



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**“Caracterización petrográfica y geoquímica de las
anortositas en la zona titanífera Barranca de Rosendo,
Mazapa de Madero, Chiapas.”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO

P r e s e n t a:
ALEJANDRO OMAR CISNEROS DE LEÓN



Director de Tesis: Ing. Alfredo Victoria Morales

México, D.F., Noviembre de 2011



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICATORIA

A Malú y Richard

Catión y anión de mi ser

a Salvador, mi paragénesis

a Tatiana, mi macla

a Manolo Lezama† y Arleín Fernández †

algún día volveremos a sonreír juntos

AGRADECIMIENTOS

A mi madre Maryluz De León, por sacrificar su vida para darme una, gracias mamá, te debo todo. A mi padre, Richard Cisneros, por ser cómplice y causante de esta tesis, gracias por todos los fines de semana que compartimos buscando fósiles entre anortositas, ahora lo sé papá, ¡ahí no hay!

A mi hermano Salvador Cisneros, por todo tu apoyo, amor, enseñanzas y diversión que le has dado y darás a mi vida ¡gracias! A Tatiana, por estar en mi vida, por toda la felicidad que causas en mí, por tu paciencia y amor infinito durante todos estos años ¡gracias! A mis primos más hermanos que primos Lourdes García y Héctor García, por ser una inspiración durante toda mi vida, por estar ahí, siempre cuidándonos. A mi primo Erik de León, gracias por toda la diversión de vivir juntos.

A mis tíos Myrna de León y Genaro García, por hacerme sentir siempre en casa cuando más lejos estaba de ella. A mis tíos Alfredo De León y William de León, por regalarme el gusto y amor por la ingeniería.

A Saukey Liy y Raúl Rubio, por hacer del D.F. un mundo muy divertido. A mis amigos Mochós Álvaro De León, Julio De León, Francisco Guillen, Amilkar Guzmán, Francisco Montesinos, Víctor Montesinos, Carlos Rubio. A mis queridos Espartanos Romeo Pineda, Víctor Molina y Antonio Cabrera. A todos ustedes, gracias por la fabulosa amistad. A Agustín Romero, Marco Serrano y Adrián López, por su excelente amistad y compañía durante la carrera y fuera de ella. A Alba Legarda, mi mejor amiga.

A mis profesores, amigos y compañeros Emiliano Campos Madrigal, Juan Carlos Cruz Ocampo, Claudia Mendoza Rosales, Adán Castro Flores y José Luis Arcos Hernández por todo el apoyo y buenos momentos que me han regalado.

Al profesor Gilberto Silva Romo, por darme la confianza de creer en mis decisiones tanto en campo, gabinete y en la vida misma; y por toda su paciencia en responder mis dudas diarias ¡Que no fueron pocas! Gracias.

A Roberto Maldonado Villanueva, gracias por todos los consejos para darle dirección a mi petrografía.

Al Dr. Peter Schaaf y al Ing. Teodoro Hernández, por todo el apoyo y disponibilidad en el intento de encontrar zircones. A Patricia Girón, por todas las facilidades brindadas en la geoquímica. A Rosario Peralta y Antonio Hernández por el apoyo con la secciones delgadas.

A mi Sinodal el Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, por su tiempo e infinita amabilidad en atender todas mis dudas, muchas gracias.

A mi sinodal el Dr. Carlos Schulze, por tomarse el tiempo en leer y ayudarme a mejorar mi tesis.

A mi sinodal el Ing. Jorge Nieto Obregón, por su disposición para revisar mi tesis y formar parte del jurado.

Por último y de manera muy especial, a Alfredo Victoria Morales, sinodal, tutor, profesor, colega y amigo. Gracias por darme la oportunidad de descubrir el fascinante mundo de la petrología y mineralogía. Y también por toda la ayuda y motivación en esta larga aventura que son las anortositas y por todo lo que vendrá ¡gracias!

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Localización y vías de acceso

La zona de estudio se localiza en la región sureste del estado de Chiapas, en el municipio de Mazapa de Madero, casi en el límite fronterizo con Guatemala (Departamento de San Marcos). Las ciudades más cercanas son Motozintla de Mendoza al suroeste y Frontera Comalapa al noreste, estando la primera a menor distancia del área de interés (10 km aprox.). La zona de estudio se encuentra limitada por las coordenadas geográficas: 1,700,000 a 1,702,496 mN y 587,000 a 590,000 mE y con una altura que varía desde los 1000 a 1700 m.s.n.m.

Desde la ciudad de Tuxtla Gutiérrez existen dos vías de acceso. Una es la carretera 190 (Fig. 1.11), la cual conduce por los Altos de Chiapas pasando por las localidades de San Cristóbal de las Casas, Teopisca, Comitán de Domínguez para luego tomar el desvío antes de llegar a la población de Ciudad Cuauhtémoc en la carretera 211 (Fig.1.11), la cual conduce a través de la Sierra Madre de Chiapas pasando por las siguientes localidades: Frontera Comalapa, Amatenango de la Frontera, Mazapa de Madero y Motozintla de Mendoza. Otra vía de acceso desde Tuxtla Gutiérrez es la carretera 200, la cual conduce paralelamente a la costa, hasta la ciudad de Huixtla; posteriormente se toma el desvío a la carretera 211, que pasa por la ciudad de Motozintla de Mendoza y aproximadamente 10 km después, se localiza el municipio de Mazapa de Madero.

Desde la Ciudad de Tapachula, existe una sola vía de acceso por la carretera 200 (Fig.1.11) con dirección a Huixtla, para luego tomar el desvío de la carretera No. 211 pasando por Motozintla de Mendoza, y aproximadamente 10 km después se localiza Mazapa de Madero.

El área de estudio se encuentra 1.5 km después de la zona urbana del municipio de Mazapa de Madero con dirección a la ciudad de Frontera Comalapa (Fig. 1.12). Inmediatamente después de la caseta migratoria se encuentra un desvío en terracería con dirección al poblado de Cambil. Sobre ese camino se localizan los primeros afloramientos de anortositas.

Principales vías de acceso

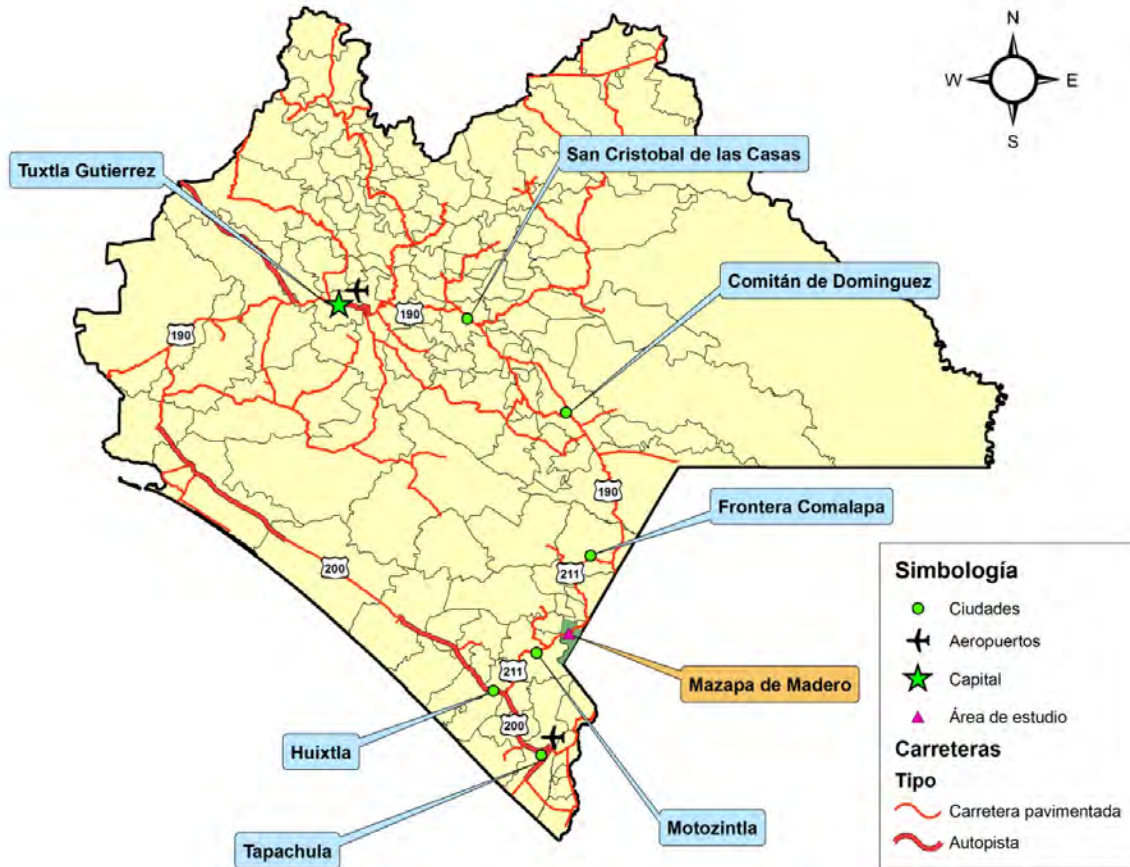


Fig. 1.1.1 Principales vías de acceso al área de estudio

Localización del área de estudio

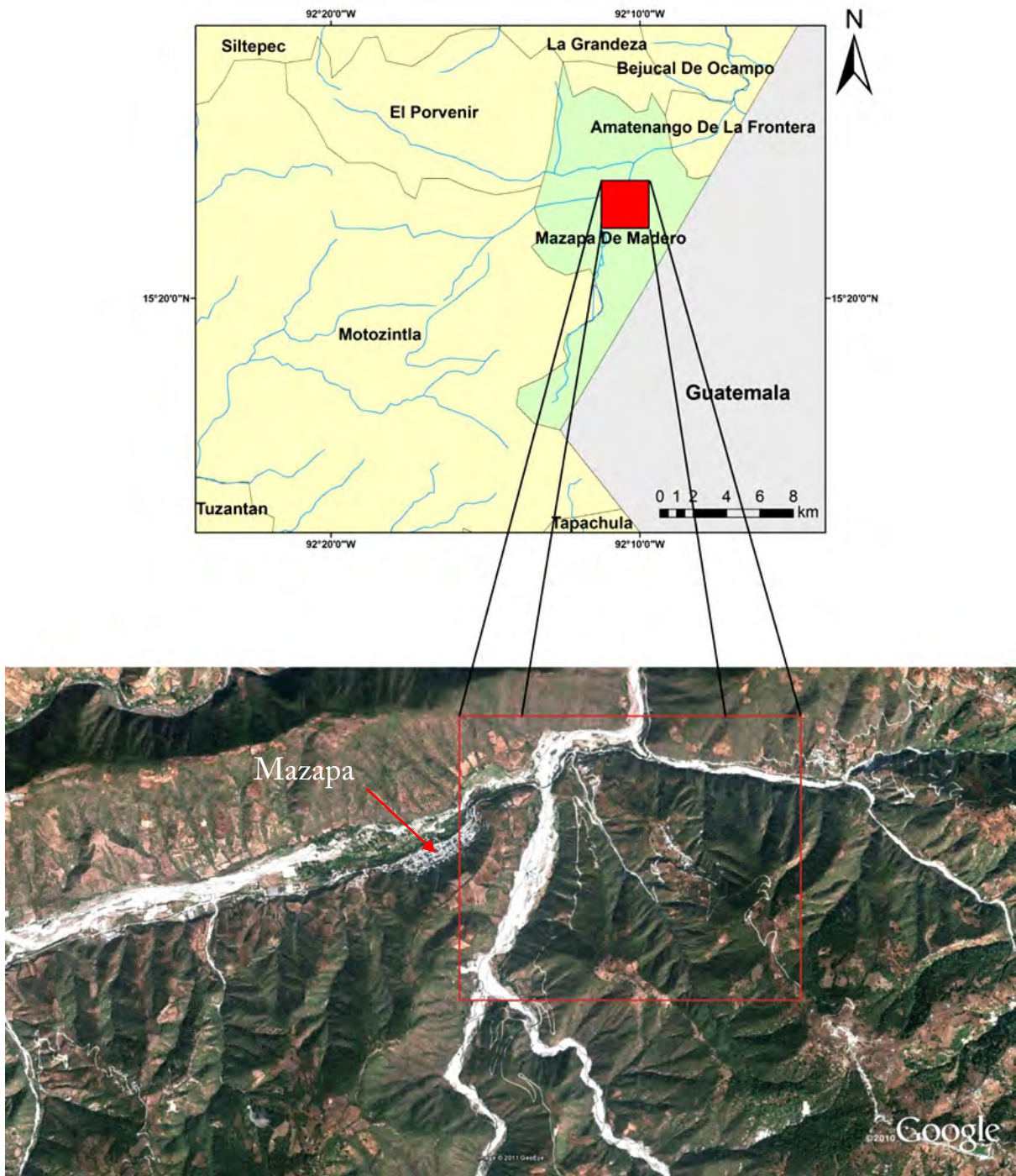


Fig. 1.1.2 Localización del área de estudio por medio de Google Earth.

1.2 Antecedentes

Las anortositas de masivos proterozoicos son pieza fundamental en la reconstrucción tectónica del precámbrico y su evolución durante la historia de la tierra. La importancia de estas rocas recae en que su aparición se restringe solamente a una edad: el proterozoico. Existen otros tipos de manifestaciones de anortositas como la de intrusiones bandeadas pero a diferencia de las anortosita de masivos proterozoicos estas no tienen una aparición limitada en la historia de la tierra (Ashwal, 2010).

La información geológica de Chiapas es poco detallada, aún más en la zona estudiada en el presente trabajo. Uno de los pioneros de la geología de Chiapas fue Böse (1905). Años más tarde Mullerried (1957) hizo un reconocimiento más detallado de las formaciones que afloran en el estado de Chiapas y sus edades respectivas. Resaltó la existencia de rocas metamórficas e ígneas muy antiguas de edades precámbricas aflorando en gran parte de la Sierra Madre cercanas al área de estudio. Por otro lado, describió rocas de edad Paleozoica conformadas por rocas sedimentarias y metamórficas. También describe una secuencia de rocas sedimentarias marinas y continentales de edad Mesozoica; y rocas sedimentarias marinas y continentales del Cenozoico, al igual que rocas ígneas tanto intrusivas como extrusivas de esta edad.

Damon *et al.* (1981) reconstruyó la paleogeografía post-Paleozoica de los arcos magmáticos en la Cordillera sur, en el marco de su evolución metalogenética.

De la Rosa *et al.* (1989) publicó un estudio más completo de la geología de Chiapas, con mapas detallados, información estructural y evolución tectónica.

La cartografía más reciente que abarca la zona de estudio es la carta 1:250,000 con clave Huixtla D15-2 realizada conjuntamente por el Servicio Geológico Mexicano e INEGI en el año de 2005. Según esta carta geológica, el área de estudio está comprendida por afloramientos de rocas meta-graníticas y meta-granodioríticas de edad Paleozoica

correspondiente al Macizo de Chiapas, así como rocas sedimentarias de edad Jurásica pertenecientes a la Formación Todos Santos.

Carfantan (1977) describe un complejo volcánico-plutónico metamórfico de posible edad mesozoica en el área de Motozintla y Mazapa de Madero, y situada entre las fallas Polochic y Motagua. Describió dos secuencias, una alóctona y la otra autóctona; la autóctona conformada por un basamento metamórfico del Precámbrico conformado por augengneis, gneis de anfíboles o biotita, y micaesquistos de moscovita. Este basamento se encuentra intrusionado por el batolito de la Sierra Madre de Chiapas, y ambos están cubiertos por rocas sedimentarias de edades Paleozoica-Mesozoica. Por otro lado, la secuencia alóctona está conformada por un complejo volcánico-plutónico con metamorfismo de facies de esquisto verde, compuesta por metandesitas, metatobas, y en menor cantidad metarriolitas; a estas rocas se asocian macizos graníticos y diques anortosíticos, que al igual que las anteriores han sufrido metamorfismo. Menciona también la presencia de rocas gabróicas (Mazapa) y ultrabásicas como metapiroxenitas y metaolivinitas.

En 1977 el Consejo de Recursos Minerales exploró por titanio en la zona de Mazapa de Madero. La exploración estuvo a cargo del Ing. Enrique Montesinos, el cual declara en el reporte técnico con número 070031 la presencia de granitos cámbricos, una mezcla de rocas vulcano-sedimentarias compuesta por gneises, mica esquistos, tobas, meta-andesitas, anortositas y calizas intercaladas. Describe la mineralización presente de titanio, emplazada en anortositas y rocas metamórficas en forma de lentes, nódulos e hilos.

En 1999 se publica la Monografía Geológica Minera del Estado de Chiapas, por el Consejo de Recursos Minerales hoy Servicio Geológico Mexicano, en ella Castro Mora (1999) describe un complejo de rocas metamórficas constituido por anortositas pertenecientes al Grupo Chuacús de edad Paleozoica, que contienen una mineralización de titanio, cromo y níquel.

1.3 Planteamiento del problema

Carfantan (1977), Montesinos (1981) y Castro Mora (1999) propusieron la existencia de rocas anortosíticas en la zona de estudio. Montesinos (1981) relacionándolas al yacimiento de titanio presente en la zona; Carfantan (1977) describe las anortositas en estructuras de diques relacionadas a rocas máficas y ultramáficas, y Castro Mora (1999) las describe como parte de un complejo de rocas metamórficas pertenecientes al grupo Chuacús. A raíz de estas publicaciones afirmando la existencia de rocas de carácter anortosítico en la zona, surge el interés por realizar un estudio detallado y comprobar la existencia de ellas por medio de estudios petrográficos y geoquímicos de elementos mayores y traza, todo esto, con el fin de formalizar su existencia.

1.4 Objetivos

Los objetivos principales de esta tesis son:

1.- Realizar un análisis petrográfico y geoquímico de la secuencia de rocas que contiene los yacimientos de titanio, para comprobar su carácter anortosítico. De ser así, darle una formalidad a la presencia de anortositas en esta localidad, y posteriormente, funcionar como plataforma de interés para nuevas investigaciones científicas que puedan profundizar en su petrogénesis, evolución tectónica, así como posibles correlaciones con otras rocas anortosíticas y cinturones orogénicos de México y el mundo.

2.- Realizar una cartografía geológica preliminar de la zona para conocer la distribución de las unidades litológicas que forman la secuencia de rocas en la Barranca de Rosendo, Mazapa de Madero.

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO

2.1 Geología Regional

El área de estudio se localiza entre los límites de las placas tectónicas de América del Norte y del Caribe, dentro del sistema de fallas transformantes Polochic-Motagua (Sedlock *et al.*, 1993); y entre los límites de los dominios tectonoestratigráficos conocidos como Bloque Maya (Dengo, 1985) o Terreno Maya (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993) y Bloque Chortis (Sedlock *et al.*, 1993), justo en la porción llamada por Keppie (2004) Bloques de Falla, lo que describe Ortega-Gutiérrez *et al.* (2007) como una serie de rebanadas de cortezas con diferentes basamentos metamórficos y cubiertas estratigráficas. Forma parte de la provincia Sur del terreno Maya, la cual comprende los estados de Chiapas, noreste de Oaxaca, así como la parte central de Guatemala (Sedlock *et al.*, 1993). La mayor parte del territorio chiapaneco se encuentra sobre el terreno Maya, siendo sólo la parte localizada al sur del sistema de fallas Polochic-Motagua la que corresponde al Bloque de Chortis (Sedlock *et al.*, 1993).

Ortega-Gutiérrez *et al.* (1992) divide a México en una serie de provincias geológicas, estando el área de estudio dentro de la denominada provincia geológica Batolito de Chiapas (Macizo de Chiapas), limitando al norte con la provincia geológica Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas, y al sur con el Macizo Ígneo del Soconusco.

Se ha propuesto como basamento de la parte sur del terreno Maya al Macizo de Chiapas (Weber *et al.*, 2002) que presenta una extensión de aproximadamente 20,000 km² paralelamente a la costa del Pacífico; esos autores generalmente se refieren al Macizo de Chiapas como un ensamble de rocas metaplutónicas, metasedimentarias y plutónicas. Las rocas graníticas del Macizo de Chiapas presentan edades que van desde permotriásicas hasta jurásicas (Damon *et al.* 1981), aunque Pantoja-Alor *et al.* (1975) describen la existencia de un basamento pre-batolítico compuesto de rocas metamórficas ortogénicas

(ortogneises, augengneises, migmatitas y anfíbolitas), las cuales fueron intrusionadas por los granitoides y gabros de edades permotriásicas. A estas rocas pre-batolíticas se les atribuye una edad paleozoica y precámbrica.

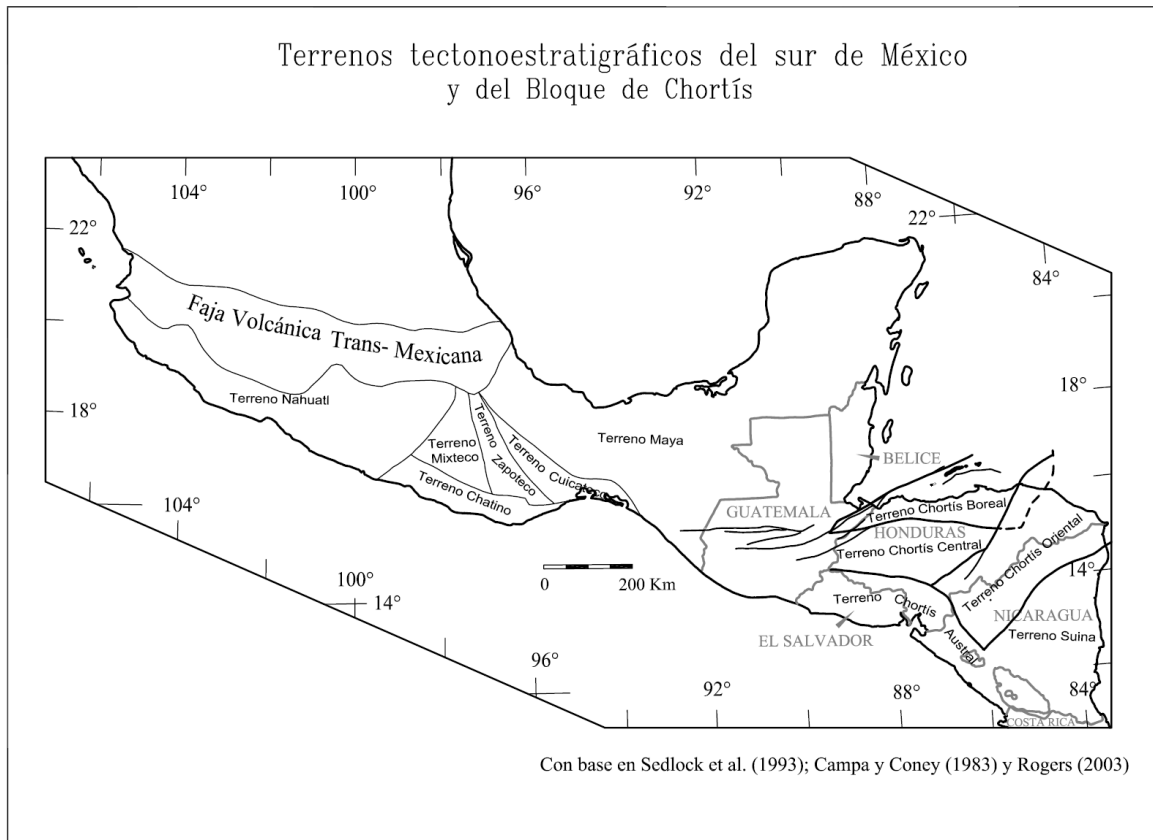


Fig. 2.1.1 Terrenos tectonoestratigráficos. Tomado de Silva-Romo y Mendoza-Rosales (2009)

Sedlock *et al.* (1993) indican que las rocas de basamento pre-Mesozoico sólo afloran en la provincia sur del terreno Maya, estando constituidas por las unidades siguientes:

Grupo Chuacús, el cual sólo aflora al norte de la falla Motagua en Guatemala Central integrado por mica esquistos de cuarzo, mármoles, granitoides milonitizados, y en proporciones menores rocas verdes y cuarcitas.

Grupo Santa Rosa, el cual se divide en Santa Rosa Inferior y Superior (Hernandez-García, 1973), estando la parte inferior constituida por areniscas y conglomerados marinos, calizas,

rocas verdes, rocas silíceas volcánicas, y unidades fosilíferas más jóvenes que van del Pensilvánico al Pérmico temprano, con edades aparentes de 336 Ma. Dataciones recientes (Weber *et al.*, 2009) del Grupo Santa Rosa inferior indican que el inicio de la sedimentación comenzó aproximadamente entre 341 y 331 Ma; con edades máximas de sedimentación de 325 y 315 Ma. Concluyendo que la formación del Grupo Santa Rosa tiene edades Carboníferas-Pérmicas

El Macizo de Chiapas forma parte de las unidades que consideran Sedlock *et al.* (1993) como parte del basamento de la Provincia Sur del terreno Maya.

Estudios recientes, han descrito afloramientos de un basamento metasedimentario de alta temperatura y baja presión con intensa deformación dúctil (Weber *et al.*, 2002) en el centro del Macizo de Chiapas, compuesto por calcisilicatos y paragnešises; afloran en una extensión pequeña llamada Unidad La Sepultura, la cual está intrusionada por los plutones Permo-Triásicos del Macizo de Chiapas. Por otro lado, Estrada-Carmona *et al.* (2009) describen afloramientos de basamento metamórfico al que denominan Unidad Custepec, que igual que la Unidad La Sepultura, está constituida por una secuencia de rocas metasedimentarias, expuesta en la parte centro sureste del Macizo Chiapaneco; a diferencia de la Unidad La Sepultura, estas rocas han sufrido un metamorfismo de mayor intensidad. Estas se han considerado como unidades distintas, a partir de su mayor cantidad de anfibolitas particularmente encontradas en la Unidad Custepec, ya que la Unidad La Sepultura presenta estas rocas en cantidades menores. Se considera a la Unidad Custepec de un nivel inferior en la corteza respecto a la Unidad La Sepultura, inferido a partir de una serie de datos estructurales del Macizo de Chiapas y determinaciones termobarométricas (Estrada-Carmona *et al.*, 2009).

Tanto a la Unidad La Sepultura como a la Unidad Custepec, se les considera parte del basamento del Macizo Chiapaneco debido a que ambas han sido intrusionadas por granitoides Permo-Triásicos, y porque muestran características de una deformación dúctil,

rasgos que no están presentes en los granitoides (Weber *et al.*, 2005). Posteriormente, los granitoides sufrieron una deformación orogénica, que no presentan otras intrusiones del Permo-Triásico. Existen plutones no deformados dentro del Macizo de Chiapas con edades desde los 29 hasta los 2 Ma., estas rocas forman parte de los complejos de rocas granitoides del margen Pacífico Mexicano (Weber *et al.* 2005).

La Formación Todos Santos, se encuentra discordante con el Grupo Santa Rosa (Sedlock *et al.*, 1993); es conocida como “Lechos Rojos” por su coloración rojiza. Está conformada por siliciclastos continentales y carbonatos (Blair, 1988). A esta formación, le han determinado una edad jurásica (Castro-Mora *et al.*, 1975). La Formación Todos Santos subyace a los carbonatos albianos de la Formación Sierra Madre, y su origen está relacionado a la depositación en una cuenca de tipo medio-graben de sedimentos lacustres y flujos aluviales.

Ortega-Gutierrez *et al.* (1995) proponen que la mayor parte de México se encuentra sobre una corteza de edad Grenvilliana, a lo que llamó Microcontinente Oaxaquia. El cual está constituido por segmentos de varios terrenos tectonoestratigráficos, incluyendo parte del terreno Maya. La idea de Oaxaquia está basada en afloramientos de complejos constituidos por macizos anortosíticos y charnoquitas con edades U-Pb en zircones de ~1.0 Ga, localizados en Tamaulipas, Hidalgo y Oaxaca, con una supuesta extensión de 1400 km a lo largo de la República Mexicana, y con una orientación casi norte-sur. Todas estas rocas tienen facies de granulitas. La extensión de Oaxaquia hacia el sureste de México se encuentra aún en discusión (Weber *et al.*, 2005). Uno de los constituyentes principales de las rocas presentes en el microcontinente Oaxaquia son las anortositas, las cuales están relacionadas a charnoquitas, mangeritas y granitos (Suite AMCG).

