystal Chemistry. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 67, 1-54.
- Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., and Solari, L.A., 2012. U–Pb geochronological constraints on the Triassic–Jurassic Ayú Complex, southern Mexico: Derivation from the western margin of Pangea-A: *Gondwana Research*, v. 22, no. 3–4, p. 910–927. doi: 10.1016/j.gr.2012.03.004.
- Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., and Solari, L.A., 2012. Exotic rifted passive margin of a back-arc basin off western Pangea: geochemical evidence from the Early

Mesozoic Ayú Complex, southern Mexico *International Geology Review*, DOI:10.1080/00206814.2012.751171.

- Herron, M. M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data: *Journal of Sedimentary Petrology*, 58(5), 820-829.
- Hey, M. H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30: 277-292.
- Katzir, Y., Avigad, A., Matthews, A., Garfunkel, Z., and Evans, B., W., 1999. Origin and Metamorphism of ultrabasic rocks with subducted continental margin, Naxos (Cycladaes, Greece), *Journal of Metamorphic Geol.*, Vol. 17, No.3, pp. 301-318.
- Keppie, J.D. and Ramos, V.A., 1999. Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. In: Ramos, V.A., and Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 336, pp. 267-276.
- Keppie, J.D., Nance, R.D., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Miller, B.V., Fox, D., Powell, J., Mumma, S., and Lee, J.W.K., 2004. Mid-Jurassic Tectonothermal Event Superposed on a Paleozoic Geological Record in the Acatlán Complex of Southern Mexico: Hotspot Activity During the Breakup of Pangea: *Gondwana Research*, v. 7, p. 239–260.
- Keppie, J.D., Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Storey, C.D., Jeffries, T.E., and Murphy, J.B., 2006, Detrital Zircon Data from the Eastern Mixteca Terrane, Southern Mexico: Evidence for an Ordovician–Mississippian Continental Rise and a Permo-Triassic Clastic Wedge Adjacent to Oaxaquia: *International Geology Review*, v. 48, p. 97–111.
- Leake, B. E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., y Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 35, 219-246.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., B., Bateman, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorenen, H., Woodley, A.R., 2002. *Igneous rocks, A classification and Glossary of Terms*,

Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press.

- Ortega-Gutiérrez, F., 1978. Estratigrafía del complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. (U.N.A.M. México, Ed.) 2(2), 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Tectonostratigraphic analysis and significance of the Paleozoic Acatlán Complex of southern México. In: Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García, E., Morán-Zenteno, D.J., and Gómez-Caballero, A. (Eds.), First circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference: Guanajuato, Mexico: Inst. Geología, Univ. Nac. Aut. Mexico, pp. 54-60.
- Ortega-Gutierrez, E, Elias-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macias-Romo, C. and López, R., 1999. Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, v. 27, pp. 719-722.
- Pfeifer, H. -R., 1990. Major and Trace Element Discrimination Diagrams to Determine Possible Protoliths Of Orogenic Ultramafic Rocks. Université de Lausanne.
- Pramod, K. V., 2010. Optical Mineralogy. CRC Press.
- Ramirez-Espinosa, J., 2001. Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlán Complex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian system: Ph.D. thesis, Univ. Arizona, 170p.
- Rollinson, H. R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Pearson Prentice Hall.
- Seldock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C., 1993. Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of México. The Geological Society of America Special Paper, 278.
- Spear, F. S., 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Washington USA: Mineralogical Society of America.
- Talavera-Mendoza, O., Ruíz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F., 2005. U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters* 235, 682-699.

- Tolson, G., 2005. La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Grande fronteras Tectónicas de México. Tomo LVI, no 1, 2005, p.111-122.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, J.P., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G.E., 1991. Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern Mexico: implications for Paleozoic North American tectonics, Geol. Soc. Amer. Bull. 103, 817–828.
- Wimmenauer, W., 1984. Das Prävariskische Kristallin im Schwarzwald: Fortschritte der Mineralogie, 62(2), 69-86.
- Winter, J. D., 2010. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology, 2, New York, Prentice Hall.
- Whitney, D. L., Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, Volume 95, p. 185-187.

ANEXOS

Anexo 1 Análisis químicos obtenidos por EDS (Espectrometría de energía dispersiva).

