



**UNIVERSIDAD DE SONORA**

---

**DIVISIÓN DE CIENCIAS EXACTAS Y  
NATURALES**

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO DE LA ZONA  
DE SKARN DE LA SIERRA DE TLAYCA Y  
TLAYECAC EN EL ESTADO DE MORELOS,  
MÉXICO.**

**TESIS**

Que para obtener el grado de

**GEÓLOGO**

Presenta:

*Carlos Alberto Aguilar Murillo*

Director:

*Dr. Lucas Ochoa Landín*

Hermsillo, Sonora, Junio de 2012



# Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess

***RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE  
SKARN DE LA SIERRA DE TLAYCA Y TLAYECAC EN  
EL ESTADO DE MORELOS, MÉXICO.***

***Comité de sinodales:***

*M.C. Ricardo Amaya Martínez*

*Dr. Rafael Del Río Salas*

*Dr. Francisco Paz Moreno*

***Director:***

*Dr. Lucas Ochoa Landín*

***Dedicado especialmente a mi esposa e hija***

*María Del Real Vega*

*Ambar Camila Aguilar Del Real*

***A mis padres***

*María Armida Murillo Castro*

*Miguel Ángel Aguilar Lucero*

***A mis hermanos***

*Miguel Ángel*

*Claudia Verónica*

*Rocío Alejandra*

## *Agradecimientos*

*A los geólogos David Jones y Peter Megaw quienes otorgaron el permiso para realizar este trabajo de tesis y proporcionaron gran parte de la información recabada durante el desarrollo del proyecto La Corazonada.*

*A mi director de tesis, el Dr. Lucas Ochoa Landín a quien le agradezco especialmente por todo su tiempo, dedicación, paciencia y asesoría en la realización de este trabajo.*

*A mis sinodales, M.C. Ricardo Amaya Martínez, Dr. Rafael Del Rio Salas y Dr. Francisco Paz Moreno, quienes dedicaron su tiempo en la revisión de esta tesis, gracias por todos sus comentarios, notas y correcciones las cuales fueron de gran ayuda.*

*Al geólogo Mario Castellanos Téllez, quien fue nuestro jefe de proyecto durante la etapa de exploración, y quien también insistió arduamente en que realizara este trabajo de tesis.*

*Al Ing. Christian Fregoso Lam, quien fuera mi amigo y compañero de campo durante la etapa de exploración en el proyecto La Corazonada.*

*Al M.C. Facundo Cazares por su ayuda y asesoría en dar formato, pies y cabeza a la presentación de este documento.*

*Al Ph. D. John E. Larson quien fue el primer geólogo que conocí y la persona que me motivó a estudiar esta carrera y a quien agradezco por su gran apoyo desde que inicié mis estudios.*

*Y un agradecimiento muy especial a todos aquellos compañeros, maestros, amigos y familiares que también aportaron su granito de arena.*

*Gracias a todos por su apoyo.*

## INDICE

1	Resumen .....	1
2	Introducción .....	3
2.1	Localización.....	3
2.2	Hidrología, Clima y Vegetación .....	4
2.3	Antecedentes.....	5
2.4	Planteamiento del problema .....	7
2.5	Objetivos .....	8
2.6	Metodología.....	8
3	Fisiografía.....	11
3.1	Provincia de la Sierra Madre del Sur .....	12
3.2	Provincia del Eje Neovolcánico .....	12
3.2.1	Sub-provincia de los Lagos y Volcanes de Anáhuac .....	14
3.2.2	Sub-provincia Sur de Puebla .....	14
4	Geología regional del Estado de Morelos .....	15
4.1	Plataforma Morelos-Guerrero .....	16
4.1.1	Depósitos Calcáreos del Cretácico .....	16
4.1.2	Cobertura Terciaria de la Plataforma Morelos-Guerrero .....	19
4.1.2.1	Terciario Continental .....	19
4.1.2.2	Terciario Volcánico.....	20
4.1.2.3	Andesitas del Oligoceno.....	22
4.2	Rocas del Eje Neovolcánico .....	23
4.2.1	Volcánicas del Mioceno-Plioceno .....	23
4.2.2	Depósitos Continentales del Plioceno.....	24
4.2.3	Volcánicas del Plioceno-Holoceno.....	25
5	Geología del área de estudio .....	27
5.1	Calizas Fosilíferas - Formación Morelos (Kim).....	28
5.2	Calizas No Fosilíferas- Formación Cuautla (Ksc).....	33
5.3	Conglomerado Calcáreo- Formación Balsas (Teob) .....	35
5.4	Rocas Volcánicas, Ignimbritas y Riolíticas - Formación Tlayca (Totl) .	38
5.5	Rocas Intrusivas- Diorita Jalostoc (Igi) .....	42
5.6	Rocas Volcánicas Andesíticas- Grupo Tepexco (Toxt) .....	46
5.7	Depósitos Clásticos continentales (Tpdc).....	49

---

6	Características generales de los skarns.....	51
7	Características de la zona de skarn en la sierra de tlayca y tlayecac.....	54
7.1	Exoskarn .....	56
7.2	Endoskarn .....	57
7.3	Alteración Prograda.....	58
7.3.1	Zona de Granate.....	59
7.3.2	Zona de Escapolita + Piroxeno + Granate .....	60
7.3.3	Zona de Piroxeno + Granate.....	62
7.3.4	Zona de Wollastonita + Granate .....	63
7.3.5	Zona Marmolizada y de Hornfels .....	64
7.4	Alteración Retrógrada.....	65
8	Sistemas estructurales .....	67
9	Discusión y conclusiones .....	71
10	Recomendaciones.....	74
11	Bibliografía .....	75
12	Anexos .....	79

### INDICE DE FIGURAS

Figura 1	Localización del área de estudio .....	3
Figura 2	Plano general de la ubicación de las provincias y sub-provincias fisiográficas encontradas dentro del Estado de Morelos .....	11
Figura 3	Distribución regional de las rocas del Eje Neovolcánico .....	13
Figura 4	Plano geológico del Estado de Morelos .....	15
Figura 5	Columna estratigráfica del Estado de Morelos .....	17
Figura 6	Columna estratigráfica del área de estudio .....	29
Figura 7	Plano geológico y estructural del área de estudio .....	32
Figura 8	Zonación que sucede en la mayoría de los skarn .....	52
Figura 9	Etapas en la evolución asociado a depósitos tipo Skarn.....	53
Figura 10	Mapa de alteración del área de estudio.....	55
Figura 11	Proyección estereográfica del sistema estructural zona norte.....	67
Figura 12	Proyección estereográfica del sistema estructural zona centro-sur..	68
Figura 13	Proyección estereográfica del sistema estructural zona sur.....	68
Figura 14	Secciones geológicas del área de estudio .....	70
Figura 15	Ubicación de las muestras petrográficas del área de estudio.....	79