CAPÍTULO 3: MARCO TEÓRICO

3.1 Anortositas

El término anortosita fue introducido por T.S. Hunt (1863), y se deriva de la división cristalográfica de los feldespatos en las variedades *ortosa* (monoclínico) y *anortosa* (triclínica). Por lo tanto, las anortositas son rocas formadas predominantemente por feldespato anortosa, o bien, actualmente conocido como plagioclasa (Ashwal 1993). Por definición, las anortositas son rocas compuestas por plagioclasa, al menos, en un porcentaje mayor o igual al 90% en volumen (Streckeisen, 1976). La composición de la plagioclasa puede estar en rangos desde An_{20} hasta An_{100} , aunque los especímenes individuales tienen una composición uniforme (Ashwal 1993). Las anortositas se encuentran casi desprovistas de minerales máficos, pero pueden contener algunos (Force, 1991), como piroxenos, anfíboles, olivino y en algunos casos óxidos como ilmenita, magnetita y rutilo.

Aunque las anortositas son un constituyente principal en las tierras altas de la luna (Duchesne y Demaiffe, 1978) y posiblemente Mercurio (Ashwal, 1993), no son abundantes en el planeta tierra, excepto en algunos lugares como la Provincia Grenvilliana en el este del Escudo Canadiense.

Ocurren frecuentemente en terrenos de metamorfismo de alto grado en facies de granulita o transicionales entre facies de anfibolita y granulita (Anderson, 1969). Estos terrenos tienen una extensión muy limitada de afloramientos en todo el planeta, lo cual podría ser debido al nivel de erosión y levantamiento necesario para dejarlos expuestos.

Las anortositas presentan rasgos distintivos, los cuales permiten una clasificación en al menos seis tipos distintos con base en su ocurrencia: 1) Anortositas Arqueanas 2) Macizos Proterozoicos (Massif-Type) 3) Intrusiones máficas bandeadas 4) Oceánicas 5) Inclusiones en otras rocas ígneas (xenolitos) y 6) Anortositas extraterrestres (Ashwal 1993).

A partir de las características presentes en los afloramientos de los minerales de titanio (ilmenita y rutilo), de sus texturas en fotomicrografías y de su configuración espacial, la clasificación que mejor encaja al tipo de anortositas del área de estudio es la de Macizos Proterozoicos, basándose en la clasificación de Ashwal (1993), por lo que para fines de este trabajo, se enfocará en las anortositas de este tipo.

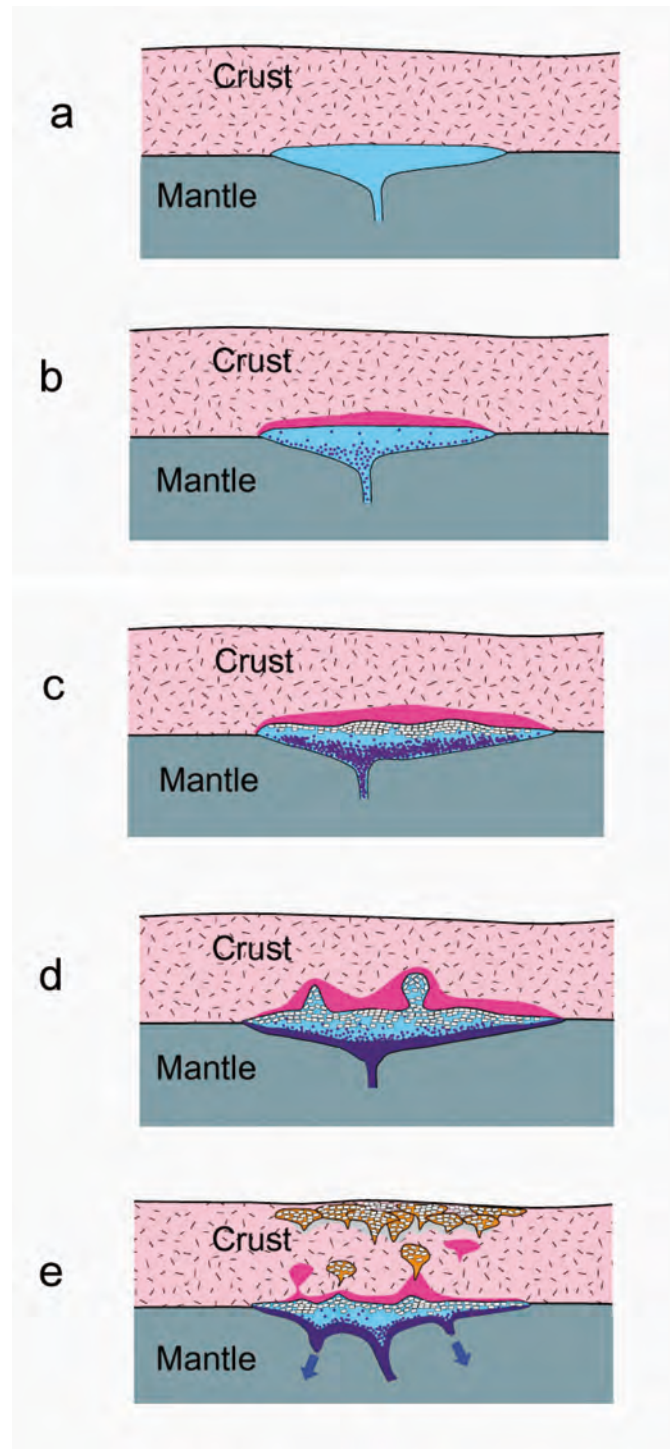
Los macizos anortosíticos pueden llegar a presentarse en afloramientos que van desde 20,000 km² hasta afloramientos menores a un kilómetro (Ashwal, 1993). Por lo general este tipo de anortositas presenta una composición de sus plagioclasas que varía de An₄₀ hasta An₆₅. Se considera que el carácter más sódico de este tipo de anortositas está relacionado a una cristalización a grandes profundidades ya que una mayor presión favorece a un contenido más bajo de An (Winter, 2010).

El origen de los grandes macizos anortosíticos es uno de los mayores problemas no resueltos de la petrología (Philpotts, 1981) ya que estos se encuentran ausentes del Fanerozoico (Duchesne y Demaiffe, 1978). Los petrólogos siguen en la búsqueda de respuestas a preguntas como: ¿Cómo se produce la acumulación de plagioclasas? ¿Cuál es el magma parental que da origen a las anortositas y a la suite asociada? ¿Por qué se restringe su aparición a un rango limitado de edades? entre muchas otras.

Una de las hipótesis para el origen de las anortositas más aceptadas es el de magmas derivados por fusión parcial del manto originando una composición basáltica rica en aluminio. Este magma se acopla en la base de la corteza continental, el cual inicia su fraccionamiento con las fases máficas como olivino y piroxeno, los cuales a su vez se acumulan en la base de la cámara magmática debido a su densidad mayor (Ashwal, 1993). El calor liberado por el proceso de enfriamiento de estos magmas puede provocar la fusión parcial de la corteza y asimilar parte de ésta, enriqueciendo así el magma original. Lo anterior da origen a la producción de plagioclasas, las cuales por diferencia de densidad

flotan para acumularse en la parte superior de la cámara magmática para luego emplazarse como plutones en la corteza y elevarse en forma diapírica. La fusión parcial de la corteza provocada por el magma primario origina plutones graníticos, los cuales, si bien no son consanguíneos, sí son coetáneos, ya que se generan por magmas distintos con las mismas edades (Ashwal, 1993).

Fig. 3.1.1 Modelo para la generación de anortositas masivas. a) Magma derivado del manto se emplaza en la base de la corteza. b) Cristalizan las fases máficas (las cuales se hunden), e inicia la fusión parcial de la corteza que se encuentra arriba del magma estancado. El fundido se enriquece en Al y Fe/Mg. c) La plagioclasa empieza a cristalizar cuando el fundido se encuentra suficientemente enriquecido. Las plagioclasas se elevan al techo de la cámara magmática, mientras que los máficos continúan hundiéndose. d) Las acumulaciones de plagioclasa se vuelven menos densas que la corteza y ascienden como plutones en forma de diapiros. e) Los plutones de plagioclasas se unen para formar las anortositas masivas. Mientras que los granitoides generados por el fundido de la corteza ascienden a niveles someros también. La acumulación máfica permanece a



profundidad y se reintegra al manto. De Ashwal (1993) y Winter (2007).

Existen otros modelos sobre el origen de las anortositas y la suite AMCG, uno de ellos es el modelo de la fusión de “lenguas” de la corteza de Duchesne (1999), el cual enfatiza en el rol de estructuras tectónicas de la litosfera profunda, en donde se producen una variedad de magmas desde composiciones graníticas hasta basaltos ricos en aluminio; estas estructuras controlan el emplazamiento de los magmas.

Otra de las incógnitas que siguen sin responder completamente los petrólogos es ¿Por qué la mayoría de las anortositas se restringe a cierta edad en el registro geológico?, ya que la mayoría de afloramientos de anortositas masivas presentan edades proterozoicas en el rango de 1.8 a 0.9 Ga. (Morse, 1992; Ashwal, 1993). Esta última pregunta la ha intentado responder Philpotts (1981) argumentando que sólo en algunas instancias los magmas intrucionaron rocas suficientemente secas que permitieron la generación de anortositas, ya que la presencia de agua previene la formación de líquidos inmiscibles que son cruciales para la formación de anortositas. Otra teoría es que los regímenes de producción de anortositas puedan existir en la actualidad a grandes profundidades, y para dejarlas expuestas se necesita de una gran erosión y eventos de levantamiento, para lo que se necesita periodos de tiempo muy grandes (Ryder, 1974).

Anderson y Morin (1968) propusieron la división de los macizos anortosíticos en dos grupos con base en la naturaleza de la plagioclasa presente. El de tipo andesina y el de tipo labradorita. Luego, Ryder (1974) sugirió que estos dos grupos se caracterizan por estratigrafías ígneas distintas, como resultado de tipos diferentes de magmas, de los cuales se diferenciaron. Se propuso que el de tipo andesina es compatible con la cristalización fraccionada de un magma andesítico, produciendo una acumulación temprana de anortositas; luego en niveles intermedios, dioritas y rocas ácidas como última etapa de

cristalización. Por otro lado, las anortositas de tipo labradorita fueron propuestas para ser resultado de una cristalización fraccionada de un magma basáltico rico en aluminio, produciendo una acumulación inicial de rocas máficas. En niveles intermedios se presentan anortositas gabróicas y en una etapa final de cristalización rocas silíceas en menores cantidades a las anteriormente mencionadas. La división de las anortositas masivas en dos tipos, aunque es bastante mencionada (Ej. Force, 1991), es algo aún muy debatido (Ashwal, 1993).

Los complejos anortosíticos más grandes ocurren en formas dómicas (Buddington, 1939), los cuales parecen haberse levantado diapíricamente por su menor densidad, suprayaciendo rocas metamórficas de alto grado (Schrijver, 1975).

Los afloramientos más importantes de anortositas de tipo masivo se encuentran en el este de Norte América, Sur de Noruega, Angola/Namibia, la Península de Kola y este de Siberia; también hay numerosas ocurrencias pequeñas en el este de la India, Madagascar y Ucrania. Los masivos anortosíticos individuales más grandes son el Complejo Lac Saint-Jean en Quebec (Aprox. 17000 km²), el Complejo Kunene entre Angola y Namibia (15000 km²) y el Complejo Harp Lake en Labrador (10000 km²) (Ashwal, 1993).

Las rocas asociadas a las anortositas se conocen comúnmente como “Suite anortosítica”, la cual comprende a las litologías coetáneas a las anortositas (Ashwal, 1993). Las anortositas y sus rocas asociadas comúnmente ocurren en una secuencia definida, la cual, debido a la forma dómica de estos complejos, aparece en una sucesión de zonas anulares con litologías diferentes (Philpotts, 1981). Esta suite está constituida generalmente por anortositas, mangeritas, charnoquitas y granitos, siendo mejor conocida como suite AMCG. Se ha interpretado el origen de la coexistencia de estas rocas debido a la fusión parcial de la base de la corteza, esto como consecuencia del calor liberado por la cristalización en la cámara magmática, dando como resultado granitoides pobres en cuarzo, ricos en potasio, fierro y ortopiroxenos. Datos experimentales indican que la fusión a altas presiones y condiciones

anhidras de la base de la corteza, produce magmas pobres en sílice y ricos en potasio, los cuales se fraccionan durante el ascenso a granitoides tipo-A con ortopiroxenos, similares a las mangeritas, charnoquitas, granitos (McLelland, 2010).

El modelo más reciente sobre la génesis de suite AMCG ha sido basado en las investigaciones de Houseman *et al.*, Dewey, Turner *et al.*, y Platt y England entre otros (citados en McLelland *et al.*, 2010) concluyen que debido a una orogenia contraccional la raíz de la corteza se engrosa y se vuelve más densa que la astenosfera, esto ocasiona que una porción grande de la litosfera se delamine y sea reemplazada por la astenosfera, la cual sufre fusión por descompresión produciendo magmas gabróticos que se emplazan en la interface corteza-manto. Durante la remoción de la raíz de la corteza, el orógeno aumenta su elevación. La elevación incrementada del orógeno necesita equilibrarse mecánicamente para soportar su topografía montañosa, por lo que se generan fallas normales de bajo ángulo hasta que alcanza el equilibrio isostático. La creación de un estado mecánicamente equilibrado en el orógeno delaminado, conduce al desarrollo de una suite AMCG porque: 1) se mantiene tectónicamente estable por largos periodos de tiempo, 2) está asociado con el emplazamiento de grandes cantidades de gabro en la interface corteza-manto donde existen condiciones anhídras y de altas temperaturas, 3) promueve la formación de plagioclasa de grano grueso, sin zoneamiento, de composición intermedia que flota en magmas densos de alta presión, 4) facilita el regreso al manto de acumulados de olivino y piroxeno. Finalmente, 5) el modelo provee el calor necesario para fundir parcialmente grandes volúmenes de corteza continental profunda (McLelland, 2010).

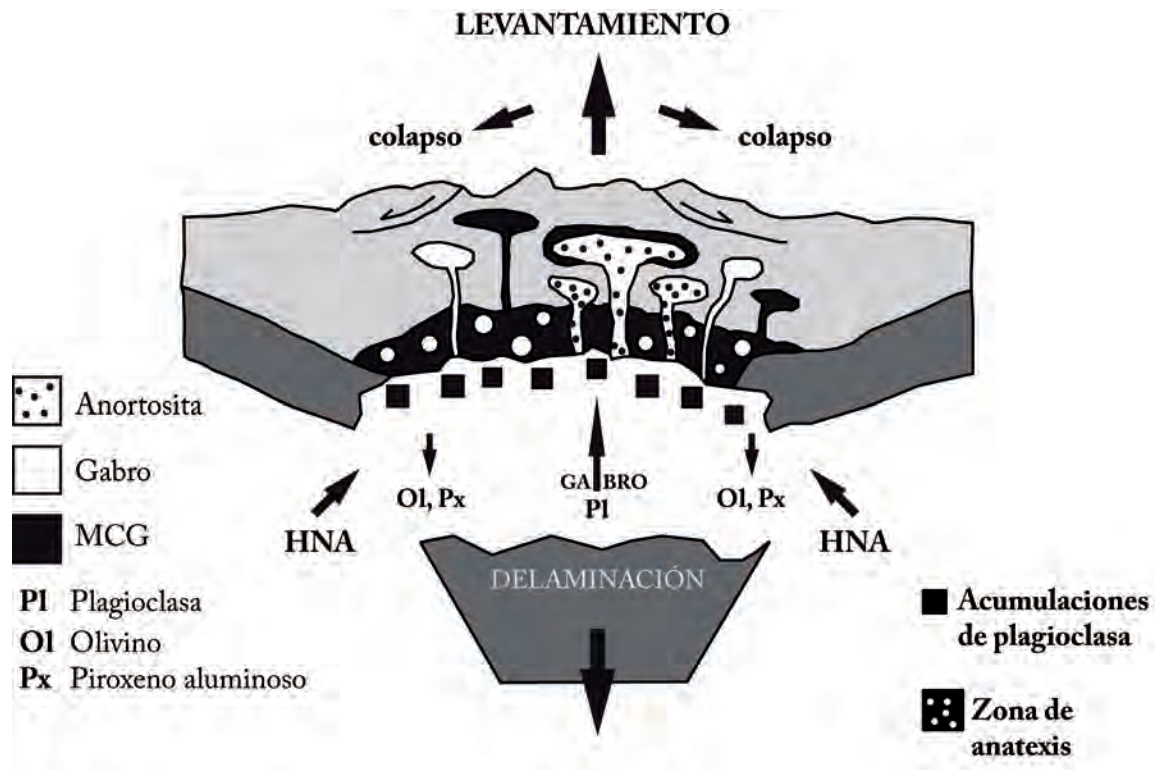


Fig. 3.1.2 Representación esquemática de un orógeno colisional sobregrosado sufriendo delaminación y consecuente rebote orogénico y colapso a lo largo de fallas normales durante las últimas fases de la orogénesis. HNA se refiere a la astenosfera que asciende a la interface corteza-manto y sufre fusión por descompresión para producir un magma gabrótico que fracciona olivino (Ol) y piroxeno (Px), el cual se hunde de regreso al manto, y plagioclasa intermedia (PI), la cual flota. La plagioclasa se acumula (cuadros negros) en la base de la corteza. El calor ambiental y el calor por cristalización funden la corteza inferior para formar magmas mangeríticos, charnoquíticos y graníticos (MCG) de la suite (AMCG).

Philpotts (1981) plantea que el miembro más bajo, el cual forma el núcleo de la mayoría de los complejos, consiste en relativamente anortosita pura. Con el incremento del contenido en piroxeno, cambia hacia una composición de leuconorita, la cual, en muchos complejos, es la más abundante de los dos tipos de roca. Un incremento rápido en el contenido de apatito

y minerales ferromagnesianos, y también particularmente de ilmenita y magnetita, trae consigo una transición de leuconorita a una roca monzonorítica rica en ortopiroxeno llamada jotounita. Esta roca marca la zona de frontera del cuerpo de la anortosita. A partir de ahí la plagioclasa seguirá siendo el constituyente principal, pero habrá un incremento fuerte en la cantidad de feldespato alcalino y cuarzo; esto formará el miembro final y en la mayoría de los casos el más abundante, que es el de cuarzo mangerita. En algunas áreas la cantidad de cuarzo en este miembro de la serie es suficientemente grande para que la roca sea nombrada charnoquita.

Otra característica importante en la suite anortosítica es la presencia de óxidos de Fe-Ti como accesorios, en muchos casos, en cantidades explotables. El alto contenido de titanio se puede deber a que estas rocas están incluidas en facies que tienen una predilección por la alta concentración de TiO_2 (Force, 1991). El origen de la mineralización de titanio aun es debatido, con teorías que van desde sistemas hidrotermales hasta la diferenciación e inmiscibilidad magmática.

Los minerales que pueden estar presentes en la suite anortosítica son: ilmenita, magnetita, hematita, ulvospinela y en menores cantidades rutilo. La presencia de ilmenita y magnetita, parece estar estrechamente relacionada a la cantidad de apatito presente en la roca (Philpotts, 1981). El rutilo (TiO_2) es extremadamente raro en depósitos de óxidos de Ti-Fe (Morriset *et al.*, 2010)

Anderson y Morin (1968) propusieron que las anortositas de tipo andesina se caracterizan por la presencia de hemo-ilmenita y las de tipo labradorita por magnetita titanífera.

3.2 Anortositas en México

En el mundo, como en México, la aparición de afloramientos precámbricos, salvo en los escudos continentales, son muy escasos. Se mencionó con anterioridad que las anortositas están relacionadas a ciertas edades geológicas concentradas en el Precámbrico, y estrechamente ligadas a terrenos granulíticos. En México, se tiene conocimiento de pocos afloramientos que reúnen esas características aunado a la presencia de rocas anortosíticas, lo que ha llevado a algunos autores (Ortega-Gutiérrez et al., 1995) a la creación de la teoría del Microcontinente Oaxaquia. A continuación se mencionan los afloramientos conocidos de anortositas en México.

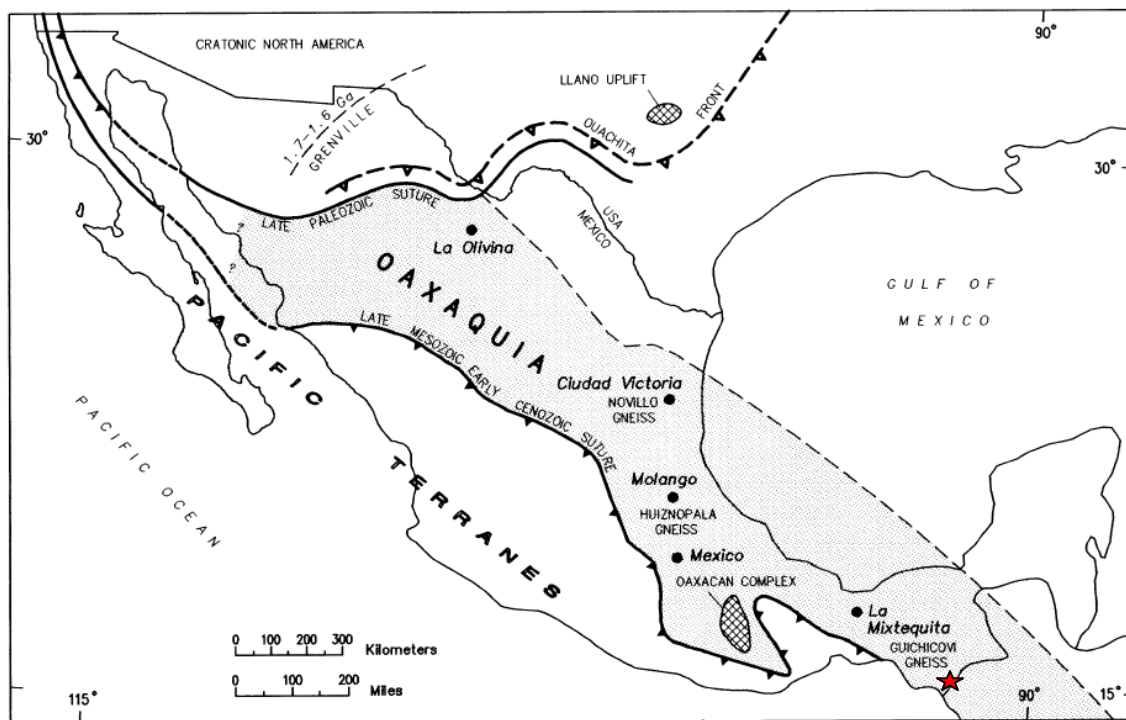


Fig. 3.1.3 Afloramientos de corteza grenviliana en México. En color rojo, nueva localidad propuesta en esta tesis, puntos negros localidades conocidas. Modificado de Lawlor *et al.* (1999).

3.2.1 Pluma Hidalgo, Oaxaca

Las anortositas de la localidad de Pluma Hidalgo y las de Roseland, Virginia, son conocidas por presentar características casi únicas. Estos macizos presentan plagioclasas antiperfíticas excepcionalmente sódicas y contenidos de K anormalmente altos (Ashwal, 1993).

Las anortositas de Pluma Hidalgo y las de Roseland, Virginia, se diferencian también de las anortositas típicas por el tipo de mineralización de titanio asociada a ellas. Mientras que las anortositas típicas contienen concentraciones muy bajas de rutilo, las de Pluma Hidalgo y Virginia se caracterizan por concentraciones altas de rutilo (Paulson, 1964).

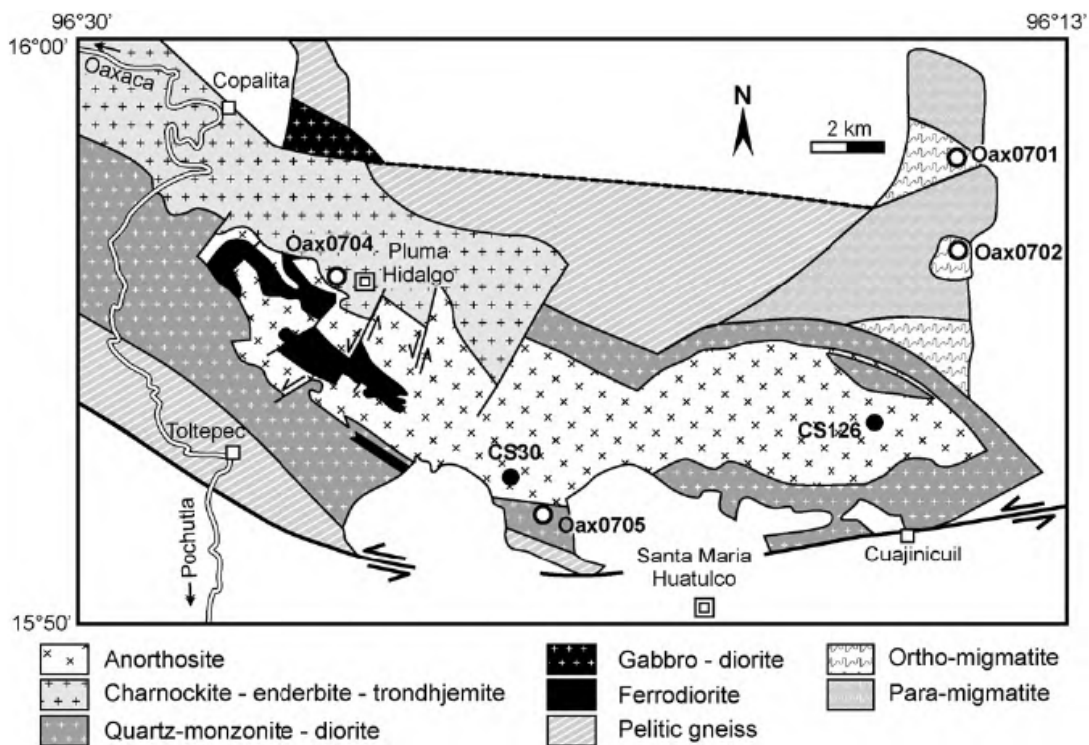


Fig. 3.1.4 Distribución de las anortositas en el área de Pluma Hidalgo, sur del Complejo Oaxaca. Tomado de Schulze *et al.* (2004).

El macizo anortosítico presente en Pluma Hidalgo se presenta relacionado espacialmente a una suite asociada de tipo AMCG (Anortositas-Mangeritas-Charnoquitas-Granitos) y se han determinado edades de cristalización de aproximadamente 1.2 Ga (Schulze et al., 2004).

Pluma Hidalgo se encuentra dentro de un terreno granulítico formando parte del Complejo Oaxaqueño.

3.2.2 Huitzo, Oaxaca

Las anortositas que se presentan en la localidad de Huitzo, Oaxaca, son parte del macizo anortosítico que forman la suite AMCG al norte del Complejo Oaxaqueño. Al igual que las de Pluma Hidalgo, presentan una mineralización rica en titanio, en este caso en forma de Nelsonitas, las cuales son rocas compuestas por ilmenita y concentraciones altas de apatito, se presenta en formas de lentes que llegan a medir algunos metros de espesor. Estas anortositas no presentan concentraciones altas de potasio.

Las litologías presentes en la suite de Huitzo consiste en: meta-anortositas, meta-dioritas, meta-gabros, acumulaciones máficas y charnoquitas con granates, con edades del protolito de 1012 ± 12 Ma. Estas rocas se vieron afectadas por un metamorfismo en facies de granulita hace 990 Ma (Keppie, 2003).



Fig. 3.1.5 Fotografía de afloramiento de anortositas intercaladas con gabros en la localidad Huitzo, Oaxaca.