Feldespatos						
MT₄O₈						
	17	18	23	24	27	33
SiO ₂	63.66	44.72	64.53	61.09	55.02	51.75
TiO ₂	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	22.68	34.27	20.56	18.43	24.75	32.42
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0
FeO _t	0	0	0	0	2.00	0
MnO	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	5.99	3.67	2.55
CaO	1	18.23	0	3.18	5.51	5.79
Na ₂ O	12.66	2.78	14.91	11.31	7.17	5.93
K ₂ O	0	0	0	0	1.88	1.55
Total	100	100	100	100	100	99.99
Si	2.74	2.03	2.74	2.61	2.46	2.28
Al	1.15	1.84	1.03	0.93	1.30	1.68
Fe ³⁺	0	0	0	0	0.08	0
Mn	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0	0
Sitio "T"	3.89	3.87	3.77	3.54	3.84	3.96
Ba	0	0	0	0	0	0
Ca	0.05	0.89	0	0.15	0.26	0.27
Na	1.06	0.25	1.23	0.94	0.62	0.51
K	0	0	0	0	0.11	0.09
Sitio "M"	1.11	1.14	1.23	1.09	0.99	0.87
Anortita	4.18	78.37	0	13.45	26.59	31.52
Albita	95.82	21.63	100	86.55	62.61	58.43
Feldespatos-K	0	0	0	0	10.80	10.05

Clinozoisita			
A₂M₃Si₃O₁₂(OH)			
	28	29	32
SiO ₂	44.07	39.85	47.98
TiO ₂	0	0	0
Al ₂ O ₃	28.81	18.87	26.32
Cr ₂ O ₃	0	0	0
FeO _t	1.74	1.91	0
MnO	0	0	0
MgO	3.37	4.75	2.6
CaO	19.88	32.52	20.35
Na ₂ O	2.12	2.09	2.75
K ₂ O	0	0	0
Total	99.99	99.99	100
Si	3.25	3.13	3.51
Al	2.50	1.74	2.27
Ti	0	0	0
Cr	0	0	0
Fe ³⁺	0.11	0.13	0
Mn	0	0	0
Mg	0.37	0.56	0.28
Sum6	6.23	5.56	6.06
Ca	1.57	2.73	1.60
Na	0.30	0.32	0.39
Sum8	8.1	8.61	8.05
F	0	0	0
H	1	1	1

Clorita (Metagabro)				
M₁₂T₈O₂₀(OH)₁₆				
	8	10	21	35
SiO₂	35.72	33.83	34.15	39.46
TiO₂	0	0	0	0
Al₂O₃	25.02	24.72	26.55	18.14
Cr₂O₃	0	0	0	0
FeO_t	6.88	8.12	8.01	11.74
MnO	0	0	0	0
MgO	32.39	32.22	31.29	24.31
CaO	0	0.77	0	5.09
Na₂O	0	0	0	1.25
K₂O	0	0	0	0
Total	100.01	100	100	100
Si	5.89	5.68	5.67	7.04
Al	2.11	2.32	2.33	0.96
Cr	0	0	0	0
Sitio "T"	8	8	8	8
Al	2.76	2.58	2.87	2.85
Fe	0.95	1.14	1.11	1.75
Mn	0	0	0	0
Mg	7.97	8.15	7.75	6.46
Sitio "M"	11.68	11.87	11.73	11.06
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
H	16	16	16	16

Clorita (Metapiroxenita)									
M₁₂T₈O₂₀(OH)₁₆									
	8	14	29	2	7	8	10	11	20
SiO₂	39.28	39.03	38.23	40.66	31	39.4	38.65	32.73	42.4
TiO₂	0	0	1.18	0	0	0	0	0	0
Al₂O₃	21.48	37.16	20.12	17.97	6.32	19.38	20.91	8.44	16.40
Cr₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0.96
FeO_t	5.23	6	6.16	6.16	41.56	5.64	5.61	37.41	6.2
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	33.55	17.81	33.23	35.31	18.96	35.57	34.83	20.07	34.05
CaO	0.47	0	1.08	0	0	0	0	0	0
Na₂O	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K₂O	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	97.84	99.99	100	100	100
Si	6.44	6.23	6.42	6.66	6.37	6.46	6.33	6.47	6.95
Al	1.56	1.77	1.58	1.34	1.53	1.54	1.67	1.53	0.93
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0.12
Sitio "T"	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al	2.58	5.23	2.40	2.13	0	2.20	2.37	0.44	2.24
Fe	0.72	0.80	0.87	0.84	7.15	0.77	0.77	6.19	0.85
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	8.19	4.24	8.32	8.63	5.81	8.69	8.51	5.92	8.32
Sitio "M"	11.49	10.27	11.52	11.60	12.96	11.66	11.65	12.55	11.41
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0
H	16	16	16	16	16	16	16	16	16