## INDICE DE FOTOGRAFIAS

Foto 1 Vista panorámica desde la cima del C. Tecuancoalco .....	26
Foto 2 Panorámica del área de estudio, zona este .....	27
Foto 3 Afloramiento de roca caliza fosilífera (Fm. Morelos).....	30
Foto 4 Muestra LC-453-8.....	34
Foto 5 Contacto entre las rocas volcánicas del Oligoceno (F. Tlayca) y las rocas marmolizadas (F. Cuautla) .....	35
Foto 6 Afloramiento del conglomerado calcáreo (Fm. Balsas), cementado en una matriz carbonatada .....	36
Foto 7 Afloramiento del conglomerado calcáreo, cementado en una matriz arenosa .....	37
Foto 8 Microfotografía: Muestra LC-D .....	38
Foto 9 Afloramiento de rocas volcánicas (F. Tlayca).....	39
Foto 10 Microfotografía: Muestra LC-M-4.....	41
Foto 11 Microfotografía: Muestra LC-347 .....	41
Foto 12 Microfotografía: Muestra LC-01 .....	42
Foto 13 Afloramiento del intrusivo de composición granodiorítica - cuarzomonzonítica.....	44
Foto 14 Afloramiento del intrusivo de composición diorítica .....	44
Foto 15 Microfotografía: Muestra LC-05 .....	45
Foto 16 Microfotografía: Muestra LC-404 .....	46
Foto 17 Afloramiento de rocas andesíticas.....	48
Foto 18 Microfotografía: Muestra LC-M-1 .....	49
Foto 19 Afloramiento de los depósitos clásticos continentales .....	50
Foto 20 Evidencias del desarrollo de zonas de exoskarn.....	58
Foto 21 Evidencias del desarrollo de zonas de endoskarn.....	57
Foto 22 Microfotografía: Muestra LC-360 .....	59
Foto 23 Muestra de roca con desarrollo de fenocristales de escapolita .....	60
Foto 24 Microfotografía: Muestra LC-M-6.....	61
Foto 25 Microfotografía: Muestra LC-4 .....	63
Foto 26 Microfotografía: Muestra LC-460 .....	63
Foto 27 Evidencias de alteración retrograda .....	66

## INDICE DE GRAFICOS

Gráfico 1 Resultado del estudio de difracción de Rayos-X realizado a la muestra LC-M-6.....	61
Gráfico 2 Resultado del estudio de difracción de Rayos-X realizado a la muestra LC-460.....	64
Gráfico 3 Resultado del estudio de difracción de Rayos-X realizado a la muestra LC-459.....	80



## 1 RESUMEN

La zona serrana que comprende los poblados de Tlayca, Tlayecac y Jalostoc, está formada por secuencias de rocas calcáreas y volcánicas con edades desde el Cretácico inferior hasta el Oligoceno superior y han sido afectadas por cuerpos intrusivos de finales del Oligoceno. La secuencia de calizas fosilíferas pertenece a la Fm. Morelos (Cretácico inferior) y la secuencia de calizas y areniscas carbonatadas, pertenece a la Fm. Cuautla (Cretácico superior), ambas secuencias fueron plegadas durante la orogenia Laramídica. Posteriormente fue depositada una secuencia formada por conglomerados calcáreos, correspondiente a la Fm. Balsas (Eoceno superior) y una secuencia volcánica, constituida por lavas riolíticas e ignimbritas, que corresponden a la Fm. Tlayca (Oligoceno medio-superior). Finalmente, todas estas diferentes unidades calcáreas y rocas volcánicas, fueron afectadas por el emplazamiento de rocas intrusivas de tipo dioríticas – granodioríticas - cuarzo monzoníticas, pertenecientes a la Diorita Jalostoc (Oligoceno superior), probablemente intrusionando a través del eje del pliegue anticlinal de las unidades calcáreas.

Este suceso dio inicio a un proceso de metamorfismo y metasomatismo sobre las secuencias calcáreas, produciendo zonas marmolizadas y de skarn. Eventualmente durante el proceso de metasomatismo, ocurrió la migración de soluciones ricas en iones de silicio y aluminio, penetrando las rocas calcáreas, formando así la zona de exoskarn. Posteriormente estas soluciones, ahora conteniendo calcio, migraron hacia el interior del cuerpo intrusivo, formando la zona de endoskarn. A esta etapa también se le conoce como alteración progrado o skarn progradante, la cual se caracteriza por ser la facies precoz, de mayor temperatura, en la que se formaron los cristales de granate, piroxenos y wollastonita, debido al enriquecimiento en sílice y aluminio.

Posteriormente al disminuir la temperatura y al mezclarse con aguas, probablemente meteóricas, oxigenadas, con los minerales anhidro,

calcosilicatados, se formaron minerales hidratados y de baja temperatura, enriqueciendo el sistema en calcita, epidota, clorita, tremolita-actinolita, además

de óxidos de hierro; a esta etapa se le llama skarn retrógrado o facies tardía. Las evidencias del skarn retrógrado y la zona de gossan, se pueden apreciar principalmente dentro de los sistemas estructurales del área de estudio el cual tiene una orientación NNW-SSE. Sobre estas estructuras rellenas de óxidos y minerales hidratados, se encuentran pequeñas obras mineras, de las cuales probablemente se extraían hierro, oro o plata.

En el presente documento se describen cada una de las diferentes unidades geológicas encontradas en el área de estudio las cuales fueron relacionadas a formaciones geológicas encontrados en el Estado de Morelos para adaptar la geología local a un contexto geológico regional. El aporte principal de este estudio fue la elaboración de un plano geológico, estructural y de alteración en el cual se exponen los contactos entre los diferentes tipos de litología del área de estudio y sus relaciones estratigráficas por medio de la elaboración de una columna estratigráfica y secciones geológicas que ayudan al entendimiento geológico de la sierra de Tlayca y Tlayecac. Como parte de los resultados de esta investigación fue posible distinguir e inferir la zonación del desarrollo de la zona de skarn, diferenciando los halos de alteración característicos de este tipo de metamorfismo.

## 2 INTRODUCCIÓN

### 2.1 Localización

El área de estudio se localiza a 80 km en línea recta al sureste de la Cd. de México y a 10 km al sureste de la Ciudad de Cuautla Morelos; en la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur, y a una altura que fluctúa entre los 1,280 y 1,700 m s.n.m. (Figura 1).