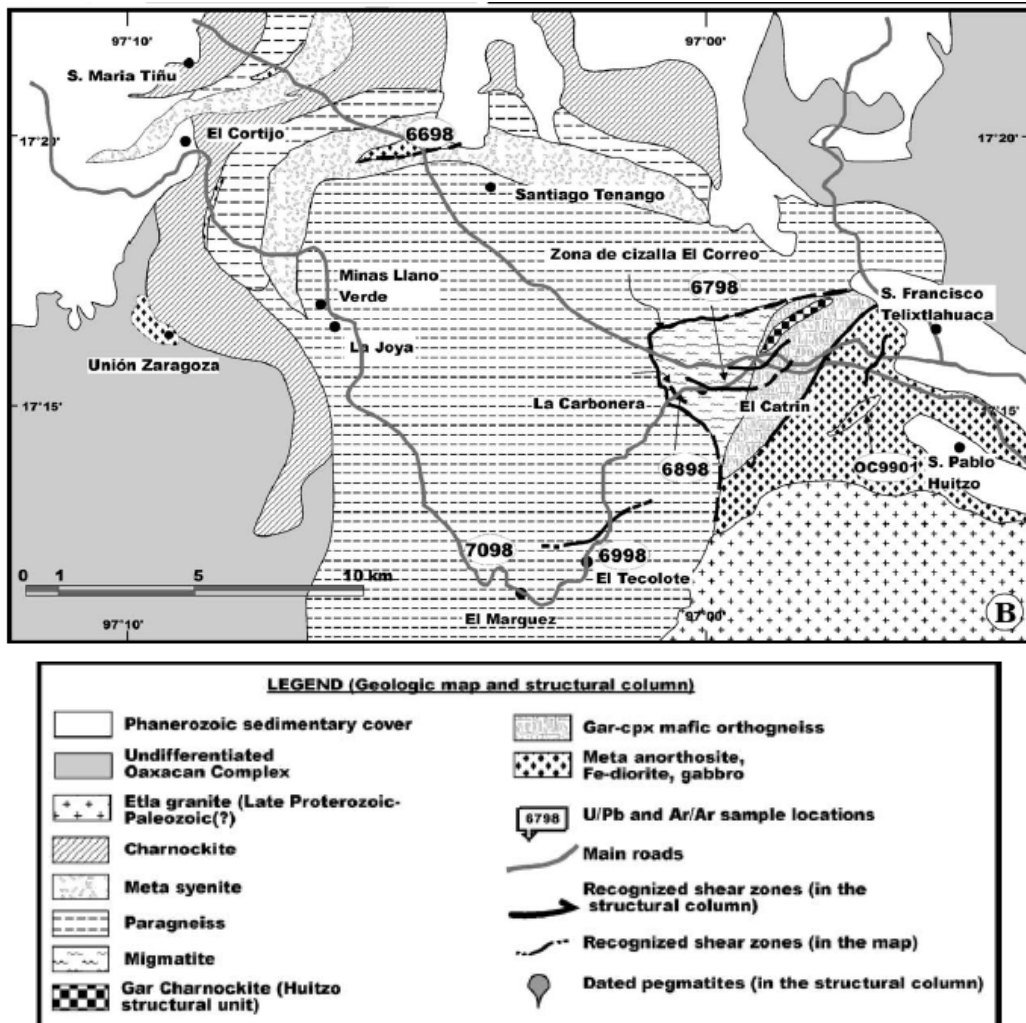


Fig. 3.1.6 Distribución de las anortositas y sus rocas asociadas en el área de Huitzo, Oaxaca. Tomado de Solari *et al.* (2004).

3.2.3 Complejo Guichicovi

El Complejo Guichicovi pertenece a los afloramientos de terrenos granulíticos Grenvillianos en México; siendo el que se encuentra más al sureste del país (hasta el momento), y se localiza dentro del estado de Oaxaca con una extensión aproximada de 800

km². Las edades de este complejo pertenecen al Proterozoico, y se considera como basamento del terreno Maya en su parte oeste. El complejo Guichicovi se compone de rocas metasedimentarias y rocas metaígneas que varían en composición de básicas a ácidas. En la región no se han encontrado anortositas *sensu stricto* pero se infiere su existencia por la presencia de la unidad que se encuentra al norte del complejo Guichicovi conformada por gneises anortosíticos-tonalíticos, granulitas máficas y anfibolitas (Weber y Hecht, 2003).

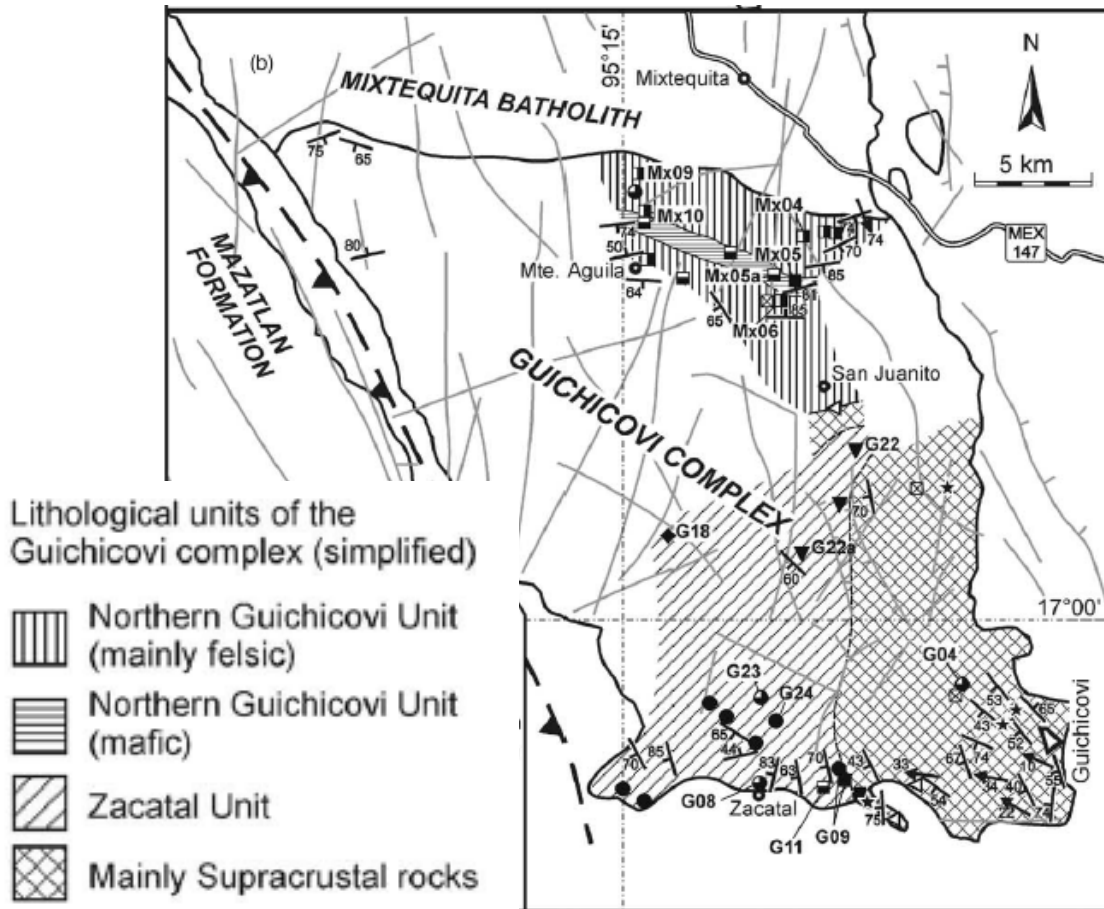


Fig. 3.1.7 Configuración espacial de las unidades del Complejo Guichicovi, siendo la unidad norte la que contiene anortositas. Tomado de Weber *et al.* (2003).

3.2.4 Gneis Huiznopala

El Gneis Huiznopala es el afloramiento más pequeño de terrenos granulíticos Grenvilianos en México descubierto hasta ahora, su extensión es de aproximadamente 25 km² y se encuentra dentro del estado de Hidalgo, en la cercanías de la ciudad de Molango.

Está compuesto por tres unidades, la primera compuesta por una serie de ortogneises, la segunda compuesta por un complejo de anortositas y gabros, y la tercera unidad compuesta por una secuencia de paragneises (Lawlor *et al.*, 1999).

Las anortositas presentes tienen plagioclasas con una composición de tipo andesina y están asociadas a gneises de leucogabros. Estas rocas han sufrido de un metamorfismo retrógrado, por lo que sus fases minerales máficas han sido reemplazadas por clorita, anfíboles y calcita (Lawlor *et al.* 1999).

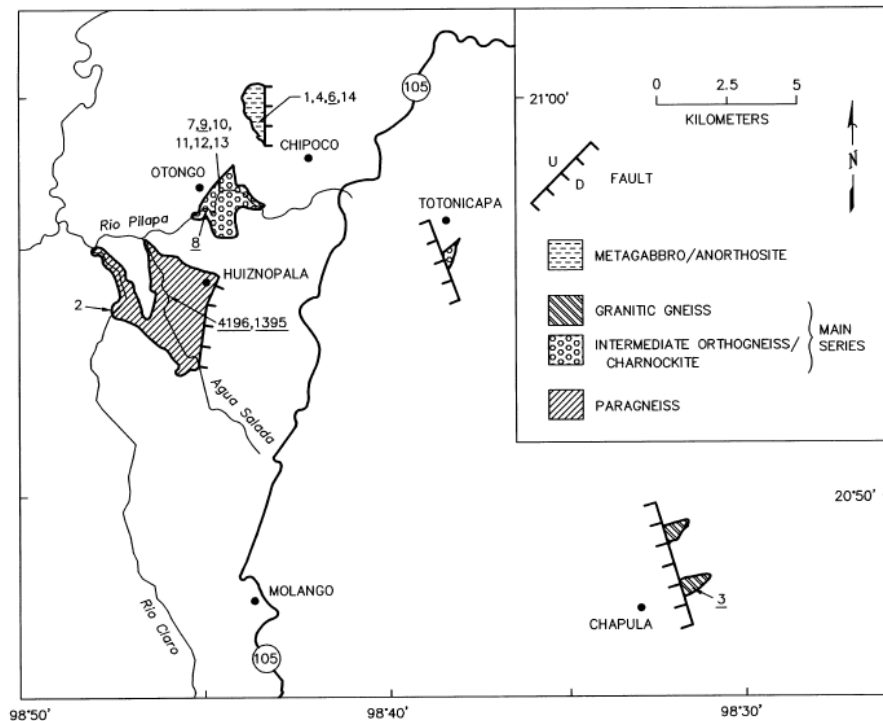


Fig. 3.1.8 Mapa geológico con la distribución de anortositas-tonalitas y rocas asociadas en la localidad de Huiznopala, Hidalgo. Tomado de Lawlor *et al.* (1999).

3.2.5 Gneis del Novillo

El Gneis del Novillo se localiza en el estado de Tamaulipas cerca de Ciudad Victoria; se compone de ortogneises de anortositas y gabros. Se encuentra dentro de un terreno granulítico y sus edades son precámbricas. Se considera al Gneis del Novillo como parte de Oaxaquia. Las anortositas presentes tienen una composición de sus plagioclasas de andesina a labradorita. Tienen asociadas nelsonitas, las cuales se encuentran presentes en el contacto entre las anortositas y los gneises bandeados (Ortega-Gutiérrez, 1978).

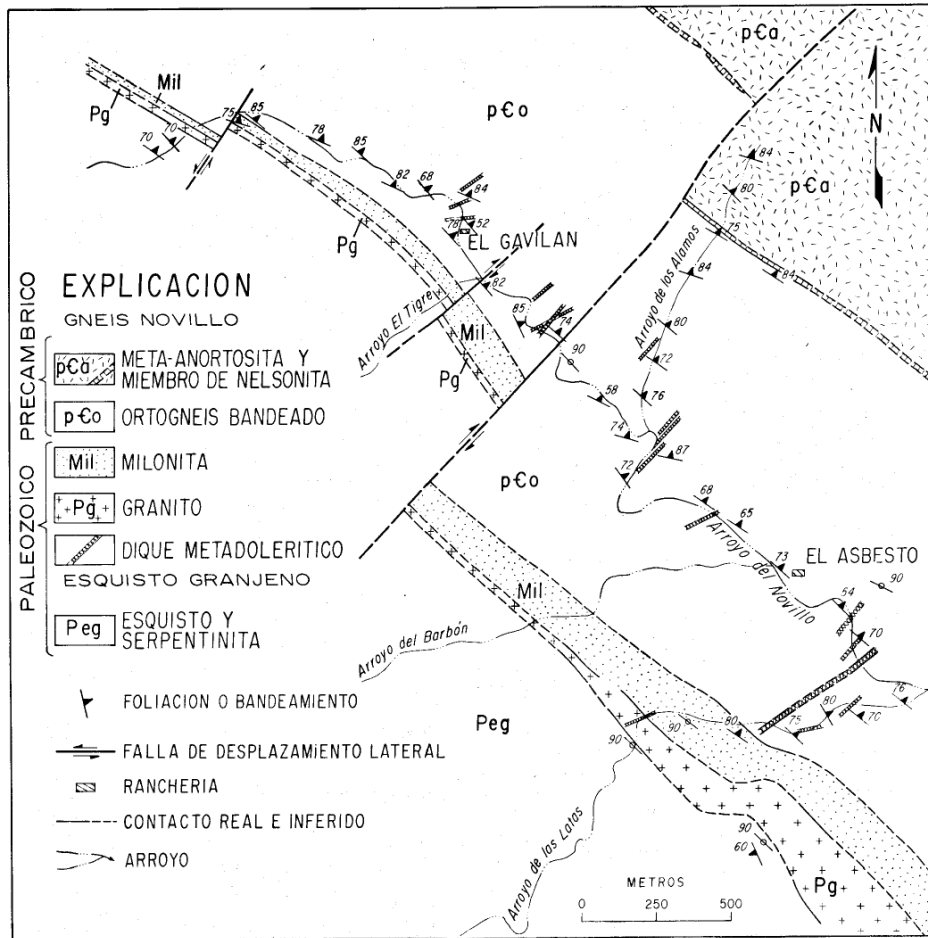


Fig. 3.1.9 Mapa geológico del área Gneis del Novillo, Tamaulipas. Tomado de Ortega-Gutiérrez (1978).

CAPÍTULO 4: PETROGRAFÍA

Este capítulo presenta los resultados obtenidos del análisis petrográfico y minerográfico de 31 muestras obtenidas en la Barranca de Rosendo, Cerro de Rosendo y en los alrededores del poblado Cambil. Se seleccionaron 24 muestras para estudio petrográfico, tres para estudio minerográfico y cuatro para estudios geoquímicos de elementos mayores y traza.

Las muestras obtenidas para análisis petrográfico y minerográfico se seleccionaron por ser representativas de litologías particulares encontradas en el campo. Tanto las láminas delgadas como las superficies pulidas fueron preparadas por la empresa Petroanálisis S.A. de C.V.

El estudio petrográfico y minerográfico consistió en la descripción de secciones delgadas y superficies pulidas por contenido mineral y textural y las clasificaciones se realizaron a partir de comparaciones visuales de porcentaje.

Las fotografías anexas se tomaron con una cámara digital marca Canon acoplada al microscopio de marca Carl Zeiss modelo Axio Vision. La localización de las muestras se presenta en la carta geológica anexa.

Las muestras analizadas forman parte del macizo anortosítico y rocas asociadas espacialmente. La vegetación es abundante en el área de estudio debido al clima tropical, dificultando el acceso, muestreo y mapeo de la zona. El clima ha provocado que las rocas estén intensamente meteorizadas, por lo que la tarea de coleccionar muestras sanas y representativas se complica. La topografía abrupta de la zona es otra dificultad para la obtención de muestras. Se han coleccionado las muestras de los afloramientos más frescos encontrados, por lo que el número de muestras es limitado por las circunstancias antes mencionadas.



Fig. 4.1.0 Relieve y vegetación del área de estudio. A) Rio Mazapa B) Anortositas en primer y segundo plano, tercer plano Formación Todos Santos, cuarto plano Grupo Santa Rosa y quinto plano Formación Sierra Madre. C) Valle que contiene a la falla Polochic-Motagua. D) Barranca de Rosendo.

Las abreviaciones utilizadas se han tomado a partir de Whitney y Evans (2010):

Allanita = Aln, Anfíbol= Amp, Apatito = Ap, Biotita = Bt, Clorita = Chl, Clinocloro = Clc, Epidota = Ep, Hornblenda= Hbl, Feldespato potásico = Kfs, Muscovita = Ms, Minerales opacos= Opq, Plagioclasa = Pl, Cuarzo = Qz, Rutilo = Rt, Sericita = Ser, Titanita = Ttn, Zircón = Zrn.

4.1 Anortositas

Las muestras de anortositas estudiadas fueron colectadas sobre la barranca El Rosendo, Cerro de Rosendo y en afloramientos en cortes carreteros que conducen a los poblados de Cambil y Nueva Libertad.

Las anortositas, en la mayor parte de los casos, forman cuerpos masivos de dimensiones métricas que rebasan los cientos de metros. Son prácticamente homogéneos en composición. Sin embargo, en ocasiones se presentan entre secuencias bandeadas, constituidas de intercalaciones de anortositas-anfibolitas (ver capítulo 4.3).

En gran parte de los afloramientos se les pueden observar franjas de cristales verdes de epidota, con tamaños variables entre 2 y 8mm de espesor, estos rasgos imprimen a la roca un aspecto foliado. Otro mineral que se observa en los afloramientos es el rutilo, se presenta con dimensiones que no rebasan ~5mm. La concentración de este mineral en las anortositas es muy variable, en ocasiones su aparición en los afloramientos es casi nula.

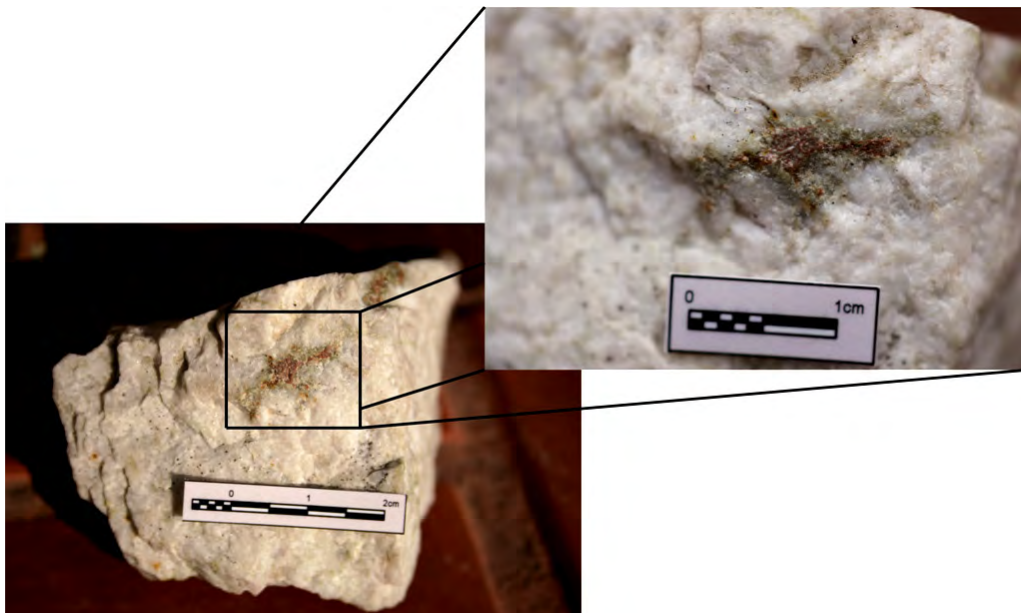


Fig. 4.1.1 Muestra de mano de anortosita con rutilo coronado por epidota.

Las anortositas contienen cuerpos de ilmenita masiva, se presentan comúnmente en forma de lentes, los cuales varían en tamaños desde pocos centímetros hasta cuerpos de casi 2 metros de espesor. En ocasiones se pueden encontrar cuerpos de ilmenita ricos en rutilo con tamaños de ~5mm. Existen cuerpos ajenos a las anortositas en forma de enclaves máficos deformados, se desconoce su composición.

Ciertos afloramientos muestran características de una deformación intensa. La mayoría de anortositas presentan un grado alto de fracturación. Se encuentran en contacto estructural con la Formación Todos Santos del Jurásico Medio, por medio de una falla lateral izquierda que forma parte del Sistema de Fallas Polochic-Motagua.



Fig. 4.1.2 Afloramientos de anortositas. A) Afloramiento de anortositas deformado. B) Afloramiento de anortositas masivas y homogéneas sobre corte carretero. C) Enclaves deformados de rocas máficas (delineados en rojo) dentro de anortositas en afloramiento en lecho del río. D) Lente de ilmenita dentro de anortositas. E) Anortositas con textura masiva. F) Contacto entre la Formación Todos Santos y anortositas. Sobre ellas, depósito reciente de conglomerados conformado en su mayoría por clastos angulosos de anortositas e ilmenita, entre otras rocas.

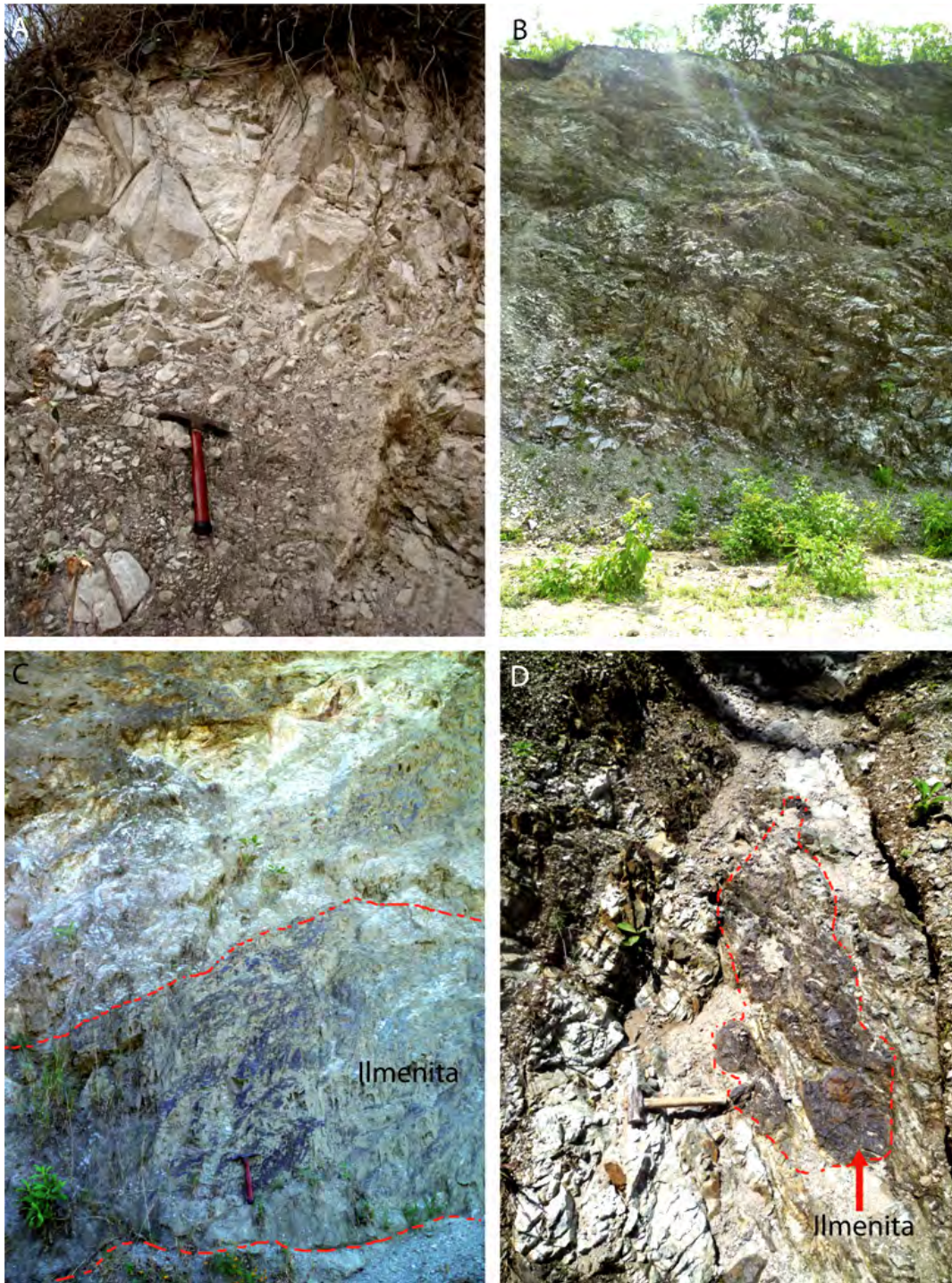


Fig. 4.1.3 Afloramientos de anortositas. A) Cuerpo masivo de anortositas altamente fracturado. B) anortositas con bandeamiento. C) Lente de ilmenita que supera el metro de espesor dentro de anortositas altamente meteorizadas. D) Lente de ilmenita sobre canal de carretera.

Las anortositas son rocas faneríticas leucocráticas, con cristales de tamaños medios a gruesos. Su coloración es blanca en la mayoría de los casos, en algunos otros, más grisácea o con tonalidades verdosas. Se pueden observar en algunas muestras cristales rojos o amarillos de rutilo de pequeñas dimensiones (~8mm); los cuales se encuentran siempre rodeados de cristales verdes de epidota, también se observan minerales opacos de ilmenita finos con aureolas de óxidos. En la mayoría de las muestras analizadas puede observarse micas blancas de grano muy fino.

Como paragénesis primaria se tiene predominante $Pl + Rt + Ap + Qtz + Ilm$ y trazas de zircón. Como paragénesis secundarias se tienen $Ep + Ttn + Clc + Ms + Ser + Qtz$. Existe una mineralización de calcita posterior a las dos paragénesis, ésta se encuentra en las fracturas que presenta la roca y también se puede encontrar como cristales precipitados aislados en forma de parches.

La roca en lámina delgada presenta una textura magmática relictas de tipo holocristalina hipidiomórfica. No se alcanza a observar foliación a nivel microscópico. El tamaño promedio de los granos minerales es grueso, aunque hay minerales secundarios en menor cantidad de grano fino. La roca se observa como un mosaico de plagioclasas con textura equigranular. Se presentan indicios de deformación como: microfallas, microfracturas, maclas de deformación, bandas de deformación, maclas flexuradas, migración de bordes y bordes suturados. La plagioclasa presenta extinción ondulante, al igual que algunos cristales de cuarzo y epidota. Los bordes de las plagioclasas son muy irregulares y su orientación cambia progresivamente hacia una formación incipiente de puntos triples.

La plagioclasa es la fase mineral más abundante, constituye más del 90% del área de la sección delgada. Tienen una composición de tipo oligoclasa-andesina, la cual se determinó ópticamente. Sus cristales presentan tamaños de granos medio y se presentan en su mayoría con formas subhedrales; una menor cantidad forma cristales anhedrales. La plagioclasa presenta grados variables de alteración, en algunas ocasiones es casi imposible identificarlas

y otros casos se encuentran con una alteración baja. La alteración que afecto a estas rocas es sericitización y epidotización. Tanto la sericita como la epidota se encuentran reemplazando a los cristales de plagioclasa. La sericita, por su parte, se encuentra en granos finos sobre la superficie de las plagioclasas, en ocasiones está como granos gruesos de muscovita, mientras que la epidota llega a ser de grano medio y se encuentra con mayor frecuencia en los contactos entre granos; en otros casos existe como parches dentro de la plagioclasa. Hay dos generaciones de epidota, una con mayor birrefringencia que la otra; la primera presenta formas euhedrales en comparación de la otra generación. Otro mineral secundario es la clorita rica en Mg y Al llamado clinocloro, el cual existe en proporciones muy bajas, menores al 1% y se observa siempre íntimamente relacionado al rutilo.

El cuarzo en estas rocas es de origen primario y secundario, siendo aproximadamente el 6% en volumen total de la muestra. Es fácil diferenciar las dos generaciones de este mineral, ya que el de origen primario presenta la misma extinción ondulante que las plagioclasas y está intersticialmente entre ellas, en ocasiones tiene sub-granos; mientras que el de origen secundario no tiene extinción ondulante, y suele estar en forma de agregados policristalinos, en ocasiones con texturas de núcleo y manto.

Como minerales accesorios la roca tiene rutilo, titanita, ilmenita y apatito. El rutilo se encuentra en cantidades ~1%, se puede hallar como un aglomerado, o en pequeños cristales como núcleos dentro de la titanita. En todas las zonas donde se localiza la relación rutilo-titanita, la epidota está rodeándolas. La titanita comúnmente reemplaza a los óxidos de Ti completamente o como coronas. La ilmenita se presenta en concentraciones menores al 1%. El apatito está como inclusiones de grano fino dentro de las plagioclasas y se muestra en proporciones bajas aproximadamente del 2 %.