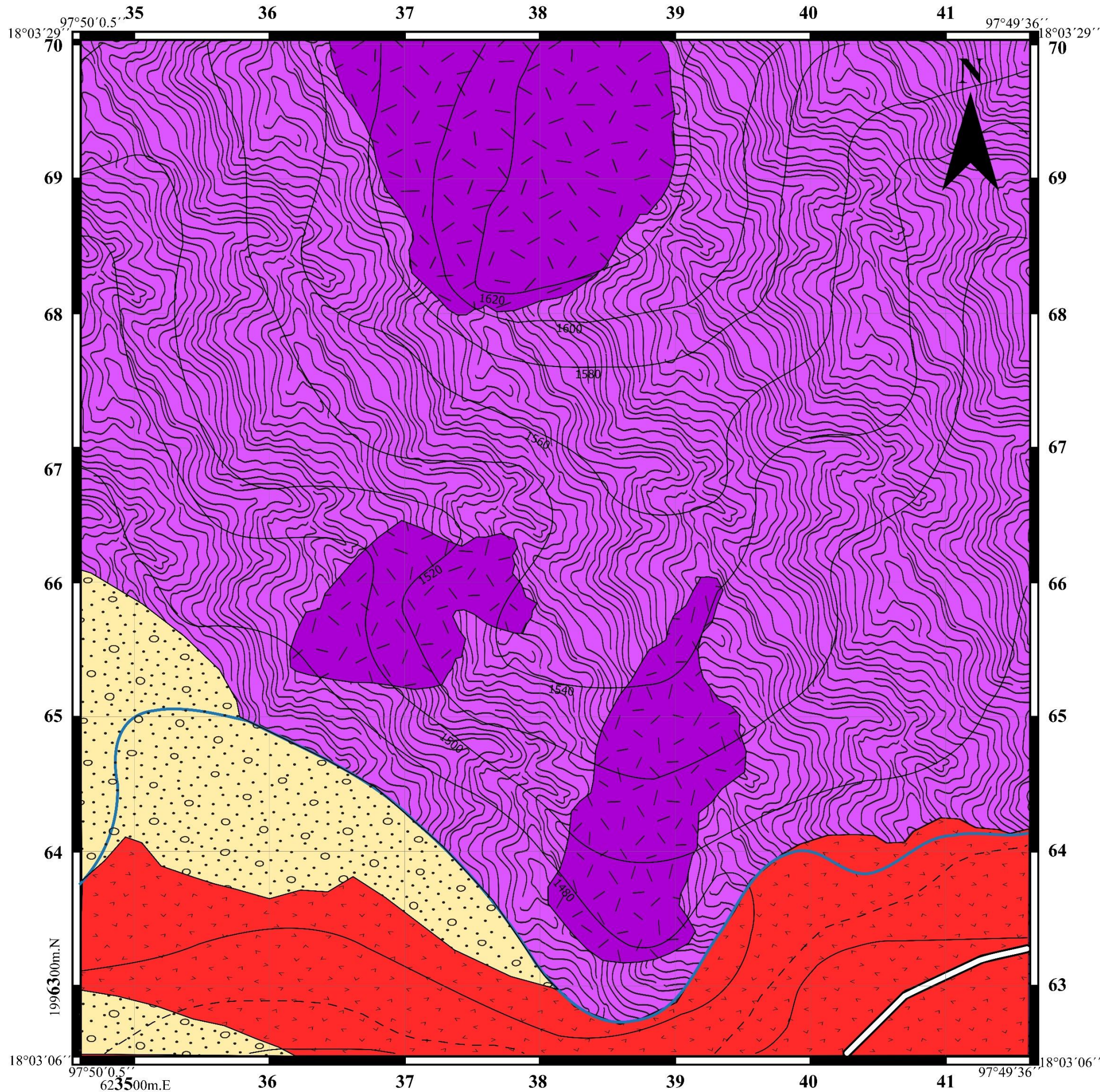
Anfibol (Metagabro)																
AB₂C₅T₈O₂₂W₂																
	5	6	9	11	12	13	14	15	16	19	20	22	25	30	31	36
SiO₂	54.22	54.16	51.06	51.31	53.88	54.56	53.14	56.56	55.33	58.14	56.4	54.43	52.85	51.49	42.03	45.61
TiO₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.64
Al₂O₃	8.86	6.33	10.39	6.96	5.89	6.91	10.38	5.25	4.05	4.31	5.72	6.87	7.08	8.03	19.43	11.64
Cr₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO_t	2.79	4.77	5.88	9.55	7.26	3.66	3.48	1.56	6.01	1.56	2.06	4.27	7.06	8.53	9.96	10.21
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	22.38	22.59	22.41	24.18	24.3	22.74	21.15	26.11	24.83	25.89	24.94	22.78	17.59	18.38	22.01	15.86
CaO	8.92	9.24	7.08	5	6.14	9.76	9.07	8.26	7.6	8.1	8.4	9.37	13.78	11.39	5.2	11.13
Na₂O	2.83	2.92	3.18	2.99	2.52	2.37	2.78	2.25	2.19	2	2.48	2.27	1.64	2.17	1.37	2.38
K₂O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.54
Total	100	100	100	99.99	99.99	100	100	99.99	100.01	100	100	99.99	100	99.99	100	100
Si	7.25	7.33	6.93	7.06	7.31	7.34	7.13	7.49	7.48	7.67	7.49	7.33	7.29	7.13	5.81	6.45
Al	0.75	0.67	1.07	0.94	0.69	0.66	0.87	0.51	0.52	0.33	0.51	0.67	0.71	0.87	2.19	1.55
Sitio "T"	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.40
Al	0.64	0.34	0.59	0.19	0.25	0.43	0.77	0.31	0.13	0.34	0.38	0.42	0.44	0.45	0.97	0.28
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0.31	0.54	0.67	1.10	0.82	0.41	0.39	0.17	0.68	0.17	0.23	0.48	0.82	0.99	1.15	1.21
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	4.46	4.56	4.53	4.96	4.92	4.56	4.23	5.16	5.00	5.09	4.94	4.57	3.62	3.80	4.53	3.35
Ca	1.28	1.34	1.03	0.74	0.89	1.41	1.30	1.17	1.10	1.14	1.20	1.35	2.04	1.69	0.77	1.69
Na	0.31	0.22	0.18	0.01	0.12	0.19	0.31	0.19	0.09	0.26	0.25	0.18	0.08	0.07	0	0.07
Sitio "C + B"	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00
Na	0.42	0.55	0.66	0.79	0.54	0.43	0.41	0.39	0.48	0.25	0.39	0.41	0.36	0.51	0.37	0.58
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.10
Sitio "A"	0.42	0.55	0.66	0.79	0.54	0.43	0.41	0.39	0.48	0.25	0.39	0.41	0.36	0.51	0.37	0.68
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
H	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Anfibol (Metapiroxenita)