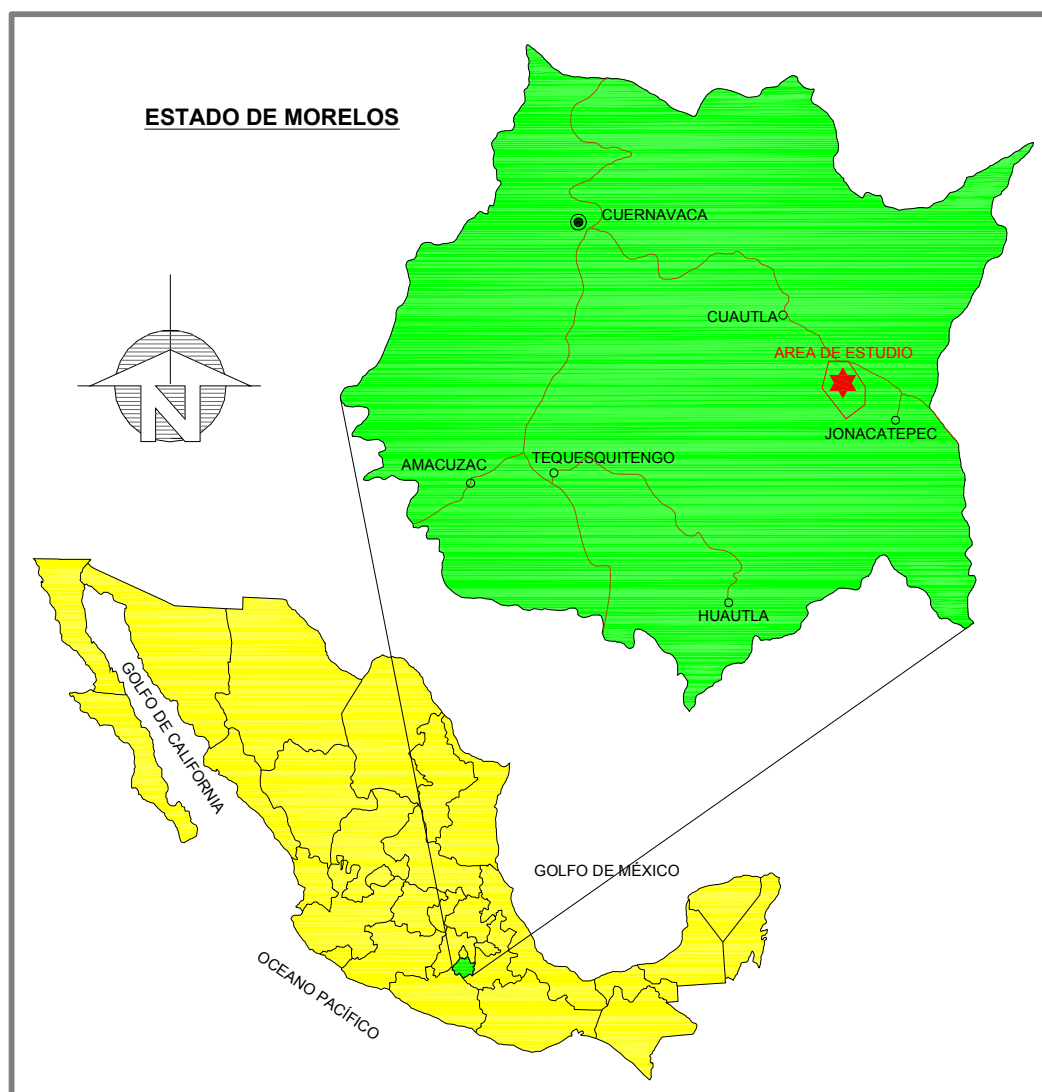


Figura 1. Localización del área de estudio, mostrando las ciudades y poblados más importantes del Estado de Morelos.

Los poblados más cercanos incluyen Tlayca al este, Tlayecac al norte y Jalostoc al oeste, dentro de los Municipios de Ayala y Jonacatepec, además cuenta con muy buen acceso por la carretera federal Cuautla-Izúcar de Matamoros, (INFDM, Morelos, 2005).

El área de estudio incluye una pequeña sierra sin nombre, (más conocida como la zona de Tlayca), orientada casi Norte-Sur de 8 km de largo y 3.5 km de ancho y que se centra alrededor del Cerro Tecuancoalco, (14 Q, N 2067000, E 514000), rodeada por extensos valles formados por material vulcanosedimentario y lahares.

## **2.2 Hidrología, Clima y Vegetación**

El área de estudio está comprendida dentro de la región hidrográfica del Balsas, entre las cuencas de la Barranca Chapala, la Barranca Cuachi y la Barranca Seca, y es cruzada en la parte sur-centro por una corriente que nace cerca del pueblo de Amayuca y que va a formar el río Tepalcingo, dicha corriente recibe el nombre de barranca Xochicuapan, así también entre los límites de Jonacatepec y Jantetelco nace la barranca Apilcuazco.

Las características climatológicas de la región suelen ser del tipo Cálido-sub-húmedo, con lluvias en verano, con una precipitación pluvial media anual que oscila entre 800 y 980 milímetros y una temperatura promedio anual de 24°C.

La vegetación existente es de selva baja subperennifolia espinosa y los elementos que dominan son principalmente: Guamúchil (*Pithecellobium dulce*), mezquite (*Prosopis juliflora*), amates (*Ficus spp*), cazahuate (*Ipomoea intrapilosa*), palo blanco (*Acacia acatlensis*), chupandilla (*Cyrtocarpa procera*), guaje (*Leucaena glauca*), copal (*Bursera excelsa*), cuajotes (*Bursera spp*), y especies secundarias como: Cucharo (*Acacia cimbispina*), huizache (*Acacia farnesiana*), tehuixtle (*Acacia blimekii*), nopales (*Opuntia spp*), pitayo (*Limnium cerus stellatus*) y cardón (*Pachycereus weberi*), (información publicada en la página [www.ceamamorelos.gob.mx](http://www.ceamamorelos.gob.mx)).

### **2.3 Antecedentes**

Dentro del área de estudio se encuentran algunas propiedades mineras las cuales han sido prospectadas por Au-Ag, Zn, Fe y granate, con varias pequeñas obras mineras desarrolladas en zonas del skarn masivo, acompañados con una fuerte presencia de magnetita-pirrotita y mineralización de esfalerita-galena asociada. Esta zona contiene valores bajos de Au-Ag, donde el Au se presenta en anomalías reportadas en rocas volcánicas alteradas a sílice + arcillas localizadas hacia la parte sur del área, donde se realiza actualmente, explotación en pequeña escala de caolín.

En el año de 1966 Carl Fries propuso el nombre de Formación Tlayca para la secuencia de ignimbritas, derrames de lavas y brechas volcánicas de composición riolítica, cuya localidad tipo se encuentra a 500m al norte del poblado de Tlayca. De este manera, separó las rocas volcánicas de composición riolítica y de edad similar por medio del meridiano 99° 10'; a las localizadas al poniente las denominó Riolita Tilzapotla, mientras que a las localidades al oriente, Formación Tlayca y le asignó a esta formación una edad del Oligoceno tardío por extrapolación con la Riolita Tilzapotla.

En 1979, Grajales-Nishimura y Sánchez-Hernández, realizaron un estudio petrológico acerca del metamorfismo de contacto en la zona de Tlayca, como parte en un proyecto de investigación del Instituto Politécnico Nacional; en el cual describen los diferentes tipos de rocas de la zona de Tlayca, tales como una secuencia de calizas de la Fm. Morelos, del Cretácico Inferior, y de la Fm. Cuautla, del Cretácico Superior, plegadas durante la orogenia Laramídica; conglomerados calcáreos de la Fm. Balsas, del Eoceno superior-Oligoceno inferior, e ignimbritas de la Fm. Tlayca, del Oligoceno superior. Dónde toda la secuencia fue afectada por el emplazamiento del tronco de Tlayca (Diorita Jalostoc) a finales del Oligoceno, produciendo una etapa de metamorfismo de contacto que se caracterizó por el calentamiento de las rocas calcáreas encajonantes, recristalizándolas en parte a mármol, durante el desarrollo de zonas de skarn en la roca encajonante.