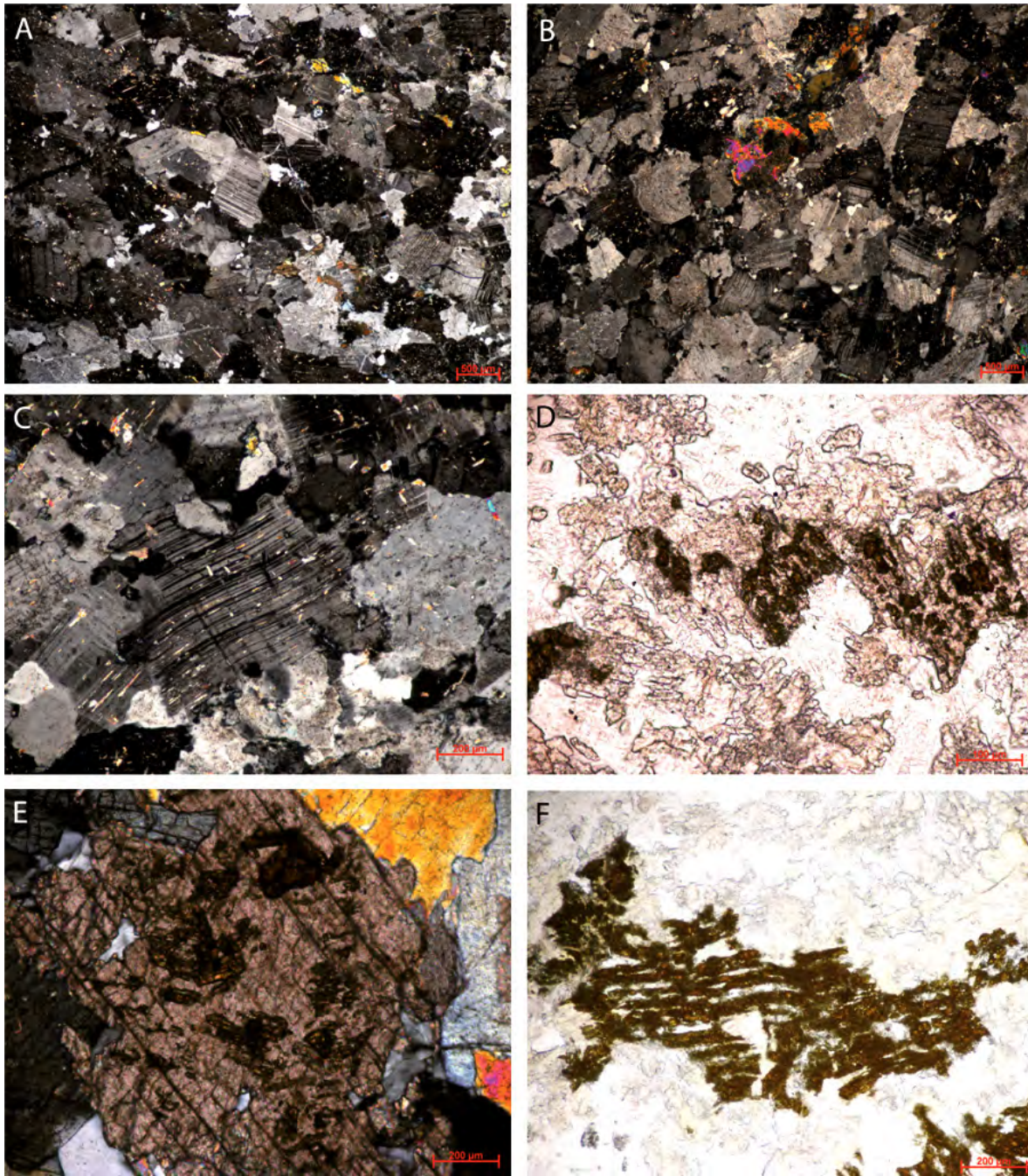


Fig. 4.1.4 Fotomicrografías de anortositas. A) Mosaico de plagioclasas de grano medio, presentan bordes suturados. B) Cristales de epidota sustituyendo plagioclasas a través de bordes y formando parches. C) Plagioclasea con deformación plástica. D) Cristales de rutilo (pardo más oscuro) siendo reemplazados por titanita. E) Islas de rutilo en cristal de titanita. F) Agregados de rutilo.

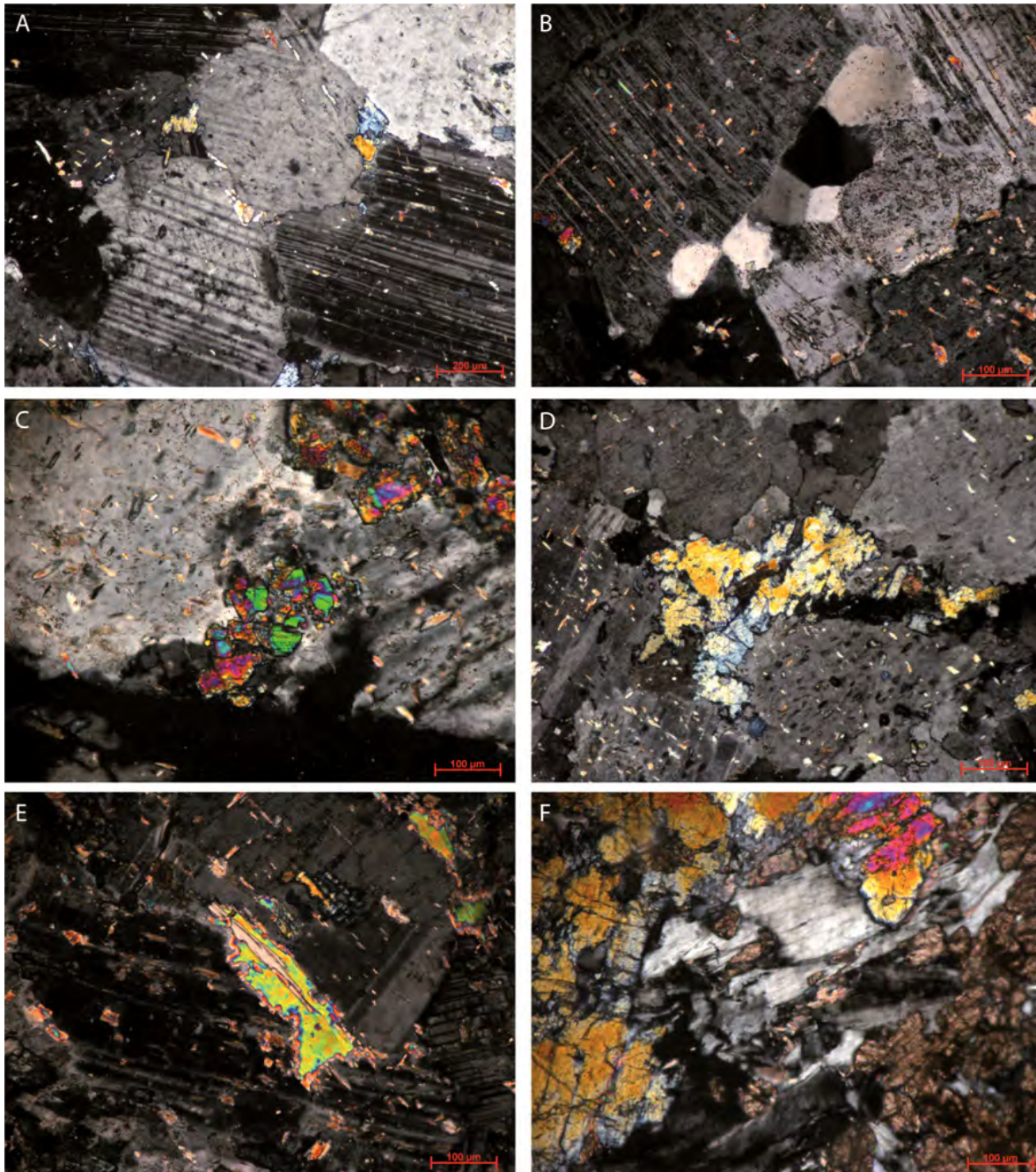


Fig. 4.1.5 Fotomicrografía de anortosita. A) Desarrollo incipiente de texturas en equilibrio. Se observan los bordes de estos minerales con suturas. B) Cristales de cuarzo intersticiales formando puntos triples. C) Generación de epidota subhedral de alta anisotropía reemplazando a plagioclasas a través de bordes. D) Generación de epidota con anisotropía normal y formas anhedrales reemplazando a plagioclasas a través de bordes. E) Cristales de grano grueso de muscovita en plagioclasas. F) Cristales de clinocloro (centro, con coloración de primer orden) intercrecidos con titanita y epidota.

4.2 Monzonitas

Las monzonitas es el tipo de roca mayoritario en el sector estudiado. Se halla bordeando los afloramientos de anortositas, aunque también se encuentran cuerpos más pequeños como pequeñas intrusiones dentro de las anortositas, como es visible en el mapa anexo.

Se colectaron muestras de los distintos afloramientos expuestos. Estas rocas se localizan formado cuerpos masivos y se observan una textura que podría ser confundida por gabróica (minerales máficos subhedrales dentro de una matriz félsica). En algunos afloramientos se puede observar una mayor concentración de minerales máficos haciendo ver a la roca con un índice de color melanocrático. Se encontraron zonas donde las monzonitas tienen una foliación incipiente de tipo discontinua generada por los minerales máficos presentes. En ocasiones se pueden observar fenocristales de feldespato potásico de hasta 3cm, los cuales están orientados con dirección de la foliación.

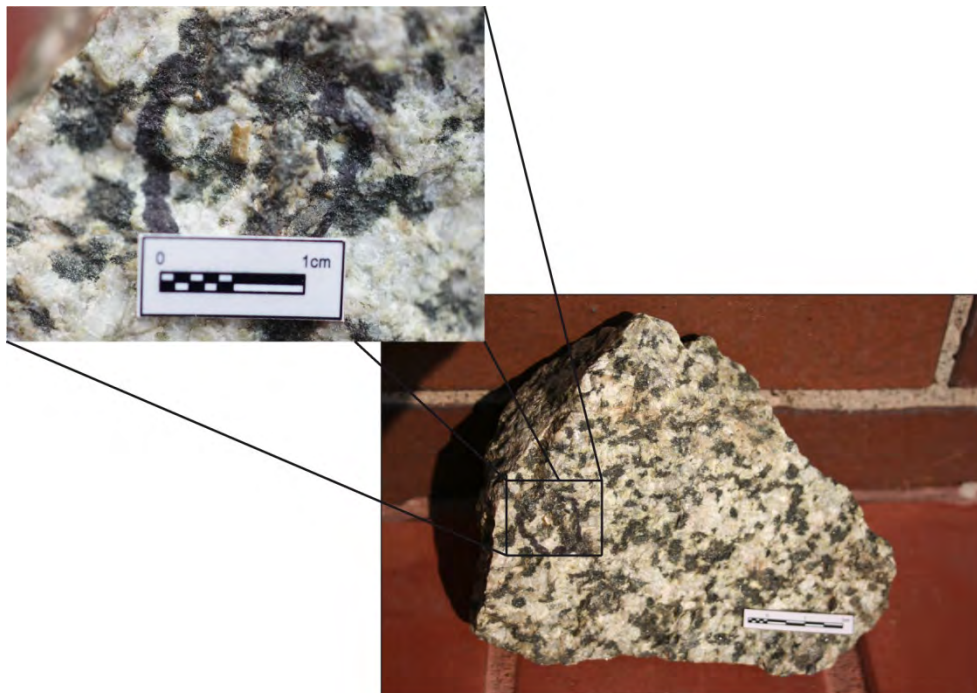


Fig. 4.2.0 Muestra de mano de monzonita con titanita de hasta 3mm

La roca tiene una textura fanerítica con granos gruesos. Su coloración es blanca con puntos negros (minerales máficos). Se observan minerales de titanita de color pardo claro que alcanzan hasta los tres milímetros de tamaño. Se puede observar a simple vista minerales verdes coronando a los minerales máficos. Los minerales máficos se observan con formas euhedrales a subhedrales formando prismas de hasta 1 cm.

La paragénesis primaria es abundante: Pl + Fks + Px? + escaso Aln + Zrn + Ap, y como paragénesis secundaria se tiene Ttn + Bt + Chl + Ep + Qtz + Ser. Se puede observar en proporciones pequeñas calcita precipitada al igual que minerales oxidados que se consideran provenientes del rutilo, convertidos ahora en pseudorutilo.



Fig. 4.2.1 Afloramientos de monzonita. A) Textura fanerítica de la monzonita B) zonas con mayor concentración de minerales máficos C) Titanitas de aproximadamente 3 mm en monzonita. Nótese la coloración verdosa alrededor de los minerales máficos. D) Fenocristales de feldespato potásico.

Las muestras de monzonitas presentan una textura magmática relictas de tipo holocristalina hipidiomórfica. El tamaño de los minerales que la constituyen en su mayoría son granos gruesos y en menor cantidad algunos finos. A excepción de algunas titanitas y zircones que son euhedrales, los minerales restantes tienen formas anhedrales a subhedrales.

Las fases minerales predominantes son plagioclasas y feldespatos potásicos, teniendo ambos porcentajes aproximados del 30% del volumen total de la roca. La fase máfica (Biotita y Clorita) forma cerca del 20% del volumen de la roca.

La plagioclasa presente se encuentran de parcial a totalmente alteradas por procesos de sericitización y epidotización. Presentan microtexturas de deformación como extinción ondulante y bordes suturados. Debido al grado avanzado de alteración fue imposible encontrar su composición por medios ópticos.

Los feldespatos potásicos se hallan en dos fases: ortoclasa y microclina. Ambas fases se presentan con formas anhedrales a subhedrales y presentan maclado de tipo carlsbad y periclina respectivamente. Se observan sombras de presión por toda la superficie de estos minerales. Presentan una alteración incipiente comparada con la plagioclasa, por lo que su superficie se observa con mucha menos alteración.

La ortoclasa contiene gran cantidad de exsoluciones de plagioclasa formando pertitas en formas de flamas, lo que infiere una deformación en la roca. Algunos de estos feldespatos potásicos presentan zoneamiento, esto como resultado de cambios en las concentraciones de Ba en el sistema.

El feldespato potásico tiene inclusiones de plagioclasa de tamaños variables, en algunos casos las inclusiones están orientadas en el sentido del zoneamiento. Las inclusiones presentan una alteración avanzada a sericita y epidota, por lo que se pueden observar como islas alteradas dentro de feldespatos limpios de alteración.

Por otro lado, la fase máfica de la roca se localiza con una disposición en forma de cúmulos de granos finos y medios de biotita y clorita. La clorita se halla reemplazando a los cristales de biotita. Estos cúmulos de Biotita y clorita se interpretan como pseudomorfos de minerales ferromagnesianos preexistentes originados de forma intergranular junto a la plagioclasa y feldespato potásico, sufriendo una transformación como resultado de una hidratación del sistema. Los cúmulos de biotita y clorita, sin excepción alguna se observan coronados por cristales de epidota, lo cual es visible de la misma forma en muestra de mano.

Las Monzonitas contienen cuarzo, el cual se encuentra en forma de agregados policristalinos relleno de vetillas, conforma cerca del 8%. Como minerales accesorios se presenta la titanita (5%), ilmenita (4%), apatito, allanita y pseudorutilo <3%.

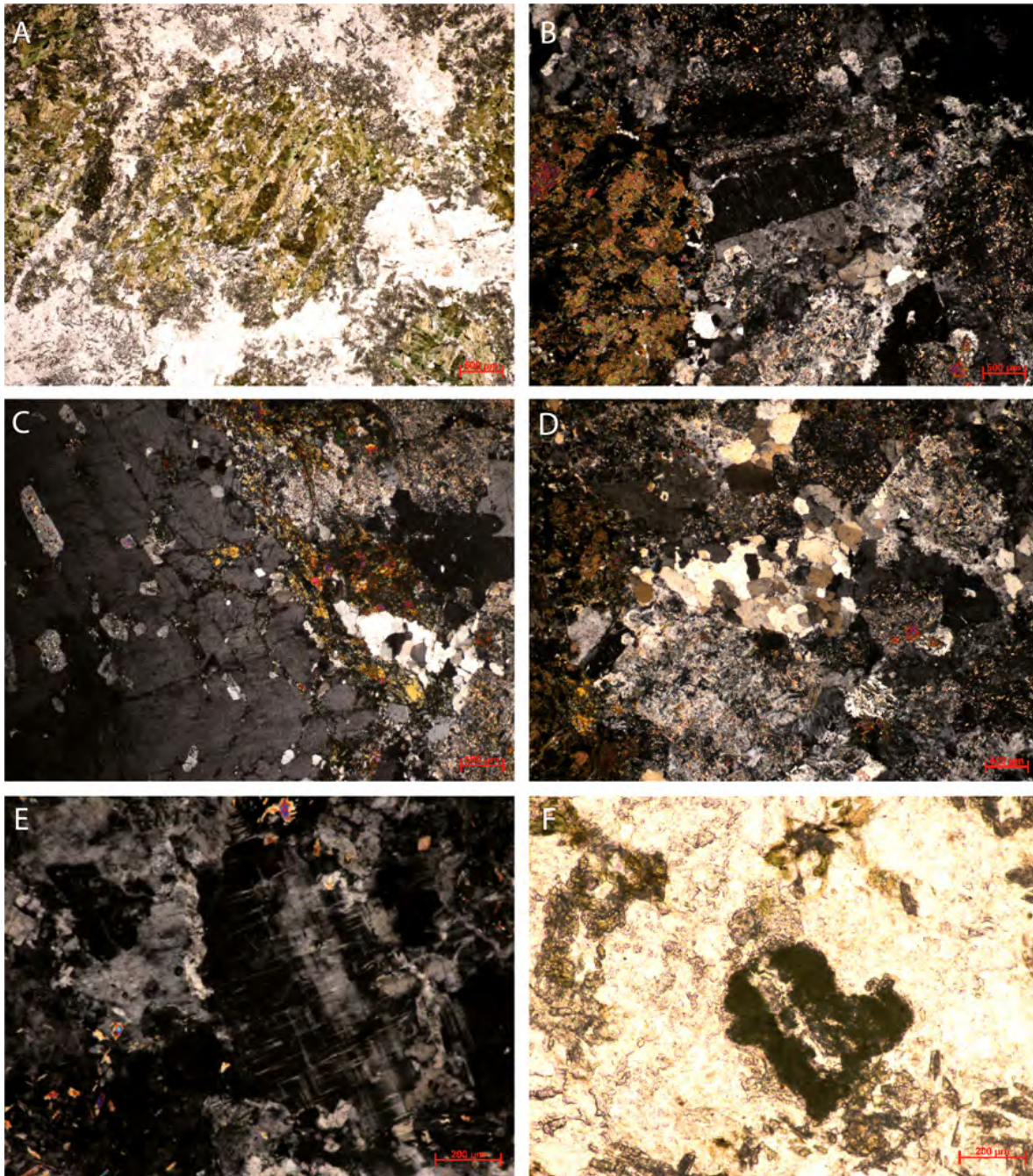


Fig. 4.2.2 Fotomicrografía de monzonita. A) Cúmulos de biotita y clorita como pseudomorfos de piroxenos?, coronados por un anillo de cristales de epidota. B) Cristal euhedral de ortoclasa (centro) con maclado tipo Carlsbad. Presenta lamelas de exsolución de plagioclasas en forma de pertitas e inclusiones de plagioclasas parcialmente alteradas. C) Fenocristal de feldespato potásico zoneado, presenta inclusiones orientadas en direcciones del zoneamiento. D) Agregados de cuarzo policristalino, rodeado de plagioclasas y feldespato potásico sumamente alterados. E) Cristal de microclina con maclado de tipo periclina. F) Evidencia de rutilo oxidado transformado en pseudorutilo.

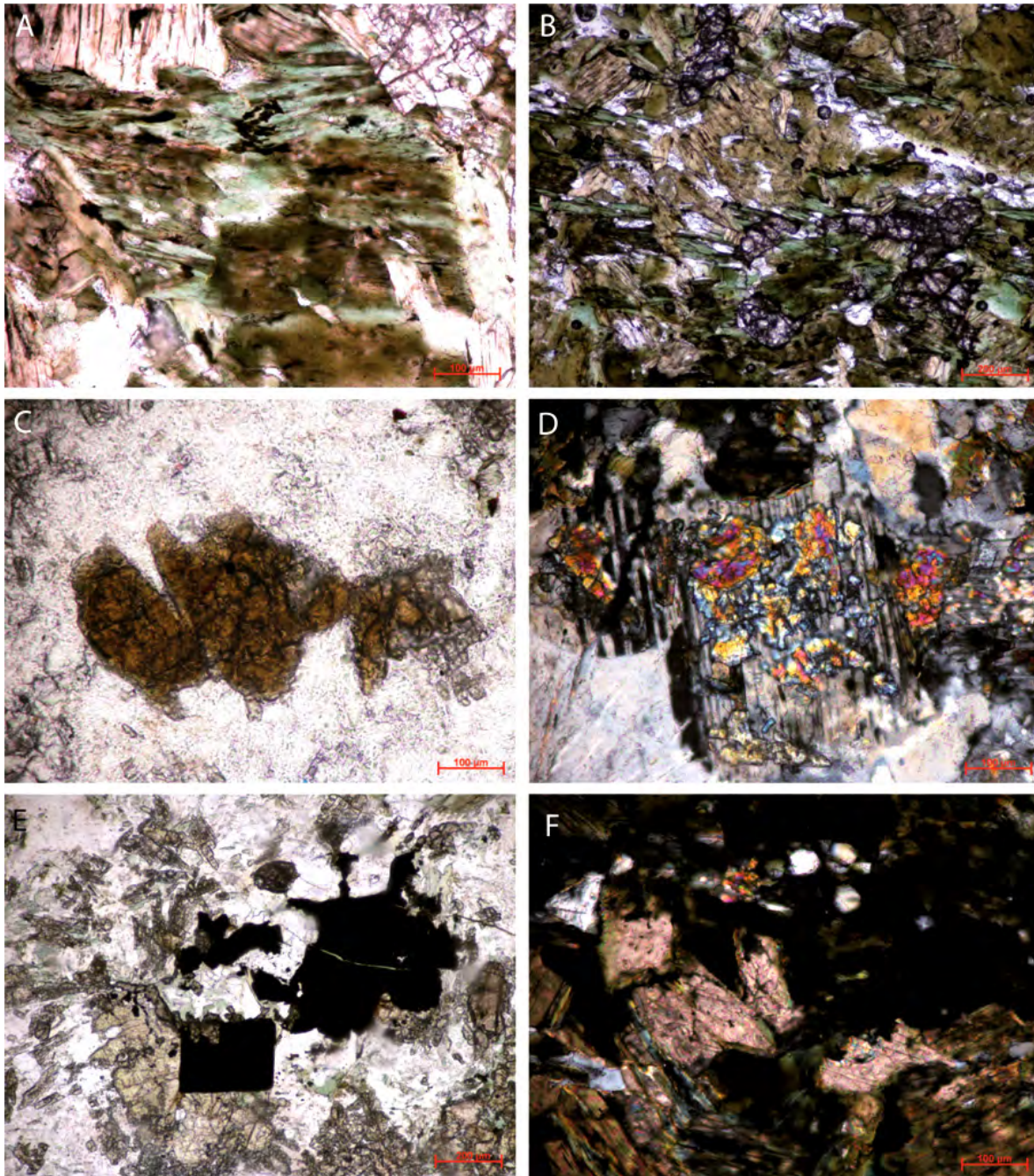


Fig. 4.2.3 Fotomicrografías de monzonitas. A) Clorita reemplazando a biotita. B) Cúmulos de minerales máficos. Titanitas (relieve alto) intercrecidas entre biotita y clorita. C) Cristal anhedral de allanita. D) Cristales de epidota reemplazando a plagioclasas. E) Ilmenita siendo reemplazados por titanita través de bordes. F) Parches de calcita precipitada dentro de cúmulo de biotitas y cloritas.

4.3 Anfibolitas

Las muestras de anfibolitas se encuentran íntimamente relacionadas a las anortositas. Éstas se localizan como cuerpos en forma de lentes o bandas intercaladas a ellas. Su extensión es reducida, apareciendo con mayor frecuencia en zonas que rodean a los cuerpos de ilmenita. Las bandas anfibolíticas varían entre pocos centímetros hasta 40 o 50 centímetros de espesor y los lentes en ocasiones alcanzan espesores mayores a un metro. Su coloración es verde oscura.

La roca presenta tamaños de grano medio, en ocasiones granos finos. Su textura es fanerítica. Se puede observar a simple vista una textura foliada. Algunas zonas de los afloramientos se encuentran totalmente alterados a micas, pudiéndose observar rocas formadas totalmente por estos minerales.

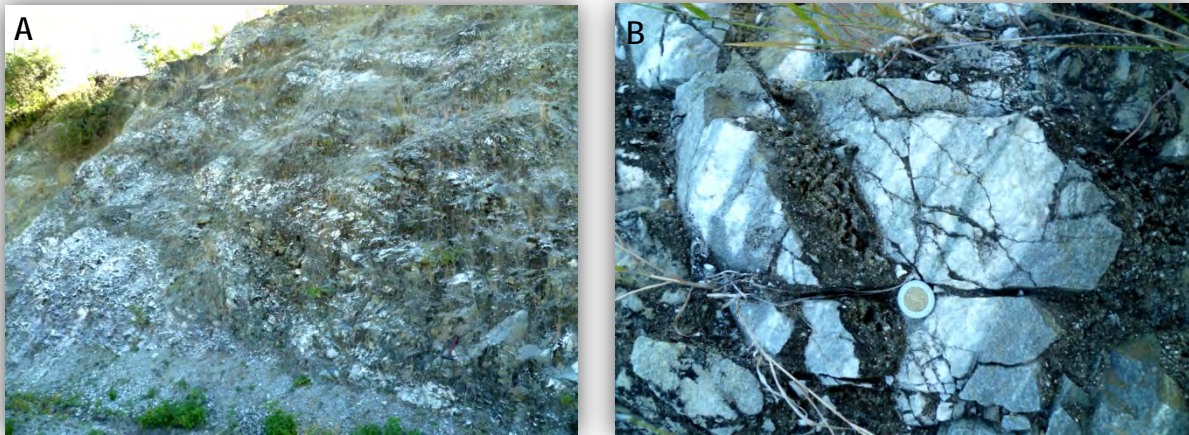


Fig. 4.3.1 Afloramientos de anfibolitas en anortositas. A) Afloramientos donde se observan bandas de anortositas y anfibolitas con lentes de ilmenita. B) Bandeamiento de menores dimensiones.

La paragénesis primaria en esta roca es $Hbl + Pl + Zrn + Ap + ilm$, como paragénesis secundaria se tiene $Ep + Ttn + Bt + Chl + Ser + Qtz$.

La roca presenta una textura holocristalina hipidiomórfica. Está constituida por una acumulación de minerales máficos y se observa una foliación continua generada por la hornblenda orientada. La roca contiene minerales que en su mayoría son subhedrales (hornblenda), algunos otros anhedrales que generalmente se localizan intersticialmente, o bien, los de origen secundario presentando formas anhedrales. Al igual que en las anortositas se han identificado dos generaciones de epidota, una de alta birrefringencia con formas subhedrales, y una generación de menor anisotropía con formas anhedrales.

Los contactos entre anfíboles son bastante rectos a diferencia de las anortositas, no se observan contactos suturados, ni microtexturas de deformación, sino solamente algunas microfracturas. La roca está afectada por alteraciones como sericitización y epidotización en un grado incipiente.

La hornblenda presenta una coloración verde a verde amarillento, forman la fase más prominente en la roca, siendo más del 90% de la muestra. Contienen inclusiones de zircón y apatito que llegan a tener tamaños bastante considerables (granos de tamaño medio). La biotita y clorita, se encuentran claramente reemplazando a los anfíboles. La plagioclasas (5%) están de forma intersticial; presentan formas anhedrales y están casi siempre acompañadas de una alteración, ya sea a epidota o sericita.

Como minerales accesorios se tiene ilmenita (2%) y titanita euهدral y subهدral de grano grueso en una proporción del 2%; se puede llegar a observar a la titanita rodeando a los minerales opacos en forma de coronas de reacción. Algunos de los minerales opacos se encuentran hematizados presentando una coloración roja traslucida. En esta muestra no se observan indicios de rutilo ni de óxidos provenientes de él.