	1	2	4	6	7	15	16	18	19	21	22	23	25	26	27	30	1	3	4	6	12	13	16	18	19	23
SiO₂	54.05	56.44	58.65	48.46	54.2	54.11	56.06	50.74	55.44	55.91	56.41	59.78	55.4	46.47	53.4	54.22	55.83	55.25	56.02	50.67	53.12	46.66	54.24	55.78	55.11	54.91
TiO₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al₂O₃	7.78	9.11	7.13	17.61	7.33	9.68	5.89	14.75	5.32	5.71	4.41	6.09	5.24	14.41	10.6	5.14	3.79	5.26	4.55	11.67	6.39	19.39	7.5	5.42	5.32	8.05
Cr₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.36	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO_t	8.54	3.93	3.2	7.35	9.67	7.6	10.07	6.79	9.65	9.1	9.11	3.05	9.35	5.96	8.22	9.59	10.49	8.96	10.7	5.01	10.2	7.23	8.25	9.17	8.57	9.51
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	26.54	29.91	30.34	24.64	27.93	27.67	26.89	24.89	28.86	28.63	29.49	30.61	29.17	32.49	27.16	29.56	29.34	30.5	28.73	22.78	30.29	26.71	29.23	29.01	30.12	27.52
CaO	3.1	0.62	0.68	1.94	0.87	0.95	1.09	2.81	0.73	0.65	0.57	0.47	0.83	0.32	0.62	1.49	0.55	0	0	8.99	0	0	0.78	0.62	0.87	0
Na₂O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.88	0	0	0	0	0	0
K₂O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100	100	100	99.98	100	100	99.99	100	99.99	100	100	100	100	99.97	100	100	100	99.99	100	100	99.99	99.99
Si	7.23	7.31	7.55	6.44	7.25	7.15	7.49	6.73	7.41	7.44	7.51	7.68	7.40	6.19	7.08	7.28	7.49	7.36	7.50	6.83	7.14	6.19	7.21	7.43	7.34	7.30
Al	0.77	0.69	0.45	1.56	0.75	0.85	0.51	1.27	0.59	0.56	0.49	0.32	0.60	1.81	0.92	0.72	0.51	0.64	0.50	1.17	0.86	1.81	0.79	0.57	0.66	0.70
Sitio "T"	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	0.46	0.70	0.64	1.20	0.40	0.66	0.41	1.04	0.24	0.33	0.20	0.60	0.22	0.46	0.73	0.10	0.09	0.18	0.22	0.69	0.15	1.22	0.38	0.28	0.18	0.56
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe²⁺	0.96	0.43	0.35	0.82	1.08	0.84	1.13	0.75	1.08	1.01	1.01	0.33	1.04	0.66	0.91	1.08	1.18	1.00	1.20	0.57	1.15	0.80	0.92	1.02	0.96	1.06
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	5.29	5.78	5.83	4.88	5.57	5.45	5.35	4.92	5.75	5.68	5.85	5.86	5.81	5.45	5.37	5.92	5.87	6.05	5.73	4.58	6.07	5.28	5.79	5.76	5.98	5.45
Ca	0.44	0.09	0.09	0.28	0.13	0.14	0.16	0.40	0.10	0.09	0.08	0.07	0.12	0.05	0.09	0.21	0.08	0	0	1.30	0	0	0.11	0.09	0.12	0
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sitio "C + B"	7.15	7.00	6.91	7.18	7.18	7.09	7.05	7.11	7.17	7.11	7.14	6.86	7.19	6.66	7.10	7.31	7.22	7.23	7.15	7.14	7.37	7.30	7.20	7.15	7.24	7.07
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.23	0	0	0	0	0	0
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sitio "A"	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
H	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