En el año de 1992 la zona de Tlayca fue visitada por el Consejo de Recursos Minerales de Morelos como parte del programa de exploración geológica regional, encaminados principalmente a la cartografía geológico-minera que se manifiesta en la carta geológica Cuernavaca (E14-5), escala 1:250,000 (Rivera-Carranza et al., 1998). Como parte de este reconocimiento geológico se realizaron muestreos geoquímicos que arrojaron resultados anómalos en Au, Ag, Pb, Zn y Cu en la zona del terreno tectonoestratigráfico Guerrero, que es donde se encuentran los yacimientos de Sultepec, Zacualpan, Taxco y Rey de Plata, en menor proporción en los distritos mineros de Tetipac, Huitzucó, Huautla y Axochiapan, así como muy localmente en Izúcar de Matamoros, Los Amates, Yautepec, Balsas, Cuautla y Tlayca.

En un rápido reconocimiento del Proyecto La Corazonada efectuado por el geólogo David M. Jones de mayo a septiembre de 1999, describe la litología del lugar como stocks dioríticos a granodioríticos del Terciario, emplazado en rocas carbonatadas del Cretácico y cercano a rocas sedimentarias terciarias encontradas en capas delgadas a lo largo de flancos de intrusión, Jones D., (2000). En este mismo reporte señala zonas de alteración en contacto del stock con una exhibición de un moderado a muy fuerte metamorfismo termal en forma de exoskarn y endoskarn con granates y/o piroxenos – escapolita, extendiéndose hacia las periferias de las rocas volcánicas, desarrollándose zonas de hornfels de piroxeno y hacia las rocas carbonatadas una débil alteración de calcosilicatos, magnetita y pirrotita, Jones D. y Megaw P., (2004).

Un reporte del geólogo Julián Roldán Martínez realizado en diciembre del 2000 en la concesión La Corazonada, Morelos, indica la presencia de rocas sedimentarias cretácicas pertenecientes a la Fm. Morelos, granodioritas terciarias y tobas líticas de composición riolítica, con las partes topográficamente bajas cubiertas por conglomerados calcáreos terciarios y extensos depósitos de lahares. En las zonas de contacto de las granodioritas con calizas cretácicas y con las rocas volcánicas extrusivas se formaron zonas de skarn y hornfels respectivamente. En el mismo reporte se describen zonas mineralizadas asociadas a vetas rellenas con pirita diseminada y en vetillas, esfalerita y galena.

La roca encajonante es la diorita - granodiorita y contiene sulfuros primarios diseminados, pirita y pirrotita y sulfuros secundarios en vetillas y manchones, Roldan M. J. (2000).

Durante el periodo de julio del 2007 a septiembre del 2008, se realizaron los trabajos iniciales de exploración geológica, por parte de la compañía Zinifex Limited en la búsqueda de zonas con mineralización de Zn, Pb y Cu. Se realizó un mapeo a semi detalle y muestreo de la zona serrana del poblado de Tlayca y Tlayecac, dentro del cual se determinaron y delimitaron las diferentes unidades geológicas y las diferentes zonas de alteración, que se encuentran dentro de la concesión "La Corazonada" y se identificaron los posibles blancos para la etapa de barrenación, Castellanos M., y colaboradores (2008). También se realizó un estudio de magnetometría aérea, por la compañía CIGSA, con resultados que identificaron 4 anomalías magnéticas principales en los bordes del cuerpo intrusivo en las zonas de valles. Finalmente se realizó una etapa de barrenación de agosto a septiembre del 2008, enfocada principalmente a las zonas de valles y límites cercanos al cuerpo intrusivo, con 8 barrenos que sumaron un total de 2000 metros de núcleo en dos de los 4 targets identificados. El barreno LC08-07 interceptó 72 metros (de 115-187m) con 12 ppm de Ag en zona de skarn de granate-piroxeno asociado a una moderada anomalía magnética, (información publicada en la página de Minaurum: [www.minaurum.com](http://www.minaurum.com)).

### **2.4 Planteamiento del problema**

La sierra que incluye los depósitos de skarn en esta región está rodeada por los poblados de Tlayca y Tlayecac al este y norte respectivamente, con Jalostoc localizado al oeste. Como se mencionó anteriormente estas localidades han sido prospectadas como una zona de Skarn Polimetálico (Zn-Pb-Cu), sobre la cual existe un interés respecto a su evaluación económica actualizada y detallada de esta área.

Considerando los datos recabados durante la campaña de exploración, realizada por la compañía minera ZINIFEX, en el 2008, en la presente trabajo se

incluye una serie de estudios de campo como cartografía a detalle y semi detalle, muestreo petrográfico, estudios estructurales y estudios de difracción de rayos-x; que sin lugar a dudas ayudan en la interpretación geológica de este depósito.

## **2.5 Objetivos**

El presente estudio, fue realizado con el objetivo principal del interés geológico de desarrollar un documento que ayude al entendimiento y reconocimiento geológico de la zona de skarn, en la sierra de Tlayca y Tlayecac.

Para el desarrollo de este estudio y como objetivos principales se tienen:

1. Identificar y describir cada una de las unidades geológicas encontradas en esta área, a través de estudios de campo como mapeo y muestreo.
2. Caracterizar petrográficamente cada una de las diferentes unidades geológicas.
3. Realizar de un mapa geológico, estructural y de alteración del área a semidetalle escala 1:5,000
4. Definir la columna estratigráfica del área de estudio.
5. Realizar secciones geológicas que indiquen las relaciones estructurales y estratigráficas de las diferentes unidades geológicas.
6. Recabar y complementar información basada en los estudios geológicos realizados por las diferentes compañías de exploración minera y geólogos investigadores que han visitado la sierra de Tlayca y Tlayecac.
7. Proponer un modelo geológico y su correspondiente interpretación.

## **2.6 Metodología**

Para poder llevar a cabo el presente estudio fue necesario realizar trabajos de campo como mapeos y toma de muestras de roca, posteriormente se desarrolló el trabajo de gabinete y estudios de laboratorio (petrográficos y de difracción de rayos-x), los cuales se detallan a continuación:

1. Se realizó un mapeo a semidetalle del área de estudio utilizando planos digitalizados de la carta topográfica Tepalcingo de Hidalgo E14B61, escala



1:50,000 ampliados a escala 1:5,000. Durante esta etapa se realizaron descripciones de los diferentes afloramientos, se verificaron sus contactos o sistemas estructurales como fracturas y fallas así como sus diferentes alteraciones. También, se realizó una descripción megascópica de muestras de mano y se tomaron muestras para realizar posteriormente trabajos petrográficos de las zonas más representativas.