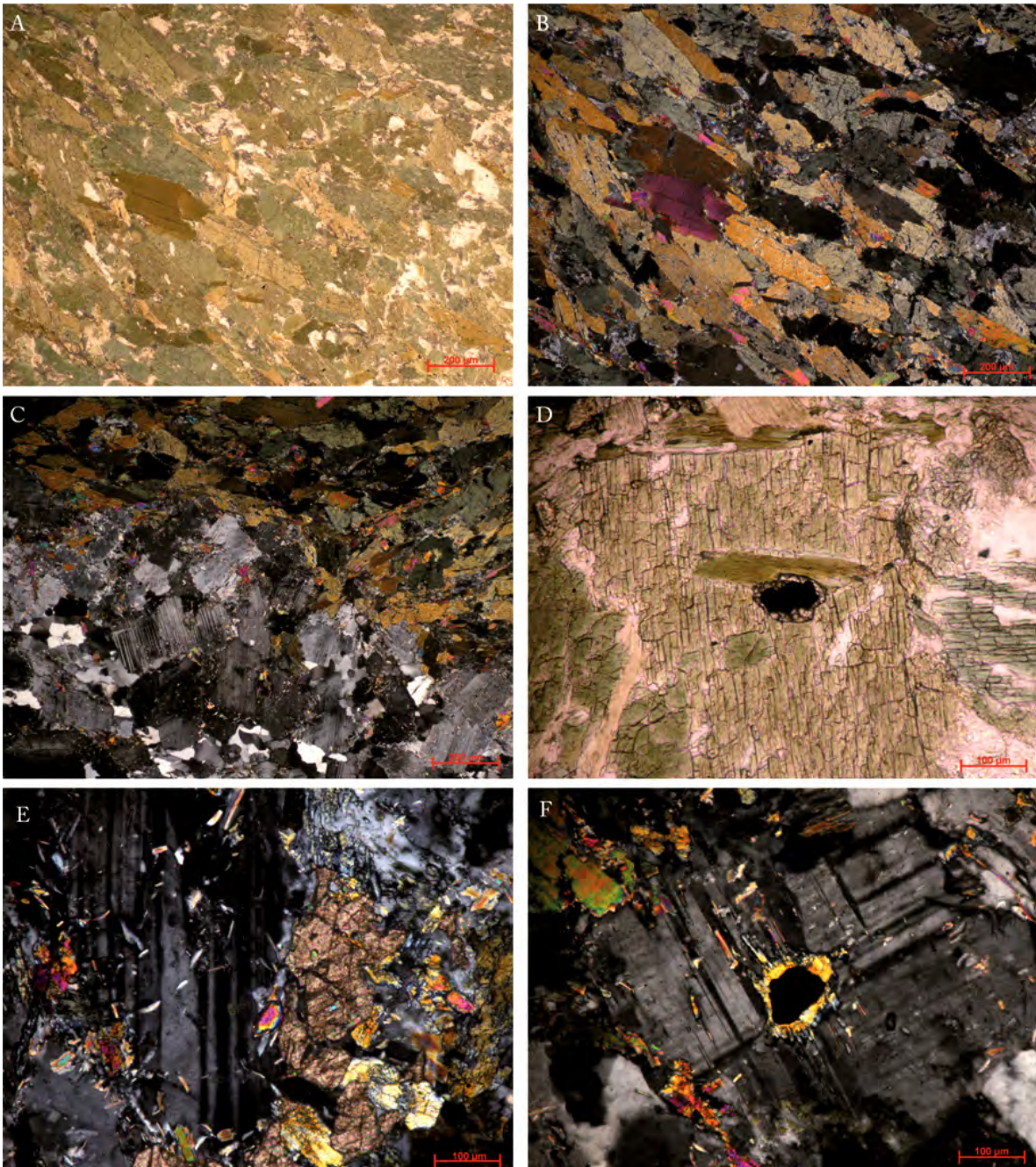


Fig. 4.3.2 Fotomicrografía de anfibolitas. A) Mosaico constituido por intercrecimiento de hornblenda verde. Las zonas incoloras de bajo relieve son plagioclasas intersticiales. B) Foliación de los anfíboles. C) Contacto entre anfibolitas y anortositas. Se puede observar cuarzo policristalino en vetillas. D) Inclusión en anfíbol de mineral opaco coronado por titanita. E) Plagioclasas parcialmente reemplazadas por titanita y epidota. En el centro de la fotografía se puede observar un zircón euhedral. F) Inclusión en plagioclase de mineral opaco coronado por epidota.

4.4 Ilmenita

La ilmenita se presenta como parte de los cuerpos masivos de anortositas. La ocurrencia más común de este mineral es en forma de lentes que alcanzan hasta 1.5m de espesor y algunos metros de largo. Su coloración es de tonalidades purpuras con un brillo submetálico. Esta roca de alta densidad se ha localizado sobre el cerro de Rosendo y a lo largo de la Barranca de Rosendo. Generalmente se localiza incluida dentro de anfibolitas de grano fino, las cuales están parcialmente alteradas a rocas ricas en micas oscuras, o bien rodeadas de rocas verdes, posiblemente anortositas con avanzada alteración a epidota, lo que le impregna ese color característico.



Fig. 4.4.1 Fotografías de afloramientos de ilmenita. A) Lentes de ilmenita contenidos en anortositas. B) Ilmenita con cristales de rutilo (granos rojos) de grano grueso.

La ilmenita se halla como una roca de textura homogénea constituida por cristales de tamaños gruesos. En ocasiones, contiene cristales de rutilo de grano grueso. No todos los afloramientos presentan las mismas concentraciones de rutilo, existen afloramientos donde la presencia de rutilo es nula y otros donde ocupa una proporción importante dentro de la ilmenita. Estos últimos se observan con una coloración rojiza y tienen formas redondeadas. Se pueden observar otros minerales en la ilmenita como clinocloro y apatito; este último no

se halla en las concentraciones necesarias para poder llamar a la roca nelsonita, ya que para esto, se necesitan proporciones de ilmenita y apatito de 2:1 respectivamente (Force, 1991).

El comportamiento espacial de los cuerpos de ilmenita no muestra una tendencia de orientación en los afloramientos estudiados. Esto debido al número reducido de afloramientos que no presenta vegetación que las recubra.

Al microscopio minerográfico, la ilmenita es la fase más abundante (70%), la cual contiene lamelas de exsolución de hematita de tamaños muy finos de una coloración gris clara, casi blanca. Estas exsoluciones se encuentran orientadas. Las proporciones de esta fase en la roca son de aproximadamente un 3%. El rutilo se observa con reflexiones internas y de coloración rojiza. Presentan su maclado típico. Esta fase en algunas zonas del área de estudio puede alcanzar hasta el 20% del volumen de la roca, en otras ocasiones su aparición se da en porcentajes muy bajos.

Al observar la ilmenita con nicoles cruzados, es apreciable un mosaico de cristales de grano grueso. Se observa claramente el maclado típico de la ilmenita. Los granos de ilmenita muestran contactos casi poligonales con inicio de desarrollo de puntos triples.

El estudio de secciones delgadas resalta la presencia de rutilo como inclusión en la ilmenita. Se observan cristales de rutilo de grano grueso dentro de una matriz de ilmenita, en ocasiones intercrecido con clinocloro. Generalmente en las zonas donde se encuentra el clinocloro, se observa en sus bordes rutilo dando una apariencia de estar coronando a este mineral, aunque en otras zonas de la lámina delgada se observa claramente un intercrecimiento, por lo que se descarta la idea de un borde de reacción entre la ilmenita y el clinocloro. Existe en estas muestras una abundante cantidad de zircones euhedrales.

Se han definido tres generaciones de rutilo presente en la muestra, esto posiblemente derivado de las coloraciones que presenta debido a los elementos traza que puede presentar como el hafnio, niobio. Una de las generaciones tiene coloraciones amarillo ámbar, y es

totalmente traslucido, lo que implica una pureza muy alta. Las otras dos generaciones se presentan con coloraciones rojizas y presentan una mayor impureza. Una generación presenta el color rojo típico del rutilo, mientras que la otra generación presenta colores rojizos con tonalidades azules y verdosas.



Fig. 4.42 Fotomicrografías en superficie pulida de ilmenita. A) Maclado de ilmenita. B) Distribución de minerales traslucidos (Rutilo, clinocloro, apatito) C) Cristal de rutilo con reflexiones internas. D) Hematita como lamelas de exsolución orientadas dentro de la ilmenita. E) Granos gruesos de ilmenita con indicios de desarrollo de puntos triples. F) Mosaico de cristales de ilmenita presentando su maclado característico.

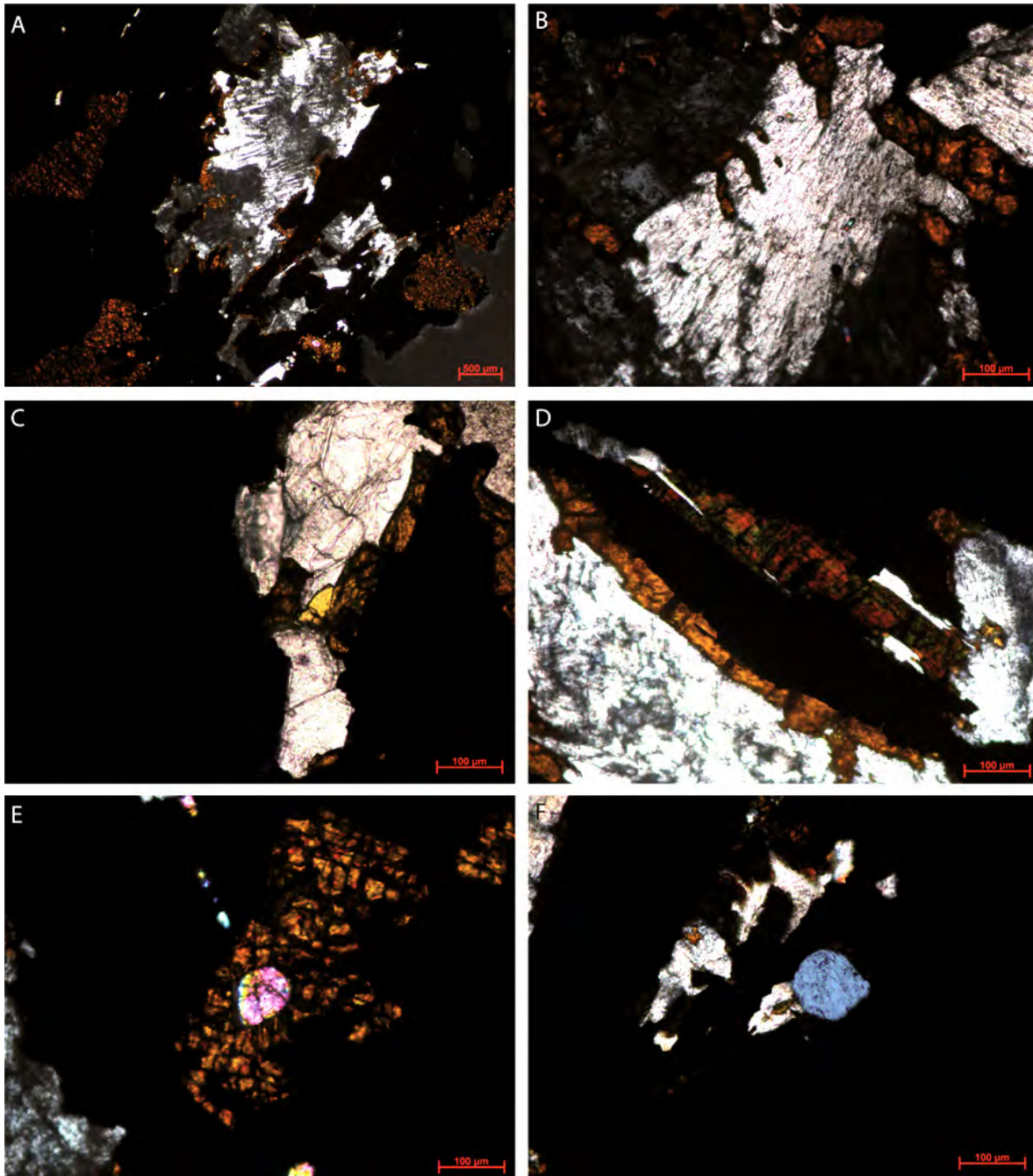


Fig. 4.43 Fotomicrografía de lámina delgada de ilmenita. A) Cristales de rutilo y clinocloro dentro de una matriz de ilmenita. B) Rutilo y clinocloro en intercrecimientos. C) Generación de rutilo puro (centro de la fotografía). D) Generaciones de rutilo con distinta pureza, nótese el cristal superior y su despliegue de colores verdosos y azules. E) Zircón como inclusión en rutilo. F) Cristal de apatito (centro).

CAPITULO 5: GEOQUÍMICA

Los estudios geoquímicos realizados, consistieron en el análisis de tres muestras representativas de las litologías presentes en la zona de interés. Dos muestras de anortositas y dos muestras de monzonitas con distintas localizaciones. Los estudios fueron realizados en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, en el Instituto de Geología de la UNAM. Todas las muestras se analizaron por óxidos mayores y elementos traza.

Es de suma importancia subrayar que tanto las muestras analizadas como todas las demás rocas presentes en el área de estudio, se han visto afectadas por eventos intensos de meteorización e hidrotermalismo, esto último, causando un metamorfismo de bajo grado en las rocas, alterando la mineralogía y posiblemente la composición de la roca.

Los metales alcalinos Na y K son elementos muy móviles por procesos de hidrotermalismo postmagmático, y por lo tanto sus concentraciones pueden cambiar en tales procesos de alteración (Gill, 2010). Las alteraciones hidrotermales incipientes en una roca básica causan cambios relativamente pequeños en la química total de la roca, mientras que una alteración más penetrativa está acompañada de cambios selectivos en los elementos mayores, especialmente los más móviles como Na_2O , K_2O y CaO (Gill, 2010).

Henderson (1984) indica que existe creciente evidencia de que durante algunos procesos de alteración, las abundancias de los elementos traza y sus patrones de distribución puedan ser modificados suficientemente para afectar la interpretación petrogenética. Explica que las ganancias o pérdidas en la abundancia de estos elementos estará en función de varios factores: 1) La abundancia de los elementos traza en la roca inalterada, su distribución y sitios de concentración dentro de las fases minerales de la roca y la estabilidad relativa de las fases minerales respecto a los fluidos. 2) La concentración de los elementos traza en los fluidos, el comportamiento de partición entre los elementos traza entre las fases minerales y los fluidos y la capacidad de los fluidos para transportar estos elementos fuera del sistema.

3) La capacidad de los elementos secundarios para acomodar elementos traza que fueron liberados por los minerales primarios.

5.1 Elementos mayores

Nota: Los datos no se presentan recalculados.

| Muestra/ Óxidos mayores | Anortosita ACL-4 | Anortosita ACL-3 | Monzonita ACL-17 | Monzonita ACL-5 | Granito Rosa* | Granito Rosa* |
|------------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|--------------------|------------------|------------------|
| SiO₂ | 60.54 | 56.46 | 52.60 | 54.65 | 76.95 | 76.69 |
| TiO₂ | 0.18 | 0.34 | 1.77 | 0.89 | 0.13 | 0.09 |
| Al₂O₃ | 22.622 | 25.0 | 19.981 | 17.259 | 12.17 | 12.16 |
| Fe₂O₃ | 0.79 | 2.06 | 8.327 | 7.05 | 1.27 | 1.51 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0.11 | 0.27 | 0.03 | 0.02 |
| MgO | 0.38 | 0.07 | 1.59 | 3.74 | 0.28 | 0.28 |
| CaO | 5.133 | 7.48 | 7.049 | 3.868 | 0.6 | 0.4 |
| Na₂O | 7.325 | 6.136 | 4.514 | 2.582 | 3.16 | 3.62 |
| K₂O | 1.23 | 1.01 | 2.00 | 3.36 | 5.34 | 4.90 |
| P₂O₅ | 0.041 | 0.067 | 0.971 | 0.2 | 0.03 | 0.02 |
| PxC | 1.66 | 1.04 | 0.78 | 5.85 | 0.81 | 0.49 |
| Total | 98.26 | 99.706 | 99.698 | 99.714 | 100.78 | 100.16 |

Tabla 5.1 Datos de óxidos mayores obtenidos por fluorescencia de rayos X. * tomados de Salazar-Juárez (2008).

Las correlaciones entre mineralogía y composición química no siempre son perfectas, por lo tanto se deben de tener muchas reservas para los nombres de las rocas derivados de diagramas como el TAS, ya que puede diferir del nombre otorgado a la roca petrográficamente, por lo que el nombre de la roca siempre debe ser basado por el criterio petrográfico (Gill, 2010).

A continuación se emplea el diagrama TAS para rocas plutónicas con el fin de obtener una clasificación preliminar de las rocas estudiadas. En el mismo diagrama se realiza una

comparación de datos geoquímicos de elementos mayores de anortositas de la localidad Gneis Huiznopala Hgo., donde se puede observar que tanto las anortositas como monzonitas se encuentran dentro del mismo campo de nombre Sieno-Diorita. Los granitos del área de estudio debido a su alto contenido de sílice quedan fuera de los alcances del gráfico. Los valores fueron recalculados al 100% en base seca.

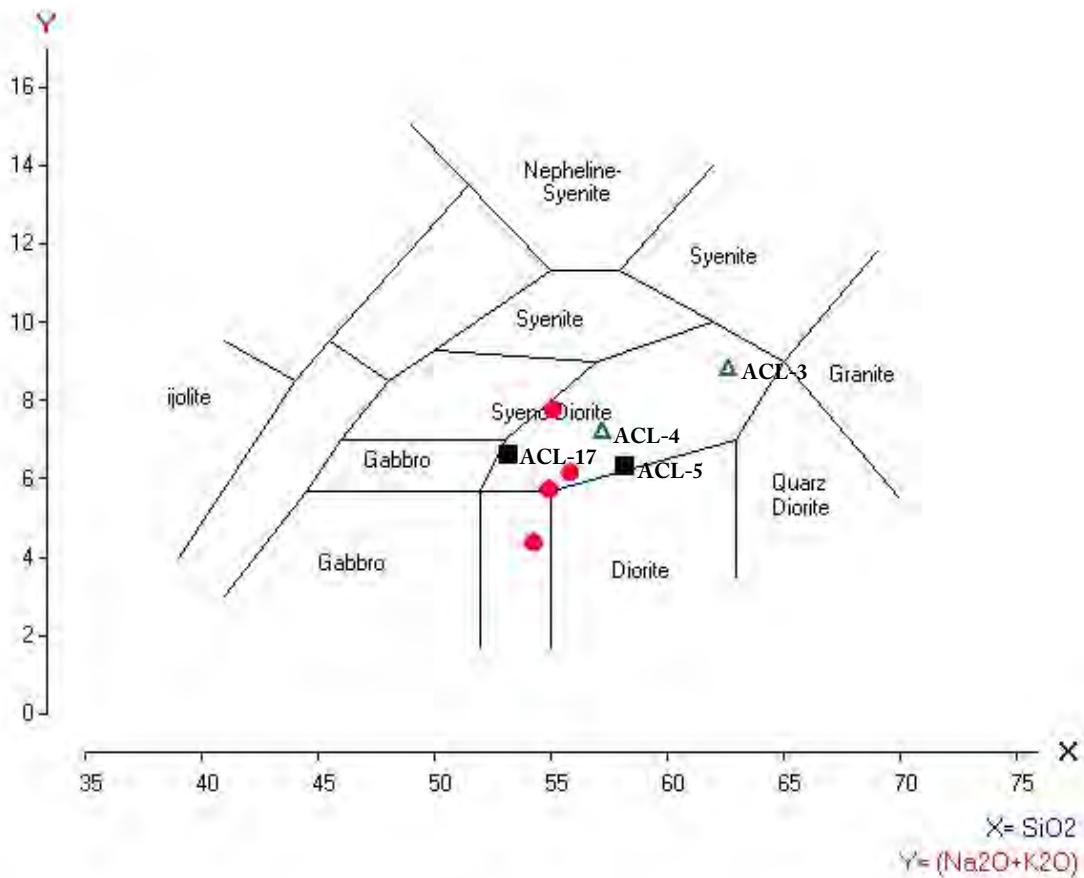


Fig. 5.1.1 Diagrama de clasificación de las rocas ígneas plutónicas con base al contenido de sílice y el contenido de óxidos alcalinos en la roca. Diagrama de Cox et al. (1979) adaptado por Wilson (1989). Triángulos verdes, valores de anortositas chiapanecas, cuadros negros, valores de monzonitas chiapanecas, puntos rojos, valores de anortositas del Gneis Huiznopala, Hgo.

La muestra de anortosita que presenta porcentajes más altos de SiO_2 (ACL-4), ha sido sujeta a una mayor alteración, se considera que su química ha sido modificada por introducción de fluidos al sistema. Petrográficamente es observable ya que presenta una

abundante mineralogía de fases secundarias. En muestra de mano, la roca se presenta con una coloración verdosa y con un aspecto terroso. La muestra ACL-4 presenta menores porcentajes de CaO y mayores de Na₂O comparado a la muestra ACL-3, la cual es una muestra que presenta una alteración incipiente. Al igual que las muestras de anortositas la muestra de monzonita ACL-5, presenta una mayor alteración, lo cual es observable en la pérdida por calcinación siendo de 5.85%.

5.1.1 CIPW

Se ha realizado el cálculo de CIPW para las dos muestras de anortositas, las dos muestras de monzonitas y las dos muestras de granitos, con fines de comparación entre la norma teórica y la moda presente. A continuación se presentan los minerales y porcentajes obtenidos de cada uno:

| CIPW | Qtz | Or | Ab | An | C | En | Ilm | Hm | Ap | Ttn | Rt |
|-----------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|-----|------|
| Mz-ACL-5 | 14.35 | 21.16 | 23.27 | 19.07 | 3 | 9.94 | 0.6 | 7.51 | 0.49 | | 0.8 |
| Mz-ACL-17 | 4.09 | 11.94 | 38.59 | 28.68 | | 3.98 | 0.24 | 8.42 | 2.27 | 0.2 | 2.02 |
| An-ACL-3 | 0.95 | 6.09 | 52.63 | 37.15 | 0.42 | 0.17 | 0.02 | 2.08 | 0.16 | | 0.43 |
| An-ACL-4 | 1.83 | 7.56 | 64.14 | 26.08 | 0.01 | 0.97 | 0.02 | 0.82 | 0.09 | | 0.23 |
| Gr | 36.38 | 31.56 | 26.74 | 2.78 | 0.17 | 0.7 | 0.06 | 1.27 | 0.07 | | 0.12 |
| Gr | 35.78 | 29.07 | 30.72 | 1.85 | 0.22 | 0.7 | 0.04 | 1.51 | 0.05 | | 0.09 |

Tabla 5.2 Resultados del cálculo CIPW de las rocas presentes el área de estudio.

Como puede observarse a partir del cálculo de CIPW, las monzonitas teóricamente deberían tener cuarzo en proporciones no tan altas, mientras que en las anortositas la presencia de cuarzo es muy baja o casi nula. En cambio los granitos rosa han resultado con cantidades altas de cuarzo. En lo que respecta a feldespatos potásicos dentro de las muestras, el cálculo indica que los granitos contienen cantidades altas de ortoclasa. Las monzonitas contendrían ortoclasa en proporciones no tan altas como los granitos, mientras que las anortositas deberían presentar porcentajes menores de aproximadamente 6 a 8% de

ortoclasa. Las anortositas son las que han resultado con un mayor porcentaje de Ab, los valores para el granito rosa y las monzonitas son muy parecidos en Ab. En lo que respecta a An, los granitos se encuentran muy empobrecidos en esta fase mineral, mientras que las monzonitas presentan valores un poco más elevados y las anortositas considerablemente más elevados aún. Uno de los resultados que se presentan de forma interesante es la enstatita, presentándose con valores muchos más elevados en las monzonitas.

En el diagrama ternario ortoclasa-cuarzo-plagioclasa se observa la clasificación de las muestras a partir de sus datos normativos, las anortositas (ACL-3,ACL-4) se grafican en el área de anortosita/diorita, las monzonitas (ACL-17, ACL-5) en el área de cuarzo monzodiorita y los granitos en el campo de los granitos/charnoquita.

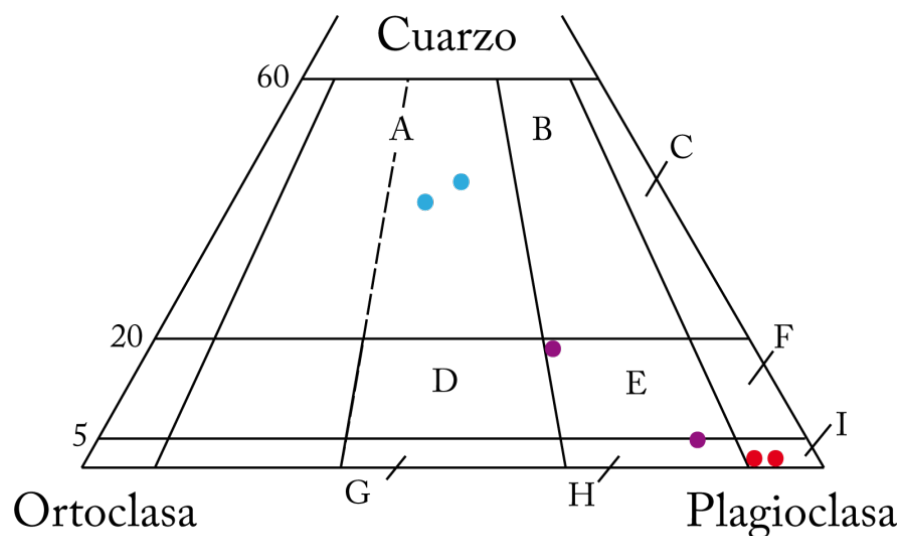


Fig. 5.1.2 Clasificación normativa CIPW de las rocas del área de estudio por el diagrama QAP de acuerdo a Streckeisen (1976). A: granito, charnoquita B: granodiorita, C: tonalita, D: cuarzo monzonita, E: cuarzo monzodiorita, F: cuarzo diorita, cuarzo anortosita, G: monzonita, mangerita, H: monzodiorita, monzogabro, jotunita, I: diorita, gabro, anortosita.

En la figura siguiente se muestra los contenidos de cuarzo (Q), albita (Ab) y anortita (An) normativos de las dos muestras de monzonitas, dos muestras de anortositas y dos muestras de granitos.

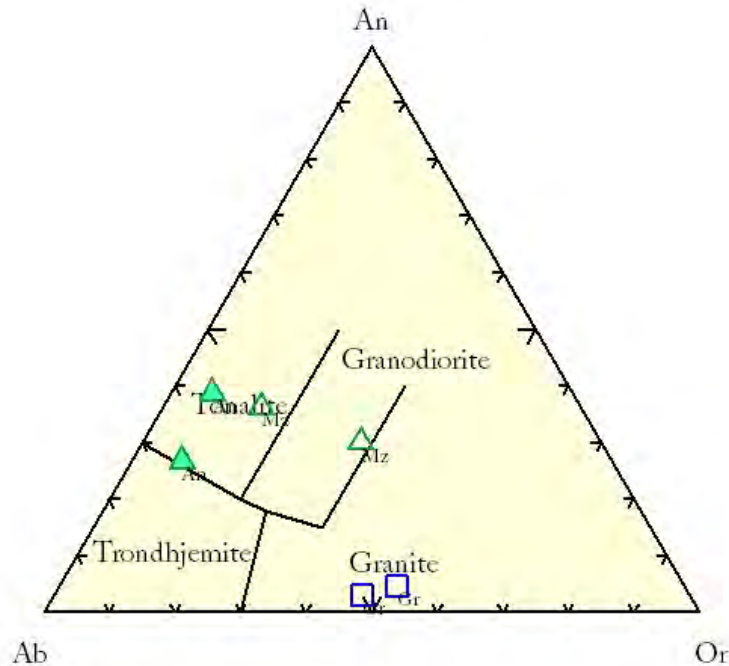


Fig. 5.1.3 Diagrama de clasificación normativa Ab-An-Or para rocas ígneas silíceas de O'Connor (1965) modificado por Baker (1979). Las anortositas están representadas por triángulos verdes rellenos, las monzonitas por los triángulos verdes huecos y granitos por cuadros.

Cuando los datos normativos de Or, Ab y An son graficados en el diagrama de clasificación normativo Ab-An-Or de O'Connor (1965) y modificado por Baker (1979), Tres de las seis muestras quedan contenidas dentro del campo de tonalitas, estas muestras son las dos anortositas, y una de las monzonitas (ACL-17), mientras que la otra muestra de monzonita (ACL-5) queda dentro del campo de las granodioritas. Los granitos quedan dentro del campo con el mismo nombre.