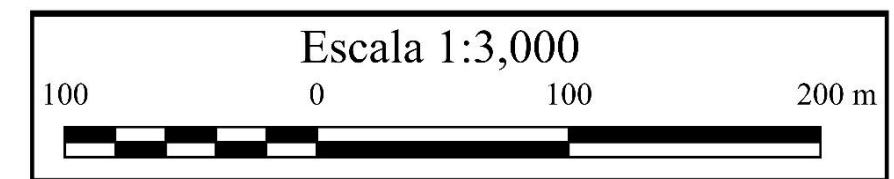
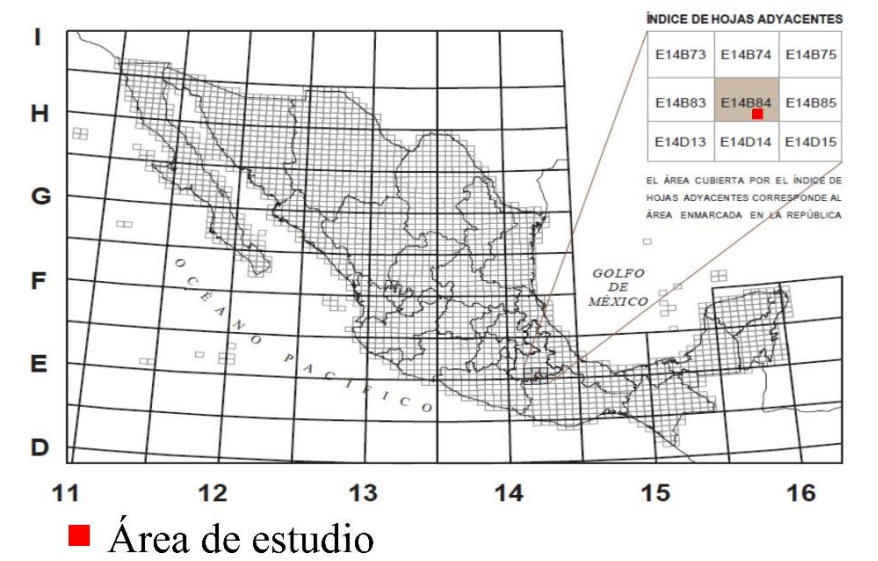
Mapa geológico del área Tepejillo, Puebla - San Miguel Ixtapan, Oaxaca



Simbología

- Curva de nivel
- Río Tonto
- Carretera Salitrillo-Tepejillo
- - - Terraceria
- Aluvi3n
- Cuerpos gran3ticos intrusivos
- Esquistos pel3ticos-psam3ticos
- Lente m3fico-ultram3fico

Localizaci3n



U.N.A.M.
 Facultad de Ingenier3a
 Mapa geol3gico del 3rea Tepejillo, Puebla -
 San Miguel Ixtapan, Oaxaca
 Emmanuel Jovani D3az Ju3rez
 Tesis de licenciatura 2017