2. Cada punto verificado en el área de estudio fue ubicado en la base topográfica a escala 1:5,000 del área correspondiente a la zona serrana de los poblados de Tlayca y Tlayecac, dentro de la carta topográfica escala 1:50,000 Tepalcingo de Hidalgo clave E14B61 del INEGI, referido al elipsoide GRS 80. Para la ubicación de estos puntos fue requerido el uso de GPS (Global Posicionament System), utilizando el sistema de coordenadas UTM con los DATUMs WGS84 con el fin de geo referenciarlos satelitalmente.

3. Con respecto a los datos estructurales se hicieron mediciones de los principales lineamientos y estructuras, tomando sus respectivos rumbos y echados con brújula con el fin de determinar un lineamiento o sistema de fracturamiento y fallas principales, posteriormente se ingresaron los datos estructurales en una base de datos para ser graficados e interpretados utilizando el software Georient, (se encuentra disponible en la página: [www.holcombecoughlinoliver.com](http://www.holcombecoughlinoliver.com)).

4. Posteriormente se procesaron los datos obtenidos en campo y se realizó la integración de estos, así se configuró el mapa geológico, con su sistema estructural y sus diferentes alteraciones, todo en tres capas diferentes. Posteriormente se realizaron las secciones geológicas y la elaboración de la columna estratigráfica.

5. Como parte de la caracterización petrográfica se analizaron 35 muestras seleccionadas de las zonas más representativas o favorables para la correcta identificación de las diferentes unidades geológicas; incluyendo el estudio de 3

muestras específicas por el método de difracción de rayos-x, para la identificación de minerales de escapolita, analcima y wollastonita.

6. Se recabó información bibliográfica basada en la geología local y regional, con el propósito de comprender, complementar y contextualizar la geología del área de estudio.

### 3 FISIOGRAFÍA

El estado de Morelos queda comprendido dentro de dos provincias fisiográficas: la Sierra Madre del Sur y el Eje Neovolcánico, (Figura 2). El territorio estatal cuenta con una altura máxima de 5,465 m.s.n.m. correspondiente a la cima del cráter del volcán Popocatepetl y una mínima de 700 m.s.n.m. donde el río Amacuzac entra al Estado de Guerrero.

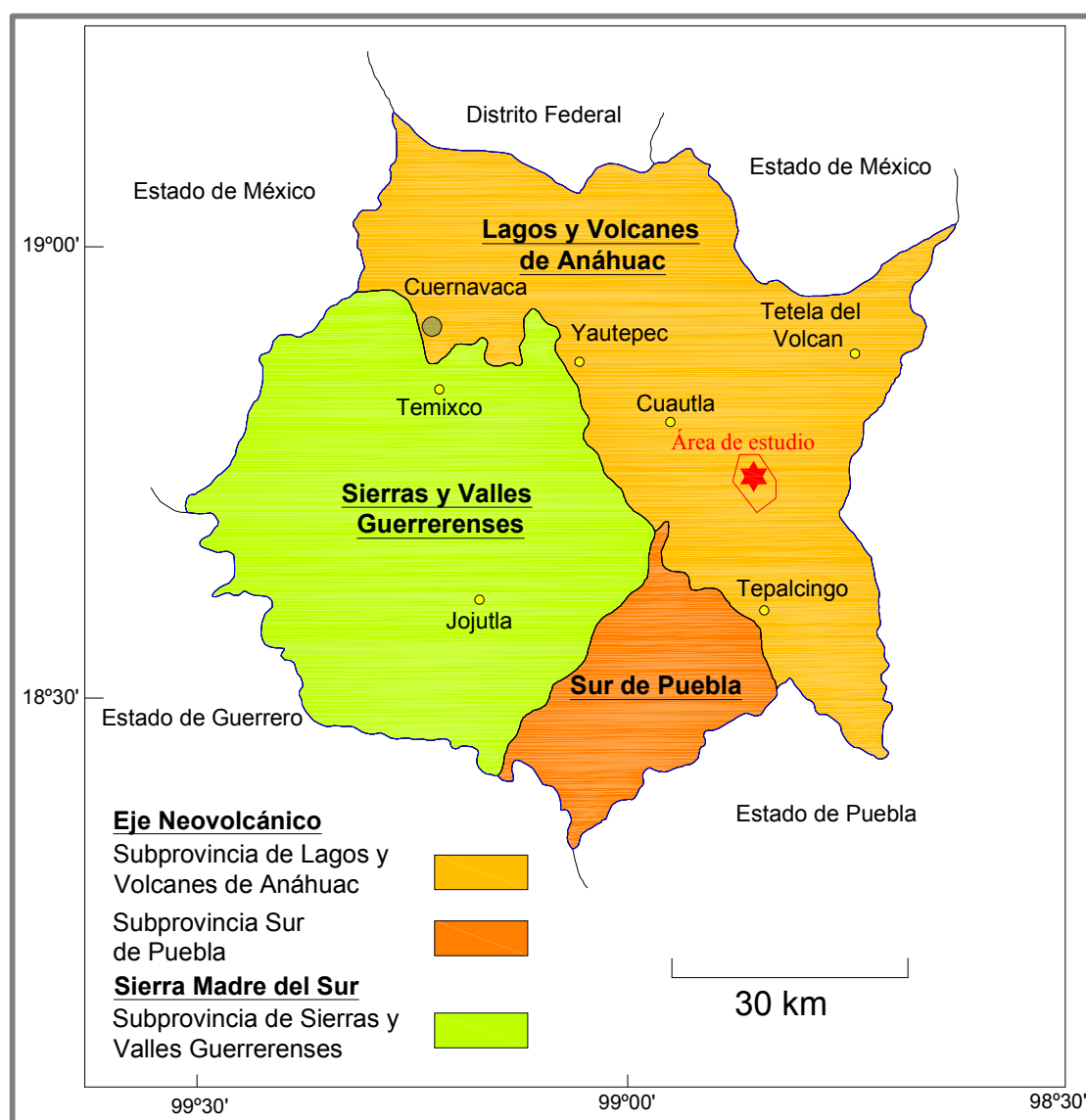


Figura 2. Plano general de la ubicación de las provincias y sub-provincias fisiográficas encontradas dentro del Estado de Morelos. Simplificado de: INEGI (1999) Carta Fisiográfica Escala 1:1'000,000.

### **3.1 Provincia de la Sierra Madre del Sur**

Esta provincia limita al norte con la del Eje Neovolcánico, al este con la Llanura Costera del Golfo Sur, las Sierras de Chiapas y la Llanura Costera Centroamericana del Pacífico, y al sur con el Océano Pacífico. Abarca parte de los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, México, Morelos, Puebla, Oaxaca, Veracruz y todo el estado de Guerrero.

La Sierra Madre del Sur está compuesta por sistemas montañosos orientados norte-sur, contrario a la tendencia general de la provincia que es este-oeste, formando lomeríos surcados por cañadas y sierras escarpadas (Secretaría de Programación y Presupuesto, 1981).