5.1.2 Diagramas Harker

Schaaf *et al.* (2002) y Salazar-Juárez (2008) publicaron una serie de datos geoquímicos correspondientes al Macizo de Chiapas, estos datos serán utilizados en el presente trabajo, ya que la localización de la litologías de dónde fueron obtenidos son rocas que se encuentran a los alrededores del área de estudio, en algunos casos dentro del área de estudio. Por lo que no se puede descartar una relación espacio-tiempo con las rocas de este trabajo. A continuación se presentan esos datos junto a los datos de las muestras correspondientes a la Barranca de Rosendo:

| Nombre | Clave | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO* | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ |
|----------------|-------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| Monzonita | Mz | 58.23 | 0.94 | 18.39 | 7.51 | 6.75 | 0.28 | 3.99 | 4.12 | 2.75 | 3.58 | 0.21 |
| Monzonita | Mz | 53.18 | 1.79 | 20.20 | 8.42 | 7.57 | 0.11 | 1.60 | 7.13 | 4.56 | 2.02 | 0.98 |
| Anortosita | An | 57.22 | 0.35 | 25.38 | 2.08 | 1.88 | 0.01 | 0.07 | 7.58 | 6.22 | 1.03 | 0.07 |
| Anortosita | An | 62.67 | 0.19 | 23.42 | 0.82 | 0.74 | 0.01 | 0.39 | 5.31 | 7.58 | 1.28 | 0.04 |
| Granito* | Gr | 76.97 | 0.13 | 12.17 | 1.27 | 1.14 | 0.03 | 0.28 | 0.60 | 3.16 | 5.34 | 0.03 |
| Granito* | Gr | 76.94 | 0.09 | 12.20 | 1.51 | 1.36 | 0.02 | 0.28 | 0.40 | 3.63 | 4.92 | 0.02 |
| Granito** | CMP1 | 72.95 | 0.22 | 14.53 | 1.91 | 1.72 | 0.04 | 0.31 | 1.40 | 3.44 | 5.13 | 0.07 |
| Gabro** | CMP3 | 51.84 | 1.26 | 18.83 | 8.81 | 7.93 | 0.14 | 5.27 | 8.14 | 4.22 | 1.20 | 0.30 |
| Granodiorita** | CMP4 | 69.44 | 0.22 | 16.77 | 3.09 | 2.78 | 0.04 | 0.59 | 5.53 | 5.03 | 2.21 | 0.08 |
| Granodiorita** | CMP8 | 64.34 | 0.68 | 16.98 | 4.79 | 4.31 | 0.07 | 1.51 | 4.21 | 4.50 | 2.66 | 0.25 |
| Gabro** | CMP10 | 55.99 | 1.18 | 17.28 | 9.42 | 8.48 | 0.14 | 3.09 | 6.07 | 3.89 | 2.50 | 0.44 |
| Gabro** | CMP13 | 49.46 | 0.60 | 17.97 | 7.00 | 6.30 | 0.12 | 7.18 | 13.38 | 1.47 | 2.76 | 0.07 |
| Granodiorita** | CMP14 | 63.82 | 0.65 | 16.47 | 5.98 | 5.38 | 0.10 | 2.77 | 4.33 | 3.12 | 2.62 | 0.13 |
| Granodiorita** | CB4 | 64.60 | 0.65 | 17.48 | 4.50 | 4.05 | 0.10 | 1.58 | 2.16 | 6.21 | 2.55 | 0.16 |
| Granito** | CB7-2 | 69.37 | 0.51 | 15.09 | 3.42 | 3.08 | 0.13 | 1.15 | 3.05 | 4.60 | 2.63 | 0.05 |

Tabla 5.3 Datos geoquímicos de óxidos mayores del área Motozintla y Mazapa de Madero.

**Tomados de Schaaf *et al.* (2002) y * Salazar-Juarez (2008).

Para fines de este trabajo, los datos de Schaaf *et al.* (2002) y Salazar-Juárez (2008) serán graficados de forma conjunta a los valores geoquímicos de las rocas del área de Barranca de Rosendo, con el fin de resaltar de mejor forma el comportamiento de las rocas de esta zona.

Otro de los usos frecuentes de los elementos mayores, es la representación gráfica de la variación de estos, debido a la movilidad que sufren durante la evolución del magma. Estos diagramas mejor conocidos como diagramas de tipo Harker (1909), ayudan a interpretar o

modelar la evolución que ha sufrido el magma. Muchos procesos pueden estar involucrados en la evolución de un magma, pero los principales son: cristalización fraccionada, asimilación, fusión parcial y/o contaminación cortical.

En la Fig. 5.1.3 se pueden observar las distintas tendencias que toman los valores de los óxidos mayores conforme evolucionan las rocas. Por ejemplo, es muy notable la tendencia de estos elementos a sufrir una disminución en sus porcentajes o bien una correlación negativa conforme el sistema se enriquece en SiO_2 , tal es el caso de Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 , CaO , TiO_2 y P_2O_5 . En ciertos casos, como en el de Fe_2O_3 , tiende a enriquecerse primero antes de sufrir un empobrecimiento. En el caso de Na_2O , no se observa una tendencia obvia durante la evolución de estas rocas.

Las anortositas y monzonitas presentan generalmente las mismas tendencias como se puede apreciar en en la Fig. 5.1.3, aunque es notable que los valores de óxidos mayores que presentan son en ocasiones más enriquecidos o en otras empobrecidos a comparación de los valores de las rocas estudiadas por Schaaf *et al.* (2002) y Salazar-Juárez (2008). Los granitos rosa siempre aparecen al final de la evolución magmática en todos los diagramas, lo cual indica una sobresaturación en sílice. Cabe señalar que los datos geoquímicos originales de este trabajo son escasos y se advierte que un mejor entendimiento por medio de diagramas Harker debe realizarse con un muestreo mucho más amplio que permita la obtención de muestras de mejor calidad para estudios geoquímicos más precisos.

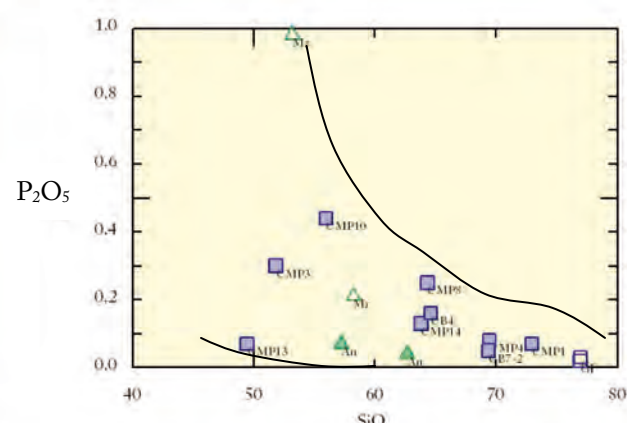
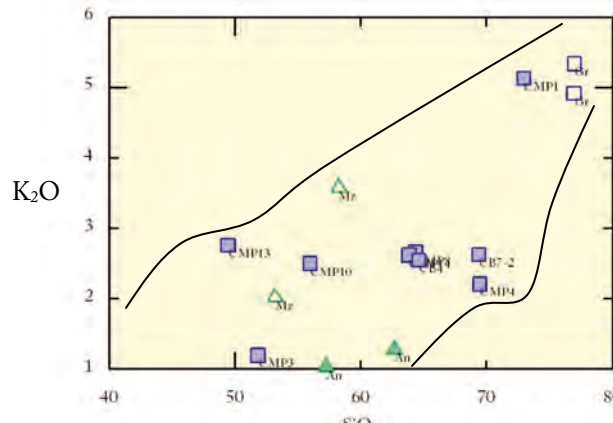
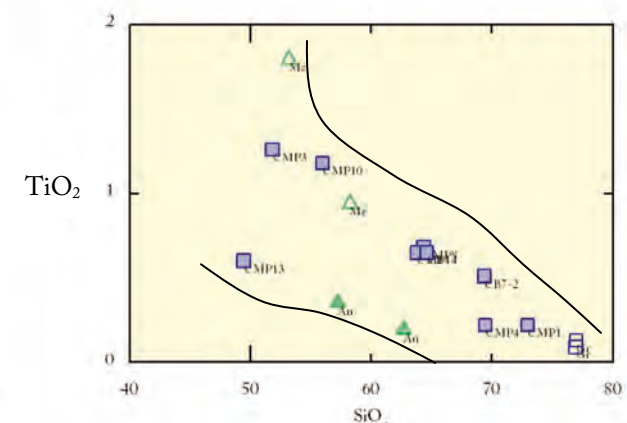
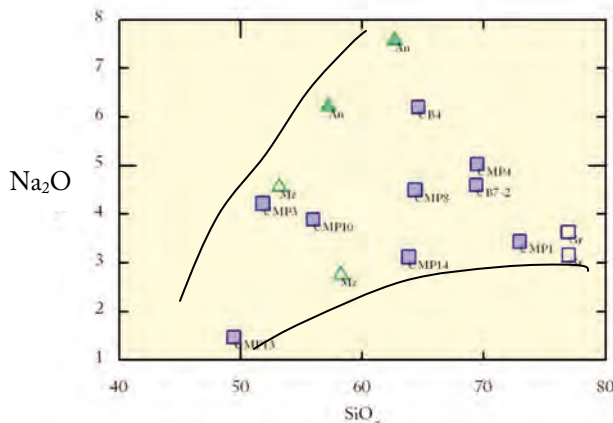
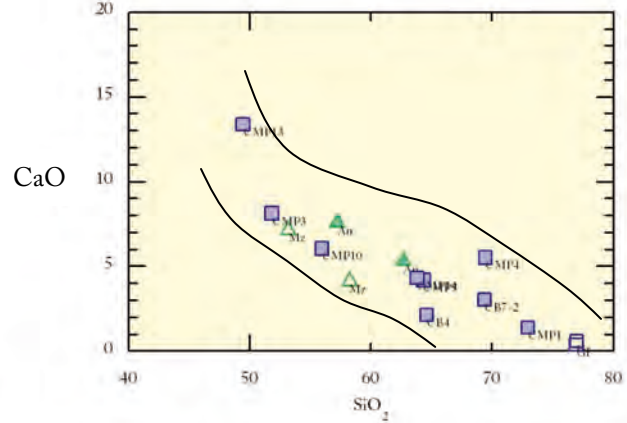
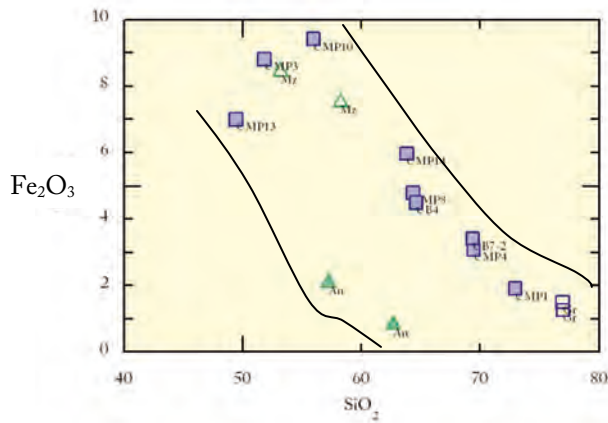
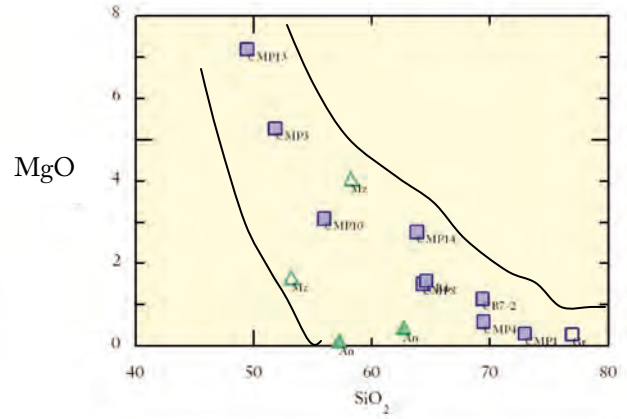
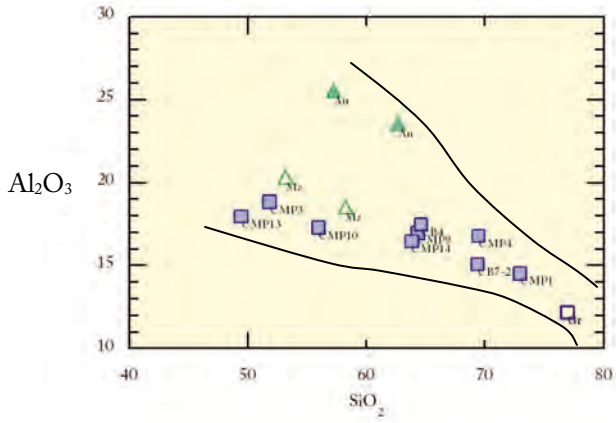


Fig. 5.1.4 Diagramas de variación Harker (1909). Óxidos mayores en función del porcentaje de SiO₂. Anortositas como triángulos verdes rellenos, monzonitas como triángulos verdes huecos, granitos rosas como cuadros huecos y los cuadros rellenos dato de Schaaf *et al.* (2002).

5.1.3 Diagramas Irvine y Baragar

Irvine y Baragar (1971) proponen un diagrama de discriminación entre la serie magmática alcalina y la serie sub-alcalina, con base en los contenidos de álcalis y sílice en la roca. A continuación se grafican los datos geoquímicos obtenidos del área de Barranca de Rosendo, datos de Shaaf *et al.* (2002) y Salazar-Juárez (2002).

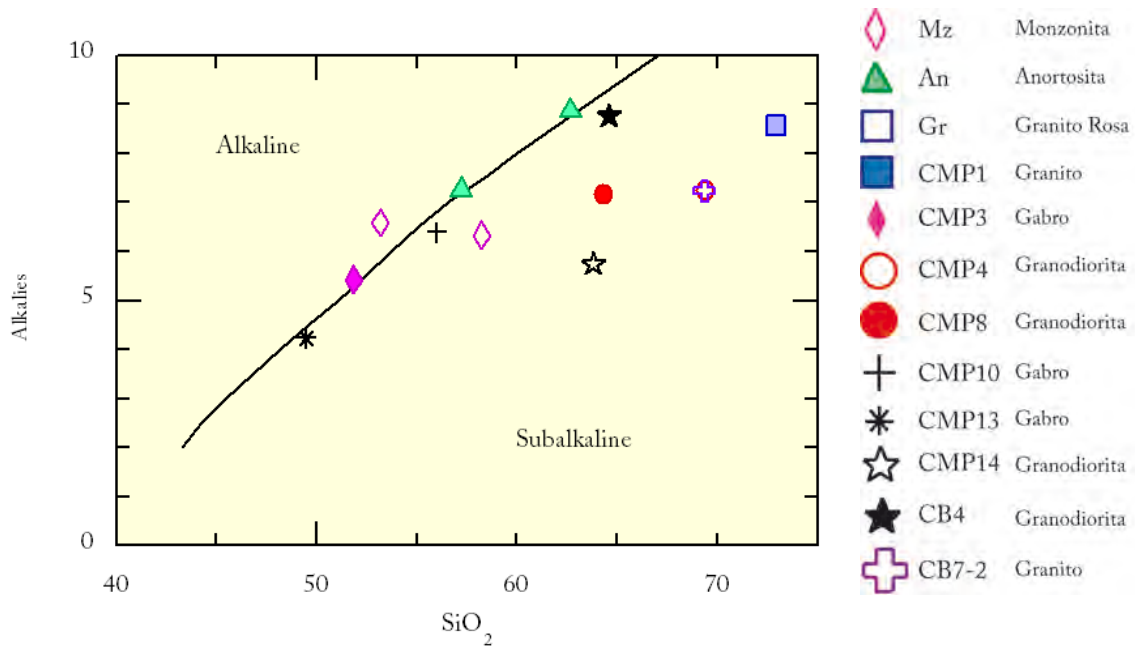


Fig. 5.1.5 Diagrama de discriminación entre la serie magmática alcalina y sub-alcalina de Irvine y Baragar (1971).

Se puede observar en la figura anterior que las anortositas se presentan en el límite entre las dos series, mientras que las muestras de monzonitas se encuentran en campos distintos. La mayoría de los datos de Shaaf *et al.* (2002).

Se ha empleado el diagrama de tipo Irvine-Baragar (1971) para la discriminación entre las series magmáticas de tipo calci-alcálico y toleítico. Se han graficado las muestras del área de estudio, junto a los datos geoquímicos obtenidos de Schaaf *et al.* (2002) y Juárez-Salazar (2008). Las muestras han quedado casi en su totalidad dentro del área que corresponde a la serie calci-alcálica.

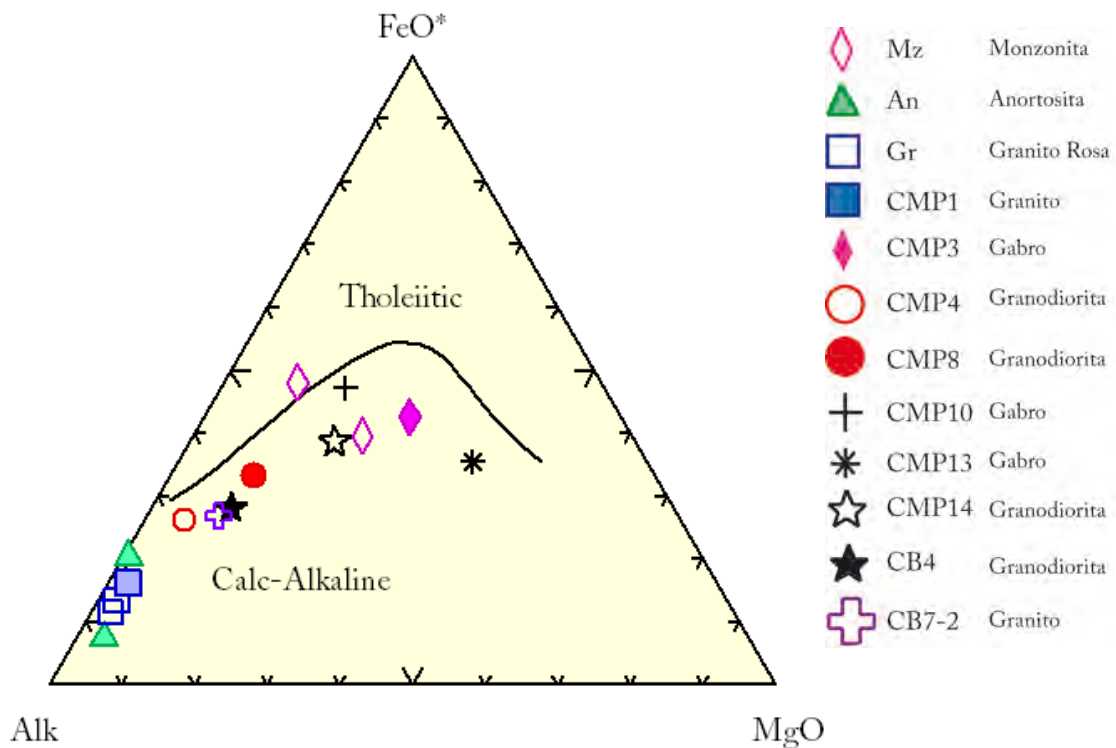


Fig. 5.1.6 Diagrama AFM propuesto por Irvine y Baragar (1971) mostrando la subdivisión entre magmatismo toleítico y calci-alcálico.

Tanto las anortositas y los granitos rosa, presentan bajos contenidos de fierro, en cuanto a las monzonitas, éstas se presentan mucho más enriquecidas en fierro. Una de ellas se

presenta en el campo de la serie toleítica. Las anortositas muestran una tendencia de enriquecimiento en álcalis al igual que los granitos rosa.

5.1.4 Diagrama Peccerillo y Taylor

En el diagrama de SiO_2 vs K_2O de Peccerillo y Taylor (1976) de la Fig. 5.1.7, el cual incluye al diagrama de Gill (1981), las anortositas se agrupan en el campo de la serie calci-alcalina, mientras que las monzonitas se presentan en la serie calci-alcalina rica en K

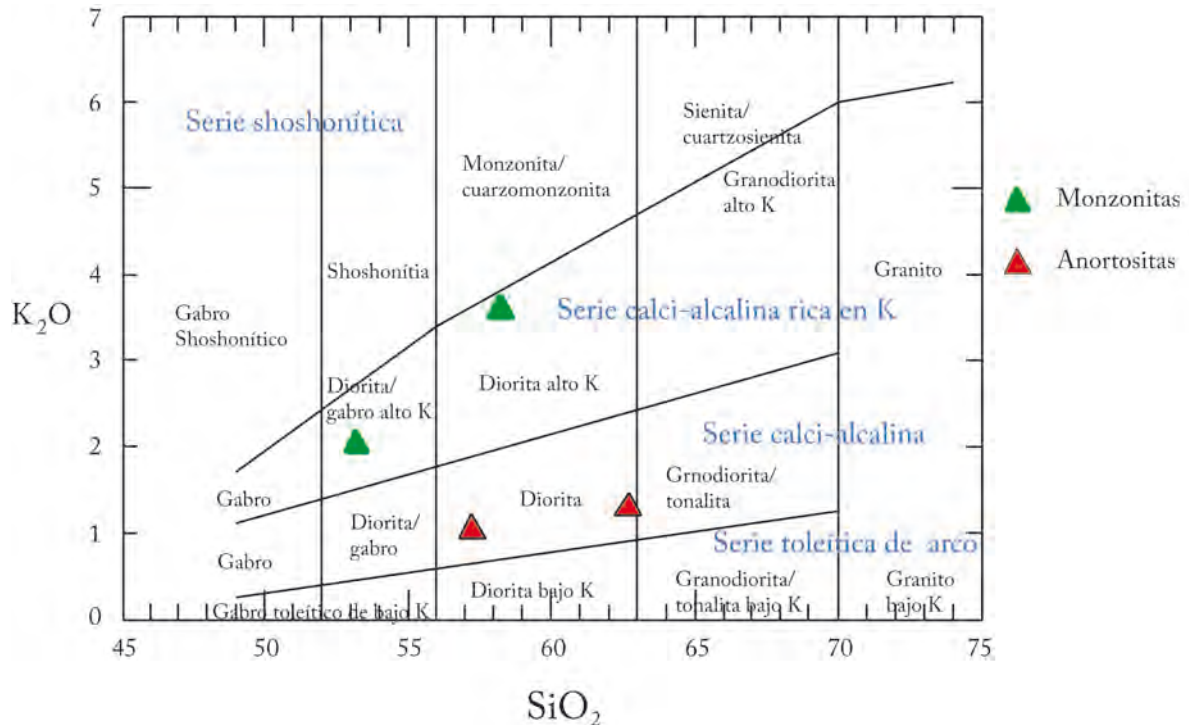


Fig. 5.1.7 Diagrama de clasificación de rocas plutónicas adaptado de Peccerillo y Taylor (1976), incluye el diagrama de Gill (1981), limita a las anortositas y monzonitas en calci-alcalinas y calci-alcalinas ricas en K, respectivamente.

5.1.5 Diagramas ternarios

Con la finalidad de observar el comportamiento y tendencia poblacional de ciertos óxidos mayores en la roca, se grafican los datos utilizando distintas combinaciones de elementos mayores. En la Fig. 5.1.5 se presenta un diagrama ternario de tipo $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$.

En el diagrama se han graficado los valores de las rocas estudiadas en este trabajo. Es posible observar tres tendencias poblacionales, por un lado, las anortositas se observan con bajas cantidades de potasio, cantidades de Na_2O y CaO aproximadamente iguales, la muestra An-4 (ACL-4) se presenta mayormente enriquecida en Na_2O , cabe mencionar que esta muestra presenta una alteración muy avanzada.

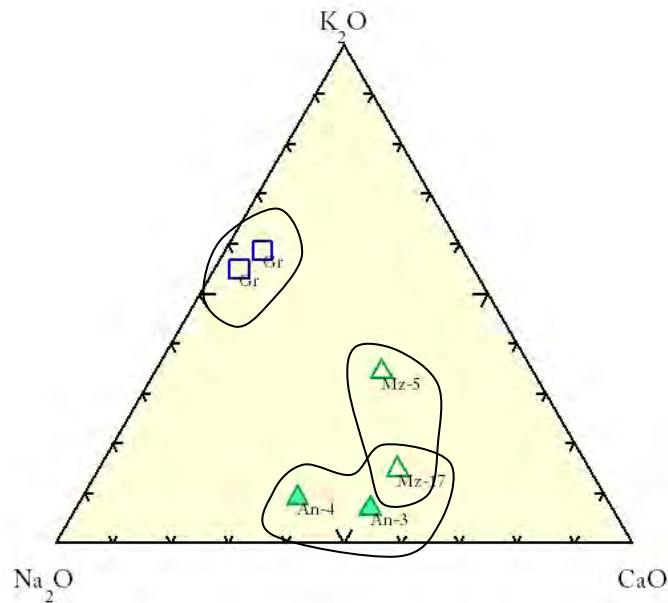


Fig. 5.1.8 Diagrama ternario $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$, mostrando las tendencias en agrupaciones según la litología. Anortositas en triángulos sólidos, monzonitas triángulos huecos, granitos rosa en cuadrados azules.

Las muestras de monzonita presentan valores más altos de K_2O que las anortositas, y presentan una tendencia más cálcica que sódica. En cuanto a los granitos rosas, se observan con valores muy elevados de potasio, mucho mayor que las anortositas y monzonitas. Estos

granitos presentan una tendencia más Sódica. En general, las diferentes litologías se podrían agrupar por zonas, ya que presentan comportamientos similares entre ellos.

A continuación se grafican los datos de elementos mayores obtenidos de muestras de la Barranca del Rosendo y datos de Schaaf *et al.* (2002) y Salazar-Juárez (2008) para analizar el comportamiento de las rocas del Macizo de Chiapas con las anortositas y monzonitas estudiadas en este trabajo.

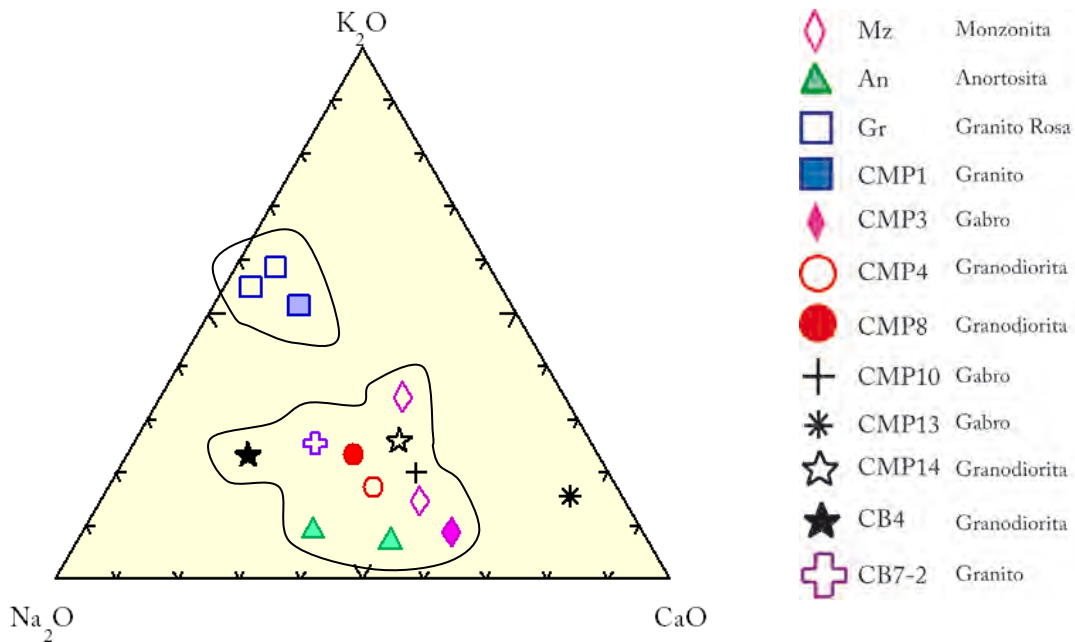


Fig. 5.1.9 Diagrama $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ mostrando poblaciones con tendencias por los elementos Na, K y Ca.

Se puede apreciar en la figura anterior tres poblaciones de datos, una población constituida por granitos, los cuales están enriquecidos en K_2O , y presentan bajo CaO . Otra población presenta porcentajes de Na_2O y CaO aproximadamente iguales, y concentraciones de K_2O de bajas a medias. Dentro de esta población de datos se presentan las anortositas y monzonitas estudiadas. Existe un dato de gabro con una tendencia muy cálcica y valores de potasio medios y de sodio bajos. Esta circunstancia lo aleja de los demás datos gráficos.