La provincia de la Sierra Madre del Sur se divide en varias sub-provincias y dentro del estado de Morelos, queda comprendida parte de la sub-provincia de Sierras y Valles Guerrerenses. Esta sub-provincia cubre la porción central y suroeste del estado y limita al norte y oriente con el Eje Neovolcánico. Es en esta provincia donde afloran las rocas más antiguas de Morelos, que son las del Cretácico Inferior; litológicamente están clasificadas como calizas de ambiente marino.

El Cretácico Superior está representado por una secuencia interestratificada de areniscas y lutitas. Del Cenozoico afloran tanto rocas sedimentarias clásticas como rocas volcánicas que cubren discordantemente a las rocas del Cretácico llamadas también cobertura terciaria.

### **3.2 Provincia del Eje Neovolcánico**

El Eje Neovolcánico abarca parte de los estados de Jalisco, Michoacán, Guanajuato, Querétaro, México, Hidalgo, Colima, Puebla y Veracruz, así como todo el estado de Tlaxcala y el Distrito Federal, (Figura 3). Se caracteriza por ser una enorme masa de rocas volcánicas de todos tipos, acumulada en innumerables y sucesivas etapas, desde mediados del Terciario hasta el presente. Esta provincia está formada por grandes sierras volcánicas, grandes coladas lávicas,

conos dispersos o en enjambre, amplios estrato-volcanes de basalto, depósitos de arena y cenizas, Demant (1978).

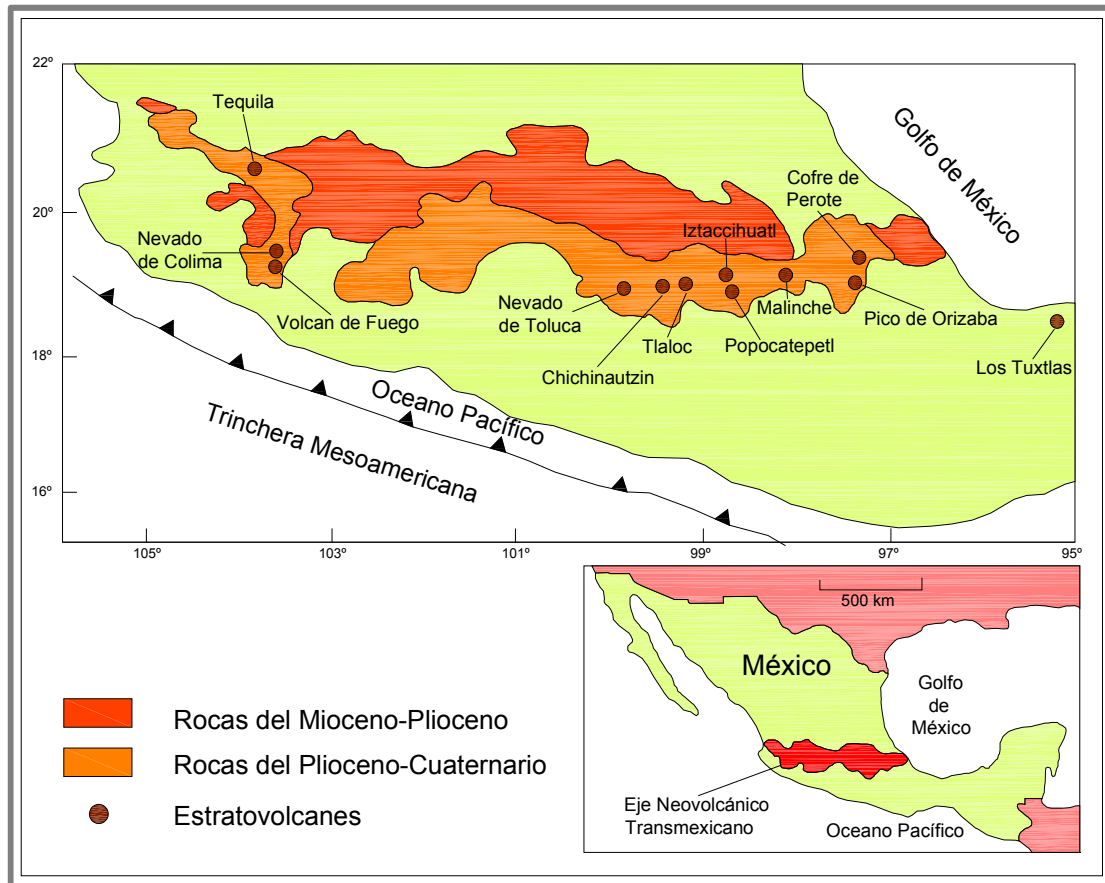


Figura 3. Distribución regional de las rocas del Eje Neovolcánico y ubicación de la cadena de estrato-volcanes que cruzan el país de este a oeste. Simplificado de: Monografía Geológico-Minera del Estado de Morelos (2000), Consejo de Recursos Minerales.

La provincia del Eje Neovolcánico está integrada por una cadena de estrato-volcanes como: Volcán de Colima, Tancitaro, Zinatlécatl (Nevado de Toluca), Popocatepetl, Iztaccihuatl, Matlacuétl (Malinche) y Citlaltépetl (Pico de Orizaba), atravesando el país de este a oeste, más o menos sobre el paralelo 19.

Esta cadena volcánica del Mioceno-Cuaternario, se extiende a lo largo de más de 1,000 km, del océano Pacífico al Golfo de México, con una orientación este-oeste, totalmente distinta a la de las demás unidades estructurales del país, causada por la apertura progresiva de la fosa de Acapulco durante el Oligoceno-Mioceno, como consecuencia del movimiento diferencial entre las placas de

Norteamérica y del Caribe y por el cambio del ángulo de rotación de la placa de Cocos, el cual ocurrió en el Mioceno tardío, Demant, 1982.

Esta provincia cubre la mayor parte del estado de Morelos, desde el norte al sureste. Limita al sur y occidente con la cuenca del Balsas, que es una sub-provincia de la Sierra Madre del Sur. Dentro del Estado de Morelos se encuentran dos sub-provincias del Eje Neovolcánico: Lagos y Volcanes de Anáhuac y Sur de Puebla (SSP, 1981).

Las rocas más antiguas en el Eje Neovolcánico, dentro del estado de Morelos, son las ígneas extrusivas de composición intermedia (andesitas), que afloran al oeste de Huitzilac y datan probablemente del Terciario Medio; contemporáneo a estas rocas aflora al noroeste de Tepalcingo un pequeño cuerpo intrusivo.

Sobreyaciendo a las rocas intermedias afloran rocas sedimentarias clásticas (areniscas-conglomerado), así como un complejo volcánico constituido por diferentes tipos de rocas ígneas, como son: riolitas, tobas, brechas volcánicas y basaltos.

### **3.2.1 Sub-provincia de los Lagos y Volcanes de Anáhuac**

Comprende la zona norte y este del Estado de Morelos y está constituida por la sierra Volcánica del Ajusco, compuesta por laderas escarpadas formadas por la erosión de material de lahar.

### **3.2.2 Sub-provincia Sur de Puebla**

Abarca la zona sur del estado y está constituida por una gran variedad de rocas volcánicas antiguas, metamórficas y sedimentarias continentales, además de depósitos lacustres del Mioceno. La sub-provincia se interna en el Estado de Morelos en su porción centro meridional y está representada por una sierra volcánica de laderas escarpadas y un cañón, llamada sierra de Huautla, conformada por rocas lávicas andesíticas y dacíticas, depósitos de flujos piroclásticos, depósitos de caída, flujos de bloques y ceniza, Diaz Beatriz (2005).

## 4 GEOLOGIA REGIONAL DEL ESTADO DE MORELOS

Geológicamente el Estado de Morelos está representado básicamente por dos cuerpos litoestratigráficos totalmente diferentes, uno de carácter marino-continental (la Plataforma Morelos-Guerrero) y el otro de tipo ígneo extrusivo (el Eje Neovolcánico Transmexicano), (Figura 4).

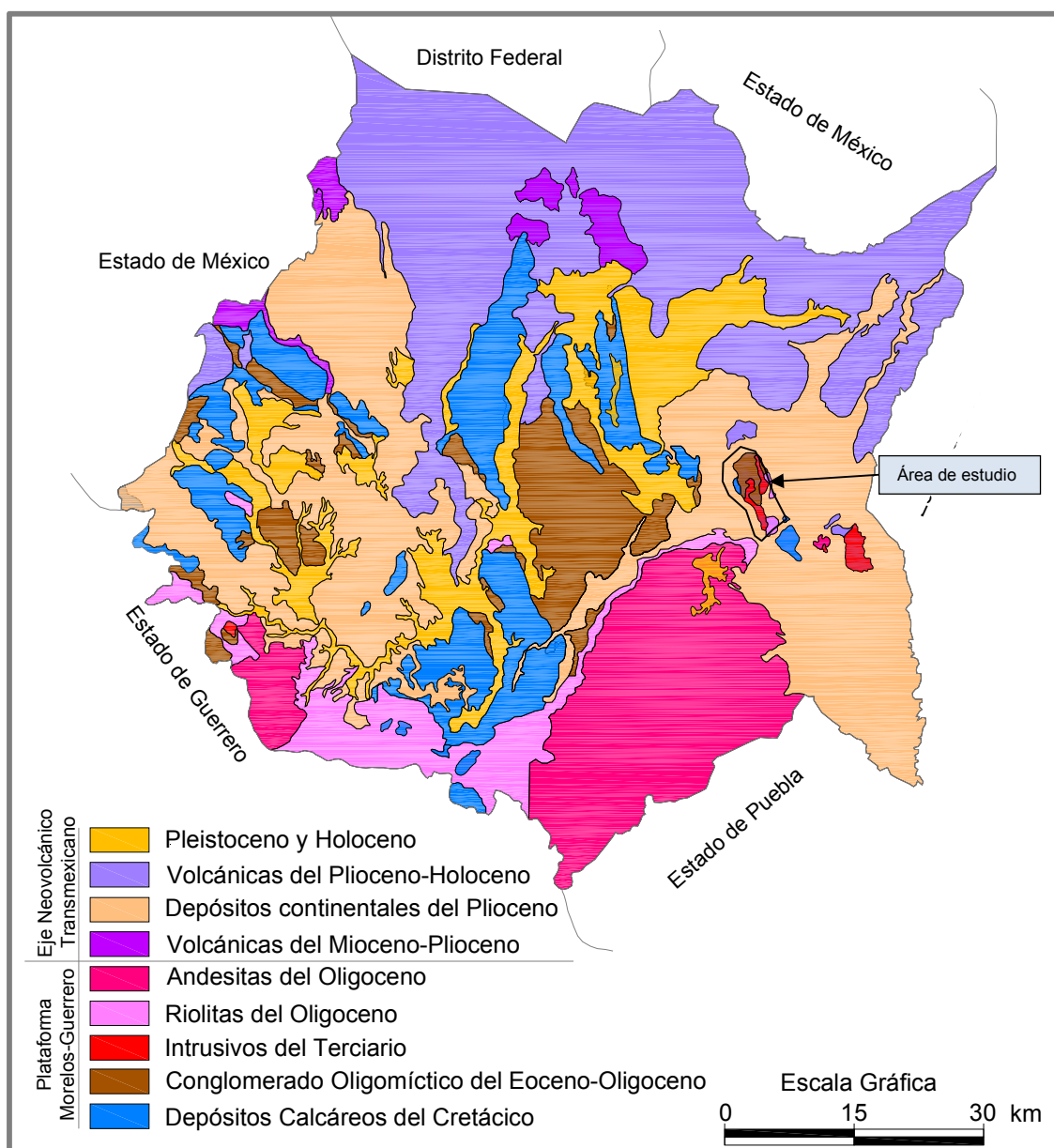


Figura 4. Plano geológico del Estado de Morelos, mostrando los diferentes grupos de rocas que se encuentran en la entidad, señalando también el área de estudio.

A continuación se describen ambos cuerpos litoestratigráficos, subdivididos por sus correspondientes grupos y unidades geológicas, ordenados desde el más antiguo al más reciente, correspondientes solamente al Estado de Morelos (Figura 5).

#### **4.1 Plataforma Morelos-Guerrero**

La Plataforma Morelos-Guerrero está formada por depósitos marinos esencialmente carbonatados del Cretácico con una cobertura continental del Terciario. La secuencia de rocas carbonatadas que constituyen la plataforma a partir del Albiano son las formaciones Xochicalco, Morelos, Cuautla y Mexcala además de una extensa cubierta continental, las cuales se describen a continuación.

##### **4.1.1 Depósitos Calcáreos del Cretácico**

###### **Formación Xochicalco (Kix)**

Esta formación consiste de paquetes de calizas con espesores variables, planos de estratificación bien definidos y lentes de pedernal intercalados en la parte superior de la formación, (Fries, 1960), proponiendo un espesor mínimo para esta unidad de 500m y una edad del Barremiano - Aptiano. Por otra parte Ruiz-Violante y Basáñez-Loyola (1994) asignan una edad del Albiano-Cenomaniano a la Fm. Xochicalco, al realizar estudios sobre los límites de la Plataforma Morelos-Guerrero, encontrando una interdigitación entre las formaciones Morelos y Xochicalco. La base de esta formación no aflora en el Estado de Morelos, pero el contacto inferior se conoce únicamente al noreste de Acuitlapán, Guerrero, cubriendo a la Fm. Acuitlapán (arenisca, limolita y lutita calcárea del Neocomiano de 145-125 Ma.), (Fries,1960).

###### **Formación Morelos (Kim)**

Esta formación está compuesta por una interestratificación de capas de caliza y caliza dolomítica, con lentes y nódulos de pedernal y fragmentos de fósiles silicificados formados por montículos arrecifales y biostromas discontinuos de rudistas en calizas micríticas, (Fries, 1960).