5.2 Elementos traza

| Muestra/ Elementos traza | Anortosita ACL-3 | Anortosita ACL-4 | Monzonita ACL-17 | Monzonita ACL-5 | Granito Rosa* | Granito Rosa* |
|--------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|--------------------|------------------|------------------|
| Rb | 25 | 43 | 32 | 135 | 281.07 | 261 |
| Sr | 1139 | 1170 | 891 | 360 | 39.64 | 13 |
| Ba | 535 | 707 | 1635 | 9236 | 78 | 46 |
| Y | 3 | 16 | 26 | 33 | 45.53 | 74.4 |
| Zr | 144 | 166 | 187 | 53 | 105.85 | 129 |
| Nb | <0.7 | 13 | 14 | 17 | 34.48 | 47.4 |
| V | 10 | 18 | <5 | 97 | 4.25 | 0 |
| Cr | 22 | 10 | 12 | 48 | 0 | 26 |
| Co | 8 | 83 | 12 | 17 | 1.17 | 0 |
| Ni | 14 | 24 | 7 | 15 | 0 | 0 |
| Cu | 40 | 32 | 43 | 43 | 0 | 12 |
| Zn | 157 | 35 | 135 | 186 | 0 | 0 |
| Th | <3 | 0 | < 3 | 8 | 34.49 | 36.5 |
| Pb | 21 | 107 | 14 | 21 | 14.32 | 10 |

Tabla 5.4 Análisis químicos de elementos traza en ppm de roca total. * tomados de Salazar-Juárez (2008)

Comúnmente, las anortositas presentan concentraciones elevadas de estroncio, aunque pueden variar en un rango de 300 a 1800 ppm (Duchesne y Demaiffe, 1978). Los altos contenidos de estroncio son debido a su alto contenido en plagioclasas, ya que éstas pueden hospedar al elemento traza en su estructura. Esto, como consecuencia de que los radios iónicos del estroncio y del calcio son muy similares, permitiendo la infiltración de átomos de estroncio en la estructura molecular de las plagioclasas. Las tendencias generales indican un enriquecimiento en Sr con un decremento en Ca y un simultáneo incremento de Ba con K. Otro elemento traza característico presente en las rocas anortosíticas es el Ba, este se

presenta generalmente con concentraciones que varían de 10 a 1000 ppm (Duchesne y Demaiffe, 1978).

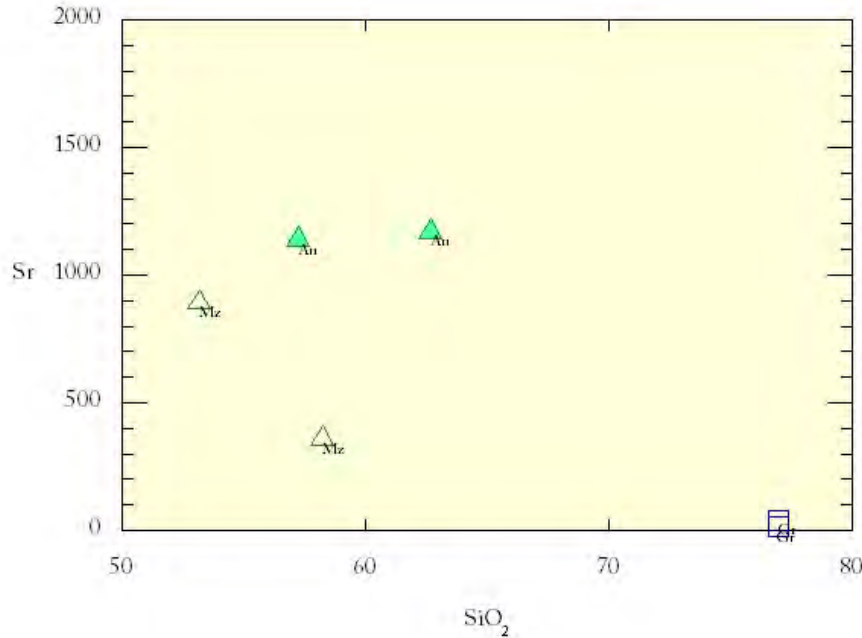


Fig. 5.2.1 Comparación gráfica de Sr vs SiO₂ en muestras del área de estudio. Sr en ppm y SiO₂ en wt %. Anortositas (An), monzonitas (Mg) y granitos (Gr).

Las concentraciones de Sr en las anortositas estudiadas son muy elevadas, superando las 1000 partes por millón como se observa en la figura 5.2.1. Debajo de las anortositas en lo que a concentraciones de Sr respecta, se encuentran las monzonitas, presentan elevadas concentraciones de Sr, pero no superan los niveles que presenta la anortosita. Casi en la base de la gráfica se presentan los granitos rosa, que presentan concentraciones muy bajas de Sr comparado a los niveles de las anortositas y monzonitas.

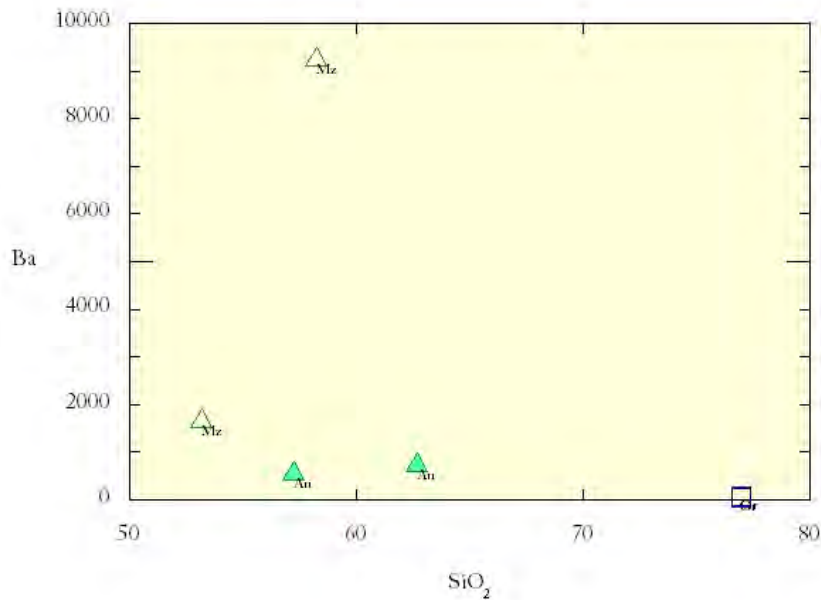


Fig. 5.2.2 Diagrama de Ba vs SiO₂ en muestras del área de estudio. Ba en ppm y SiO₂ en wt %. Anortositas (An), monzonitas (Mz) y granitos (Gr).

Se puede observar en la Fig. 5.2.2 una muy alta concentración de Ba en las monzonitas, esto debido a su alta afinidad por los feldespatos potásicos, también presenta cierta afinidad aunque no con la misma magnitud, con las plagioclasas, por lo que los valores de Ba se incrementan considerablemente.

5.2.1 Diagramas Harker

A continuación se presentan diagramas de variación de elementos traza de las litologías de Mazapa de Madero, junto a los datos geoquímicos del Macizo de Chiapas (Schaaf *et al.*, 2002) y del área de Motozintla, Chis. (Salazar-Juárez, 2008). Esto con la finalidad de observar el comportamiento de los elementos traza en los diferentes granitoides presentes en el Macizo de Chiapas.

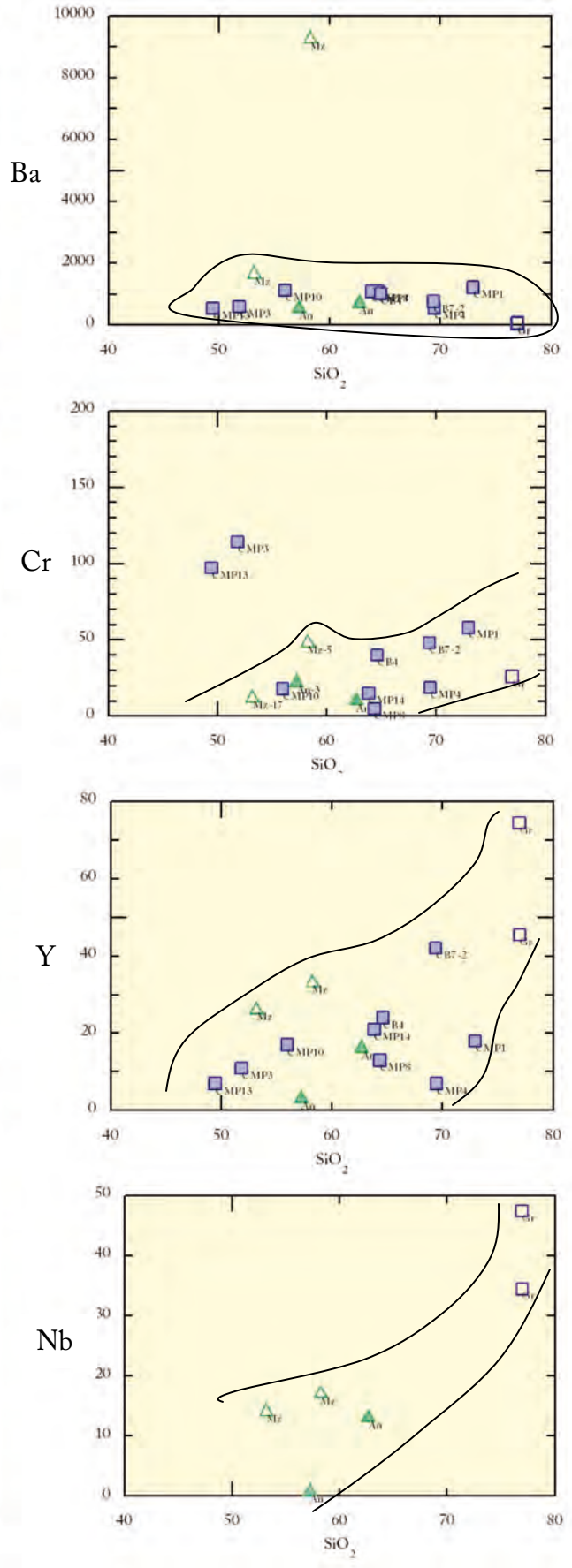
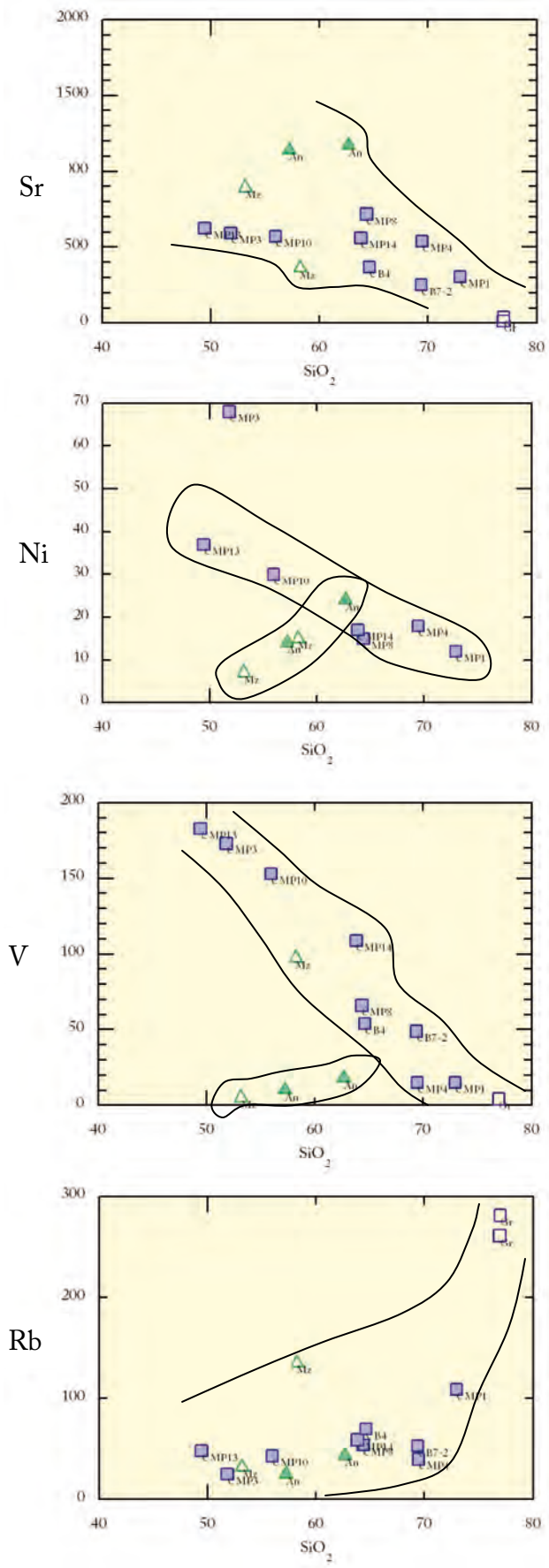


Fig. 5.2.3 Diagrama de variación de elementos traza respecto a la sílice. Anortositas como triángulos verdes rellenos, monzonitas como triángulos verdes huecos, granitos rosas como cuadros huecos y los cuadros rellenos dato de Schaaf *et al.* (2002).

Se puede observar que el comportamiento de los elementos traza respecto a la proporción de sílice presente en la roca, presenta distintas tendencias respecto a cada elemento. En el caso del Sr, las anortositas se presentan con la mayor proporción de este elemento, esto debido a las razones mencionadas con anterioridad. Conforme se enriquecen las rocas en SiO_2 , el estroncio disminuye considerablemente. En el caso del Ba, las rocas presentan un comportamiento muy homogéneo, siendo la excepción una muestra de monzonita que contiene valores cercanos a las 9000 ppm de Ba. El níquel presenta dos tendencias. Una que disminuye conforme se enriquece en SiO_2 , las muestras que presentan esta característica son los datos de Schaaf *et al.* (2002) y Salazar-Juárez (2008), mientras que las anortositas y monzonitas presentan una tendencia positiva conforme se enriquecen en SiO_2 . Las anortositas contienen mayores cantidades de Ni respecto a las monzonitas y granitos rosas, estos últimos no contienen proporciones de este elemento. El cromo presenta una tendencia positiva conforme se enriquece en sílice, las anortositas y monzonitas contienen cantidades que no rebasan las 50 ppm. El vanadio presenta dos tendencias, una positiva y una negativa, de la misma forma que el níquel, los datos realizados en este trabajo presentan una tendencia positiva, mientras los datos adquiridos de Schaaf *et al.* (2002) y Salazar-Juárez (2008) presentan una tendencia negativa conforme se enriquecen las rocas en sílice. El Y presenta una tendencia claramente positiva, siendo los granitos rosas los que contienen valores más altos de todas las muestras graficadas. Las anortositas presentan valores menores en vanadio a comparación de las monzonitas. Mientras que las anortositas no rebasan las 20 ppm, las monzonitas rondan en las 40 ppm. El rubidio presenta casi las mismas características del vanadio con una tendencia positiva siendo los granitos rosa los más enriquecidos en este elemento. Las únicas muestras que presentan cantidades de Nb son las estudiadas en este trabajo, ya que los otros estudios no detectaron cantidades de este

elemento en sus muestras. El comportamiento de Nb en las rocas del área de Barranca de Rosendo, son con la misma tendencia positiva que el V e Y. Siendo las rocas más enriquecidas en esto los granitos rosas.

5.2.2 Diagrama de araña

Para esta investigación no se han realizado estudios químicos de tierras raras, aun así, se intenta describir el comportamiento de los elementos disponibles, por medio de diagramas de araña. Los datos graficados pertenecen al área Barranca de Rosendo.

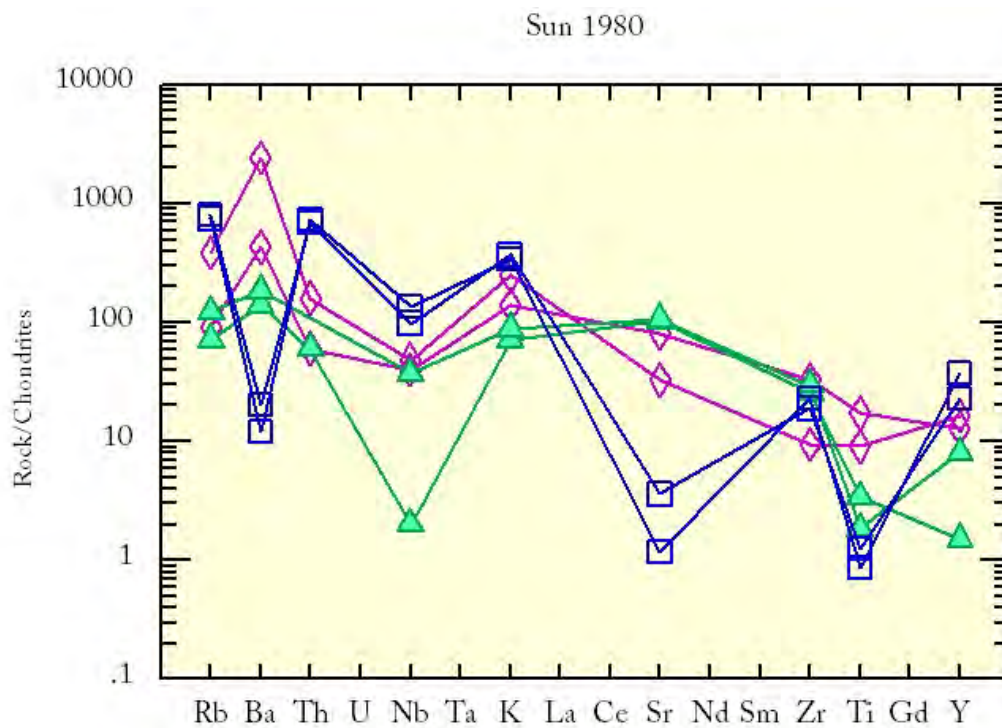


Fig. 5.2.4 Diagrama de araña de Sun (1980) representando los elementos traza obtenidos por medio de fluorescencia de rayos x. Normalizado con condrita. Triángulos verdes anortositas, cuadros azules granitos rosa y rombos violetas monzonitas.

El diagrama presenta anomalías notables en ciertos elementos tal es el caso del Ba, se puede observar una anomalía positiva fuerte en las monzonitas, mientras que los granitos presentan una fuerte anomalía negativa en este elemento. Los granitos presentan las

proporciones más altas de Thorio, este elemento se caracteriza por su alta incompatibilidad. En lo que respecta a Nb, todos presentan una anomalía negativa. Las anortositas la presentan de una forma fuerte, mientras que los granitos y monzonitas la presentan de forma moderada. El Sr se presenta con tendencias distintas en las tres litologías graficadas. Los granitos presentan una fuerte anomalía negativa, las monzonitas una anomalía positiva muy suave, y las anortositas una anomalía positiva moderada. En lo que al titanio respecta Los granitos son las muestras más pobres en este elemento, siendo las monzonitas las más enriquecidas en titanio. El Y se presenta en concentraciones más altas en los granitos, y en las anortositas se presenta con las proporciones más bajas de las tres litologías.

5.2.3 Diagrama de discriminación Pearce *et al.* (1984)

Diagrama de discriminación de Pearce *et al.* (1984) para rocas graníticas con contenidos mayores de 5% de cuarzo modal. Se ha empleado comúnmente para estudios de rocas grenvilianas para discriminar granitoides de arcos volcánicos de granitos intraplaca (Lawlor *et al.*, 1999). Se puede observar que las rocas estudiadas (anortositas y monzonitas) caen dentro del campo de granitoides de arco volcánico.

Debido a que este diagrama se basa en concentraciones y no en promedios puede que no sea muy confiable, ya que el magma puede verse afectado por procesos de diferenciación o fraccionación (Weber y Hecht, 2003). Del mismo modo, ya que las anortositas son acumulaciones como resultado de diferencias de densidades, los datos geoquímicos representaran sólo esta porción del magma.

Como ejemplo el efecto de dilución por la acumulación de las plagioclasas puede cambiar las rocas del campo de granitoides intraplaca y de dorsales oceánicas al campo de arcos volcánicos. (Pearce *et al.* 1984).

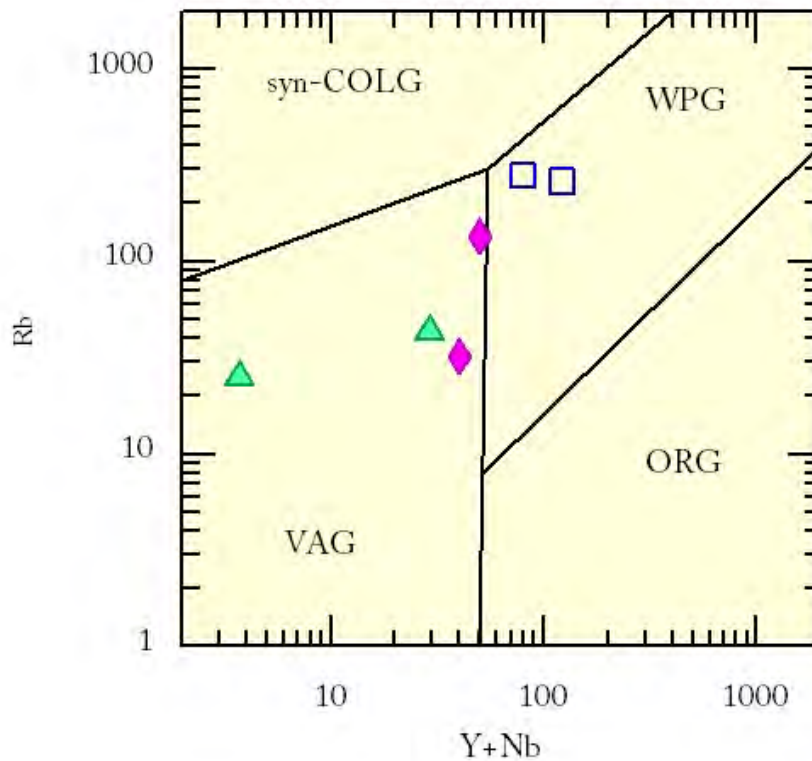


Fig. 5.2.5 Diagrama de discriminación Nb-Y de Pearce *et al.* (1984) para rocas con cuarzo modal. VAG= granitoides de arco volcánico, WPG= granitoides intraplaca, ORG= granitoides de dorsal oceánica, syn-COLG=granitoide sin-colisional. Rb, Y y Nb en ppm. Anortositas (Triángulos), Monzonitas (Rombos) y Granitos (Cuadros).

Se puede apreciar en el diagrama anterior, que tanto las anortositas chiapanecas, como las monzonitas, caen dentro del campo de granitoides de arcos volcánicos, situación que ocurre en las anortositas y gabros estudiados por Lawlor *et al.* (1999) en el Gneis Huiznopala.

Los datos geoquímicos del estudio son escasos y el área analizada es de una extensión pequeña, se tiene registro de la continuidad de estas rocas en otras zonas de Chiapas y Guatemala. Por lo que indicar un modelo de origen de estas rocas con base en los datos obtenidos no sería fiable, aunado a esto, el cambio químico que pudieron haber sufrido estas rocas por eventos de hidrotermalismo. Sería necesario un estudio geoquímico extenso de las

rocas de Mazapa de Madero y de las nuevas localidades registradas y no descritas en este trabajo, para tener la certeza de un modelo de origen más cercano a la realidad.

5.2.4 Comparación geoquímica de las anortositas con anortositas de otras partes del mundo y México

Se propone demostrar las similitudes geoquímicas que existen entre las anortositas del área de Barranca de Rosendo con anortositas de otras partes del mundo y de México, para el caso de anortositas mexicanas se utilizan datos geoquímicos de anortositas del área de Huiznopala Hgo., de Lawlor et al. (1999). Los datos geoquímicos de anortositas de otras partes del mundo son tomados de Campillo (2005).

En lo que respecta a elementos mayores, las anortositas presentan típicamente valores de SiO_2 de rocas básicas a intermedias, estando en el rango promedio entre 50% - 60% comúnmente. En la Tabla 5.3 se muestran algunos valores de elementos mayores en wt% de anortositas de diferentes partes del mundo, nótese que los valores son bastante similares.

Para identificar de forma clara las similitudes de las anortositas estudiadas con las de otras partes del mundo, se han realizado varios diagramas que evidencian que los valores tanto de las anortositas chiapanecas como las de otras partes del mundo y de México, se concentran generalmente en poblaciones.

Los valores de anortositas extranjeras son presentados en la Tabla 5.3, los datos geoquímicos de las anortositas estudiadas tienen una aproximación muy cercana con los valores de las anortositas de otros países, en el caso de la anortosita chiapaneca que presenta una mayor cantidad de SiO_2 se interpreta debido a que esta muestra presenta un mayor grado de alteración.

| Litología | Localidad | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ |
|---------------------|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| Anortosita ACL-3 | Mazapa | 56.46 | 0.34 | 25 | 2.06 | 0.01 | 0.07 | 7.48 | 6.14 | 1.01 | 0.067 |
| Anortosita ACL-4 | Mazapa | 60.54 | 0.18 | 22.622 | 0.79 | 0.01 | 0.38 | 5.13 | 7.33 | 1.23 | 0.041 |
| Anortosita | St. Charles | 52.4 | 0.68 | 25.8 | 1.1 | 0.04 | 1.21 | 10.5 | 4.6 | 0.86 | 0.13 |
| Anortosita | Mercer | 53 | 0.45 | 24.5 | 1.49 | 0.06 | 1.07 | 8.86 | 0 | 1.71 | 0.13 |
| Anortosita | Perú | 52.5 | 0.11 | 27.89 | 0.44 | 0.02 | 0.27 | 9.31 | 4.4 | 2.4 | 0.04 |
| Anortosita | Uluguru | 55.4 | 0.25 | 26.66 | 1.15 | 0.02 | 0.2 | 9.27 | 5.54 | 0.75 | 0.08 |
| Anortosita | Adirondacks | 55.1 | 0.15 | 27.1 | 0.32 | 0.03 | 1.14 | 10.3 | 4.5 | 0.43 | 0 |
| Anortosita | Adirondacks | 57.6 | 0.14 | 26.1 | 0 | 0.02 | 0.4 | 8.45 | 6 | 0.81 | 0 |
| Anortosita | San Gabriel | 57.6 | 0.2 | 26.18 | 0 | 0.02 | 0.1 | 8.39 | 5.66 | 0.7 | 0.06 |
| Anortosita | Madagascar | 54.6 | 0.12 | 28.2 | 0.43 | 0.01 | 0.05 | 9.98 | 5.45 | 0.53 | 0.03 |
| Anortosita | Huiznopala | 55.12 | 0.15 | 26.89 | 1.22 | 0.03 | 1.32 | 7.48 | 5.58 | 2.18 | 0.03 |
| Anortosita | Huiznopala | 55.82 | 0.34 | 21.76 | 4.13 | 0.08 | 3.08 | 8.59 | 4.8 | 1.36 | 0.05 |
| Anortosita | Huiznopala | 54.96 | 0.22 | 25.57 | 2.12 | 0.04 | 1.96 | 9.34 | 5.24 | 0.51 | 0.04 |

Tabla 5.3 Datos geoquímicos de óxidos mayores de anortositas del área de estudio, de otras partes de México y del mundo.

En la figura 5.2.5 es posible observar una clara tendencia de agrupación, tanto de las anortositas mexicanas como las extranjeras. La mayoría de éstas, salvo algunas excepciones (ej. Roseland, Virginia y Pluma Hidalgo, Méx.), están empobrecidas en K₂O. La agrupación presente en el diagrama muestra una afinidad más cálcica que sódica, a excepción de una de las muestras de anortosita de Mazapa que se presenta con una tendencia más sódica.

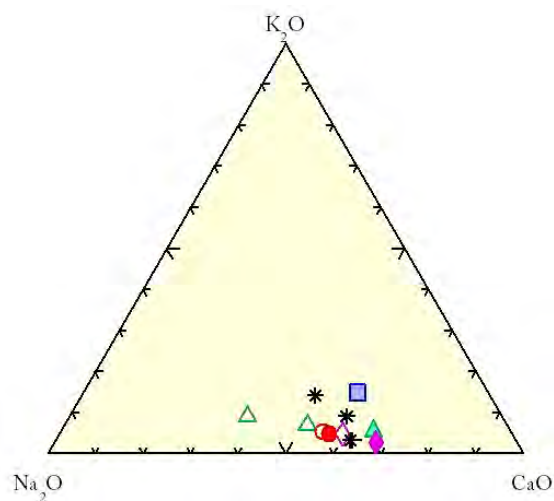


Fig. 5.2.6 Diagrama ternario Na₂O-K₂O-CaO, con datos de anortositas chiapanecas en triángulos verdes huecos y datos de anortositas de la localidad Huiznopala, Hgo., en asteriscos color negro, y anortositas del mundo.

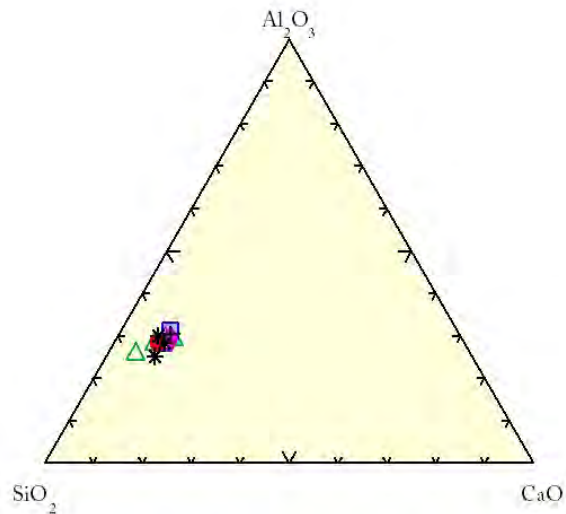


Fig. 5.2.7 Diagrama ternario $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$, donde se representan las anortositas de México y el mundo. Datos de anortositas chiapanecas en triángulos verdes huecos y datos de anortositas de la localidad Huiznopala, Hgo. En asteriscos color negro, y anortositas del mundo.

En el diagrama $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$, se puede observar al igual que en el diagrama de $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO}$, una tendencia de agrupación de los datos geoquímicos de las anortositas de Mazapa, Huiznopala y otras partes del mundo. En este diagrama se puede observar que contienen altas proporciones de SiO_2 , proporciones medianas de Al_2O_3 alrededor de 25% y proporciones de un 10% de CaO .

CAPITULO 6: DISCUSIÓN

Después de un estudio petrográfico y geoquímico, se encontraron tres litologías distintas en la zona de estudio: anortositas, monzonitas y anfibolitas. Dentro de las rocas anortosíticas se encontraron cuerpos masivos de ilmenita con contenidos variables de rutilo.

Con base en la mineralogía y relaciones texturales analizadas, se ha determinado que las anortositas chiapanecas presentan una textura ígnea relictas, esto como evidencia de un proceso metamórfico de temperatura baja. Los cristales que conforman a las anortositas no presentan aparentes texturas metamórficas ni minerales índice que indiquen condiciones de P-T característicos de terrenos granulíticos. Tampoco exhiben abundancia de puntos triples, sino un desarrollo incipiente de estos en algunas zonas de la roca. Este inicio de equilibrio textural se podría adjudicar a procesos magmáticos en un estado sub-sólido. A su vez, presentan cristales subhedrales a anhedrales de plagioclasas indicando un origen que tiende a una mayor afinidad magmática. El rutilo presente en las anortositas e ilmenitas se considera de origen magmático.

Las anortositas presentan una deformación posterior. La cual plegó las plagioclasas originando la formación de maclas de deformación, bordes suturados, extinción ondulante, migración de bordes y la formación de sub-granos. La deformación que se observa es de tipo dúctil y se infiere que tuvo una temperatura mayor a $\sim 400^{\circ}\text{C}$ de acuerdo a Passchier y Trouw (2005), la cual es la temperatura necesaria mínima para que las plagioclasas se comporten de forma plástica. Esta deformación se considera joven y de una profundidad bastante considerable, se adjudica un posible origen al Sistema de Fallas Polochic-Motagua.

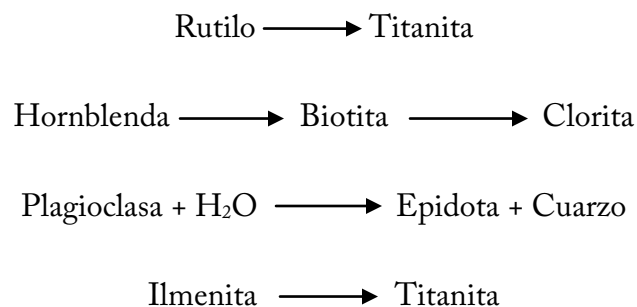
Por otra parte, se han encontrado rocas en facies de anfibolita entre las rocas anortosíticas, con una paragénesis primaria de Hbl + Pl, esta litología presenta una foliación. Aunque no se han encontrado relictos de piroxenos dentro de las láminas delgadas, se considera que esta roca proviene de la hidratación de una piroxenita (metagabro?).

Las rocas clasificadas como monzonitas se han considerado como tal por la presencia de proporciones iguales de feldespato potásico y plagioclasa, aunado a la existencia de abundantes pseudomorfos de lo que fueron anfíboles o piroxenos, conformados ahora por cúmulos de biotita coronados por epidota. Se consideran relacionadas a las anortositas por su disposición espacial y mineralogía.

Todas las secuencias de rocas estudiadas están afectadas por un evento metamórfico de bajo grado, presentando la misma mineralogía índice de este tipo de metamorfismo. Se ha encontrado muscovita en las anortositas y monzonitas, lo que indica la entrada de potasio, típico de un sistema de metasomatismo o hidrotermalismo.

Los minerales índice del metamorfismo de facies de esquistos verdes son: $Ep + Ttn + Chl + Qtz$. Todas las litologías del área presentan esta paragénesis, variando en ocasiones el porcentaje en el que se encuentran en las rocas.

Existen reacciones que indican el metamorfismo de bajo grado, que se observan de forma clara por texturas de coronación y reemplazamiento en los minerales. Ejemplos simplificados de estas transformaciones son:



Los cristales de clinocloro se encuentran siempre junto a los cristales de rutilo, tanto en las anortositas como en las ilmenitas. Se pueden apreciar en ocasiones de forma intercrecida, por lo que en un inicio se consideraba formados como resultado del metamorfismo de la ilmenita, supuestamente cumpliendo con la reacción propuesta por Mainhold (2010) que se genera por el incremento de metamorfismo:



Para que esto se cumpliera en las anortositas, el silicato involucrado debe ser rico en Mg, por lo que se consideraba a la enstatita + ilmenita como posible reactivo, para dar lugar a la formación de rutilo + clorita. Tal y como se muestra en la figura siguiente.

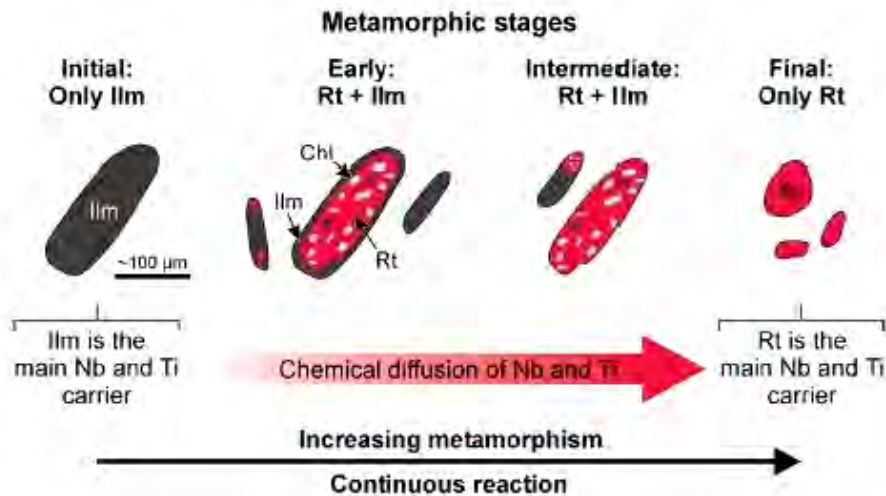
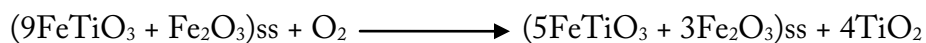


Fig. 6.1 Diagrama propuesto por Meinhold (2010) mostrando las reacciones generadas a partir de la ilmenita y su incremento de metamorfismo.

El rutilo también se puede presentar como una alteración secundaria, como la consecuencia de una reacción de oxidación tal como lo propuso Haggerty (1976) citado en Morrisset et al. (2010):



Generalmente la oxidación suele ocurrir a lo largo de los contactos entre granos o fracturas dentro de la ilmenita durante el enfriamiento de los depósitos. La detección de tres tipos de rutilo podría indicar distintos orígenes para este mineral.

Sería conveniente realizar en futuros estudios análisis de los elementos traza Nb y Ti, para observar si el comportamiento de éstos en la ilmenita es similar al del rutilo, y bien, determinar el origen del rutilo.

Conclusiones

La petrografía realizada indica que las rocas estudiadas son anortositas *sensu stricto*, con un contenido >90% de plagioclasas (Streckeisen, 1976), cuya composición corresponde con oligoclasa-andesina, y se han visto afectadas por una deformación de tipo dúctil y también por un metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verde.

Estas rocas contienen anomalías elevadas de Sr y Ba, lo cual es una característica típica de anortositas de otras partes del mundo. El contenido de SiO₂ de las rocas estudiadas se encuentra en el rango de las anortositas de otras partes del continente y del mundo. Las cuales varían en composición de básicas a intermedias. De un modo similar ocurre en los contenidos de Al₂O₃, K₂O, Na₂O, CaO como se muestra en la Tabla 5.1.

Otra de las similitudes para afirmar la existencia de anortositas en Mazapa de Madero, son los yacimientos de óxidos de Ti-Fe asociadas a éstas. Los cuales se encuentran como cuerpos en forma de nódulos y lentes constituidos por un mosaico de ilmenita y rutilo. Tanto la ilmenita como el rutilo son minerales de mena típicos relacionados a las anortositas masivas proterozoicas.

Las rocas asociadas a las anortositas descritas en este trabajo, implican una génesis de relación estrecha con las anortositas como posibles rocas comagmáticas o coetáneas. Es característico de los complejos anortosíticos localizados en otras partes del mundo estar relacionadas a una suite comprendida por mangeritas, charnoquitas y granitos (AMCG) de la misma forma como encontrar gabros y metagabros asociadas a estas, como ejemplo de esto se presenta la localidad anortosítica de Huitzo, Oaxaca.

No debe descartarse la idea de encontrar una suite AMCG asociada a las anortositas de Mazapa de Madero u otros afloramientos de anortositas en Chiapas. Recientemente se encontró una nueva localidad al NW de Mazapa de Madero a unos 100 km en línea recta, donde actualmente se explota ilmenita y rutilo. Mientras que del lado de Guatemala en el

Departamento de San Marcos (colindante con Mazapa de Madero) se tiene registros de explotación de titanio por la Minera Quetzal.

Referencias

- ANDERSON, A.T., JR. & MORIN, M., 1968, Two types of massif anorthosites and their implications regarding the thermal history of the crust. In *Origin of Anorthosites and Related Rocks* (Y.W. Isachsen, ed.). N.Y. State Museum Sci. Serv. Mem. 18, 57-69.
- ANDERSON, A.T., JR., 1969, Massif type anorthosite: a wide spread Precambrian igneous rock. In *Origin of Anorthosite and Related Rocks*, Y. W. Isachsen, ed., New York State Museum and Science Service Memoir. 18, 47-55, N.Y.
- ASHWAL, L.D., 1993, *Anorthosites*. Springer-Verlag, Berlin. 422pp.
- ASHWAL, L.D., 2010, The temporality of anorthosites. *The Canadian Mineralogist*, Vol. 48, pp. 711-728.
- BÖSE, E., 1905, *Reseña acerca de la Geología de Chiapas y Tabasco*. México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geológico de México, Boletín 20. p. 5-100.
- BUDDINGTON, A.F., 1939, Adirondack igneous rocks and their metamorphism. *Geol. Soc. Am. Memoir* 7, 343 pp.
- 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.
- CAMPILLO J. A., 2005, *Caracterización petrológica, mineralógica y geoquímica de las rocas anortositicas del bloque Caborca, Sonora, México*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Sonora.
- CARFANTÁN, J. CH., 1977, La cobijadura de Motozintla, Un paleoarco volcánico en Chiapas. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 1 No. 2. p. 133-137.

- CASTRO-MORA, J., 1999, Monografía Geológico-minera del estado de Chiapas, Consejo de Recursos Minerales, México, D.F., 180 p. Mapa Geológico escala 1: 500 000 incluido.
- DAMON, P.E., SHAFIQULLAH, M. AND CLARK, K., 1981. Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, vol. 5 núm. 2 (1981) p. 223-238.
- DE LA ROSA, J.L., EBOU, A. Y DÁVILA, M., 1989, Geología del estado de Chiapas. CFE, Subdirección de Construcción, Unidad de estudios de Ingeniería Civil. Departamento de Geología, 192 p.
- DENGO, G., 1985. Mid America: Tectonic setting for the Pacific margin from southern México to northwestern Colombia. In: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G. (Eds), The oceanic basins and margins Vol. 7a: The Pacific Ocean. Plenum Press, New York, pp. 123-180.
- DUCHESNE, J. C., DEMAIFFE, D., 1978, Trace elements and anorthosite genesis. Earth Planet. Sci. Lett. 38, 249-272.
- ESTRADA-CARMONA, J., WEBER, B., HECHT, L. AND MARTENS, U., 2009, P-T-t trajectory of metamorphic rocks from the central Chiapas Massif Complex: the Custepec Unit, Chiapas, Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 26, núm. 1, 2009, p. 243-259.
- FORCE, E.R., 1991, Geology of Titanium-mineral Deposits. Geol. Soc. Am., Special paper, 259.
- GILL, R., 2010, Igneous Rocks and Processes: a practical guide, Wiley and Blackwell, Oxford, 428 páginas.
- HARKER, A., 1909, The natural history of igneous rocks. Macmillan, New York.

- HERNÁNDEZ-GARCÍA, 1973, Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas, México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 25, 79-113
- HENDERSON, P., 1984, Rare Earth elements Geochemistry, El Sevier.
- HUNT, T.S., 1983, in Logan W.E. Murray, A., Hunt, T.S., Billings, E. (eds) Geology of Canada, report of progress from its commencement to 1983. Geol. Surv. Can. Rep. Prog., p22.
- IRVINE, T.N., y BARAGAR, W.R., 1971, A guide to the Chemicals classification of the common volcanic Rocks. Can. J. Earth Sci., 8, 523-548pp.
- KEPPIE, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R., 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. Precambrian Research 120, 365– 389.
- KEPPIE, J.D., 2004. “Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 billion year Oddysey”. International Geology Review, v.46, No.9, p. 765-794.
- LAWLOR P.J., ORTEGA-GUTIÉRREZ F., CAMERON K.L., OCHOA-CAMARILLO H., LOPEZ R., SAMPSON D.E., 1999, U–Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico, Precambrian Research 94 (1999) 73–99.
- LÓPEZ-RAMOS, E. 1979, Geología de México, Tomo III, México D.F., 446 pp.
- MCLELLAND, J.M., SELLECK, B.W., HAMILTON, M.A., BICKFORD, M.E., 2010, Late-to-post-tectonic setting of some major proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) suites. The Canadian Mineralogist, Vol. 48, pp. 729-759.

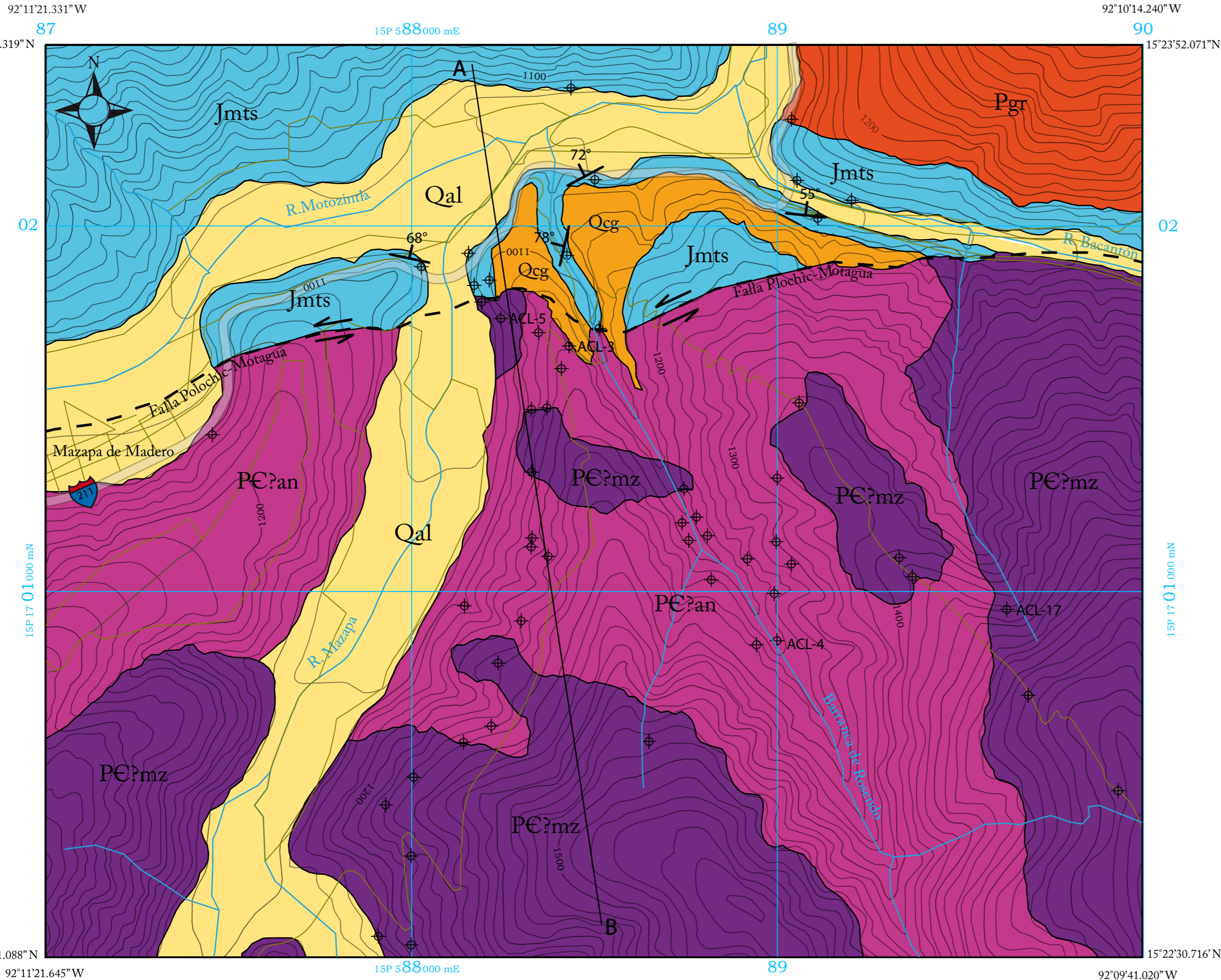
- MEINHOLD, GUIDO, 2010, Rutile and its applications in earth sciences, *Earth-science reviews*, Vol. 102, pag. 1-28.
- MONTESINOS, E., 1979, Estudio geológico minero del prospecto titanífero De Rosendo, Municipio de Mazapa de Madero, Chiapas. Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Exploración Geológica, Residencia Chiapas, Archivo Técnico 070031.
- MORRISET, C.E., SCOATES, J.S., WEIS, D., SAUVE, M., STANAWAY, K., 2010, Rutile-bearing ilmenite deposits associated with the proterozoic Saint-Urban and Lac Allard anorthosites massifs, Grenville Province, Quebec. *The Canadian Mineralogist*, Vol 48, pp. 821-849.
- MORSE, S.A., 1992, Partitioning of strontium between plagioclase and melt: a comment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 1735–1737.
- MÜLLERIED, F.K.G., 1957, La Geología de Chiapas. Tuxtla Gutiérrez, Gobierno Constitucional del estado de Chiapas, 180 p.
- ORTEGA GUTIÉRREZ, F., 1978, El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas, Univ. Nal. Autón. México, *Inst. Geología, Revista*, V. 2, p. 19-30.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., MITRE-SALAZAR, L.M., ROLDÁN-QUINTANA, J., ARANDA-GÓMEZ, J.J., MORÁN-ZENTENO, D.J., ALANÍS-ÁLVAREZ, S.A. Y NIETO-SAMANIEGO, A.F., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana, 5a ed.: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Consejo de Recursos Minerales, texto explicativo, 74p.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., RUIZ, J., AND CENTENO-GARCÍA, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, v. 23, p. 1127–1130.

- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SOLARI L.A., ORTEGA-OBREGÓN C., ELÍAS-HERRERA M., MARTENS U., MORÁN ICÁL S., CHIQUÍN M., KEPPIE D.J., TORRES DE LEÓN R. Y SCHAAF P., 2007, The Maya-Chortís Boundary: A tectonostratigraphic approach. *International Geology Review*, v. 49, 1-29.
- PANTOJA-ALOR, J., FRIES, JR. C., RINCÓN-ORTA, C., SILVER, L.T. Y SOLORIO-MUNGUÍA, J., 1974. Contribución a la geocronología del Estado de Chiapas. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, XXVI, 205-223.
- PASSCHIER C.W., Y TROUW, R.A.J., 2005, *Microtectonics*, Springer, Alemania, 366 páginas.
- PAULSON, E. G., 1964, Mineralogy and origin of the titaniferous deposit at Pluma Hidalgo, Oaxaca, Mexico. *Economic Geology*, Vol. 59, pp 753-767.
- PECCERILLO, A. y TAYLOR S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline rocks from Kastamonu area northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 68: 63-81.
- PHILPOTTS, A.R., 1981. A model for the generation of massif-type anorthosites. *Can. Mineral*, 19:233-253.
- RYDER, G., 1974, A rationale for the origins of massif anorthosites. *Lithos* 7:139-146.
- SALAZAR JUÁREZ JOSUÉ, 2008, Tesis de Licenciatura, Geología, petrología y geoquímica del Macizo de Chiapas, área de Motozintla de Mendoza, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- SCHAAF, P., WEBER, B., WEIS, P., GROB, A., KÖHLER, H. Y ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., 2002, The Chiapas Massif (México) revised: New geologic and isotopic data for basement characteristics. *Neues. Jahrb. Geol. Paläontol. Abh*; v.225, p.1-23.

- SCHRIJVER, K., 1975, Deformed root of a composite diapir in granulite facies. *Geotekt. Forsch.* 49, 1-118.
- SCHULZE, C., KEPPIE, J.D., ORTEGA-RIVERA, A., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. Y LEE, J.W.K., 2004, Mid-Tertiary cooling ages in the Precambrian Oaxacan Complex of Southern Mexico: indication of exhumation and inland arc migration. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21, 2: 203-211.
- SEDLOCK, R.L., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SPEED, RC., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geol. Soc. Am. Special Paper* 278, Boulder Colorado, pp. 153.
- SILVA-ROMO, G., MENDOZA-ROSALES, C., 2009, Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y *detachment* del bloque Chortis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, núm. 1, p. 165-176.
- STREICKENSEN, A., 1976, To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev. Amsterdam*, 12: 1-33
- WEBER, B., GRUNER, B., HECHT, L., MOLINA-GARZA, R. Y KÖHLER, H., 2002, El descubrimiento de basamento metasedimentario en el macizo de Chiapas: la "Unidad La Sepultura". *GEOS*, v. 22, no. 1, p. 2-11.
- WEBER B., HECHT L., 2003, Petrology and geochemistry of metaigneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: the Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico, *Precambrian Research* 124, pp 41- 67.
- WEBER, B., CAMERON, K.L., OSORIO, M., SCHAAF, P., 2005, A late Permian tectonothermal event in Grenville crust of the Southern Maya terrane: U-Pb zircon ages from the Chiapas massif, Southeastern Mexico. *Internacional Geology Reviews*. 47: p. 509-529.

- WEBER, B., SCHAAF, P, VALENCIA, V.A., IRIONDO, A., Y ORTEGA-GUTIÉRREZ F.
Provenance ages of late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 23, núm. 3, 2006, p. 262-276.
- WEBER, B., VALENCIA V. A., SCHAAF, P., AND ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., 2009,
Detrital zircon ages from the Lower Santa Rosa Formation, Chiapas: implications on regional Paleozoic stratigraphy. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, núm. 1, 2009, p. 260-276.
- WEBER B., SCHERER E., VALENCIA V. A., 2010. U-Pb and Lu-Hf Isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico- geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia realm. *Precambrian Research*. Vol. 182, 1-2 p.
- WHITNEY, D.L., Y EVANS B.W., 2010, Abbreviations for name of rocks-forming minerals, *American Mineralogist*, Volumen 95, páginas 185-187.
- WINTER, J. D., 2010, *An introduction to igneous and metamorphic petrology*, Prentice Hall.

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DEL ÁREA DE BARRANCA DE ROSENDO, MAZAPA DE MADERO, CHIAPAS.

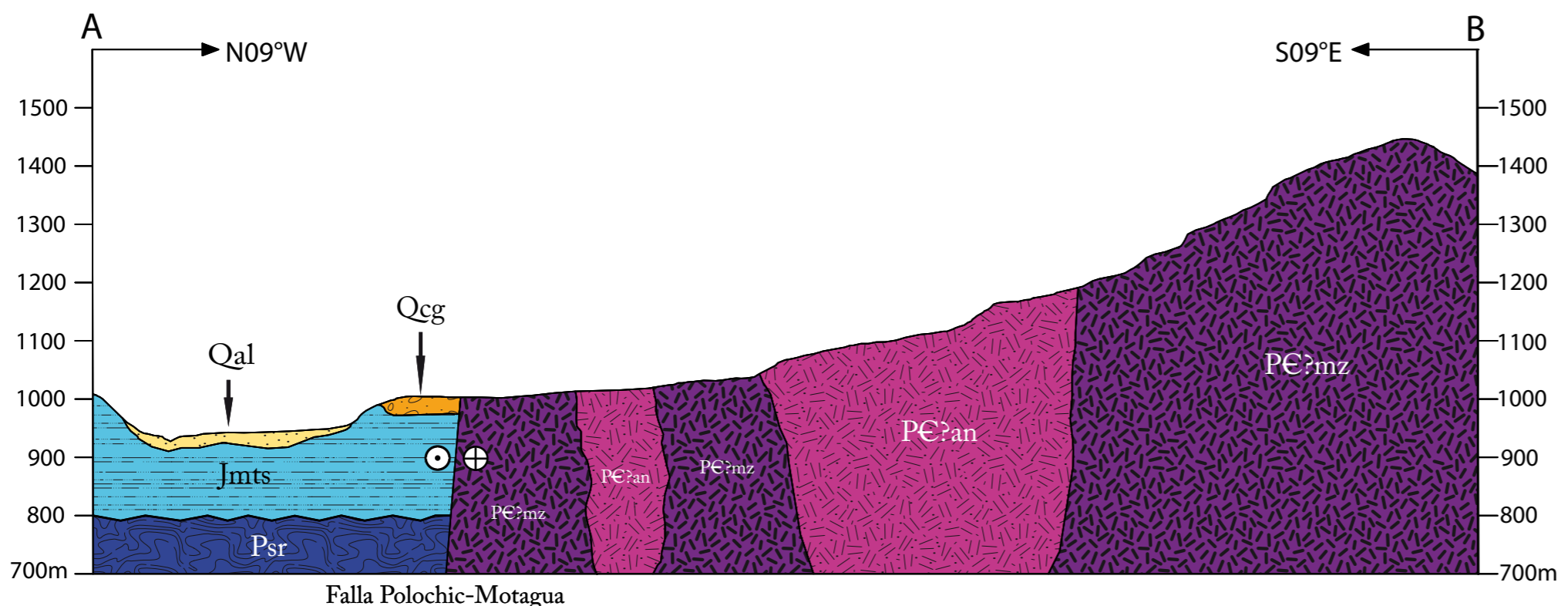
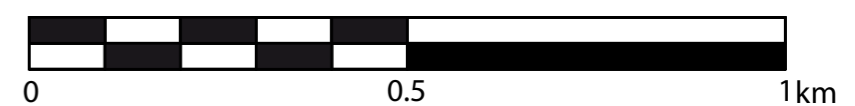


LEYENDA

- Aluvión Cuaternario
- Conglomerado Cuaternario
- Formación Todos Santos
Jurásico Medio
- Grupo Santa Rosa
Paleozoico superior
- Granito Rosa
Devónico
- Monzonitas Precámbricas?
- Anortositas Precámbricas?
- Curvas de nivel
- Falla
- Ríos
- Vereda
- Carretera
- Estación de
trabajo y muestreo
- Falla lateral izquierda
- Rumbo y echado

Declinación magnética para 2010: 2°30' E
Variación magnética anual 7' W.

Cartografía topográfica elaborada a partir de la carta digital de INEGI: D15B33.
Sistema ITRF 92 (Elipsoide GRS 80).



MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA BARRANCA DE ROSENDO, MAZAPA DE MADERO, CHIAPAS.

Alejandro Omar Cisneros De León

TESIS DE LICENCIATURA 2011