## Geología regional del Estado de Morelos

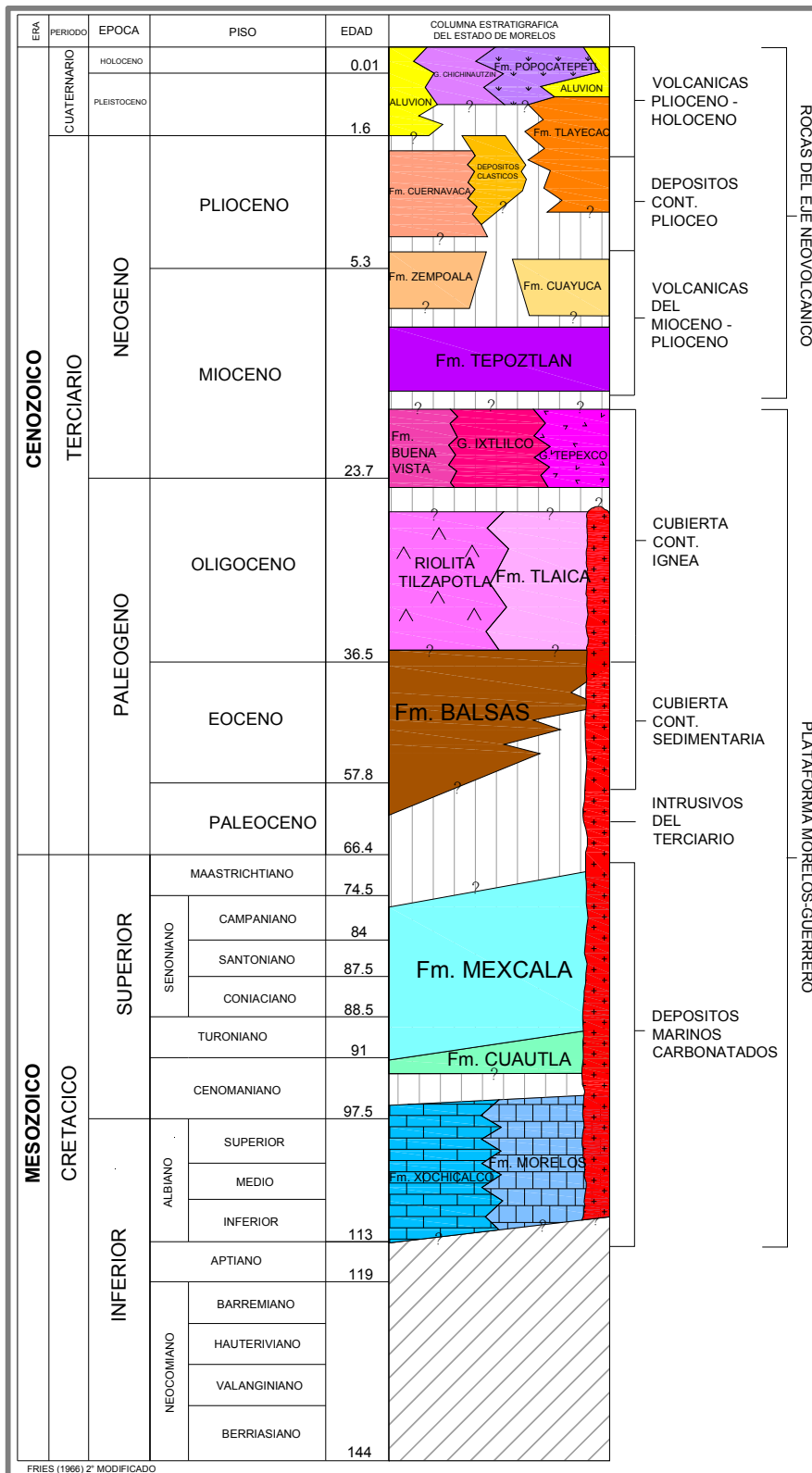


Figura 5. Columna estratigráfica del Estado de Morelos. Modificado de CRM ahora SGM, Monografía Geológico-Minera del Estado de Morelos (2000), Tabla de Correlación Estratigráfica.

Localmente, la caliza está formada en gran proporción por miliólidos. En cuanto a las dolomías, estas no presentan fósiles reconocibles. El espesor de esta formación es variable debido que fue depositada sobre una superficie irregular, excediendo aparentemente los 900m (Fries, 1960), en la parte central del estado de Morelos.

Sabanero-Sosa (1990) asigna edades variables que van desde el Aptiano-Albiano medio en la porción occidental y hacia el oriente va desde el Cenomaniano superior hasta el Turoniano inferior. Sin embargo Bonet (1971), señala que la fauna reportada por Fries (1960), solo *Acteonella*, *Toucasia* y *Nerinea* son índices del Albiano. El contacto inferior con el complejo Acatlán está expuesto solo en el Estado de Morelos. En cuanto al contacto superior, este es discordante con la Fm. Cuautla (Fries, 1960).

#### Formación Cuautla (Ksc)

Esta formación está compuesta por un conglomerado basal y tres facies calcáreas que pasan gradualmente de una a otra en sentido lateral, que sugieren ambientes de depósito diferentes, (Fries, 1960). La primera de ellas formada por capas gruesas de calizas de estratificación media a gruesa (depósito de plataforma carbonatada); la segunda es una secuencia media de capas de caliza laminada de estratificación delgada a mediana (depósito de cuenca carbonatada); y la tercera está compuesta por capas delgadas de caliza clástica de estratificación delgada a mediana (cuenca carbonatada próxima a la línea de costa). Los espesores de esta formación son variados y van desde pocos metros hasta exceder los 750 m.

De Cserna, (1965) encuentra rudistas *Durania cornopstoris* Parona (fósil índice del Turoniano) y asigna edades para esta formación que van del Cenomaniano tardío-Turoniano. La Fm. Cuautla se presenta de manera discordante sobre la Fm. Morelos presentando ambas formaciones similitudes estratigráficas, estructurales y texturales. La Fm. Cuautla se puede diferenciar

debido a la escases de dolomías, (Fries, 1960). Su contacto superior es concordante y transicional a la Fm. Mexcala.

#### Formación Mexcala (Ksm)

Esta formación está compuesta por capas interestratificadas de arenisca, limolita y lutitas, calcáreas con lentes de calizas clásticas. La parte basal está compuesta por capas de calcarenitas, y encima de estas están depositadas capas intercaladas de lutitas y limolitas calcáreas seguidas de areniscas y conglomerados finos. En la parte superior se encuentran capas de conglomerados calcáreos. Presenta una deformación debida a procesos tectónicos regionales, formando pliegues y abundantes fallas inversas. Fries (1960) estima un espesor aproximado de entre 1220 a 1290m, proponiendo una edad del Cenomaniano tardío-Coniaciano a partir del reconocimiento del fósil índice *Clarihedbergella moremani*, posteriormente De Cserna y Fries (1981) determinaron que la depositación continuó hasta el Maastrichtiano. Esta formación sobreyace de forma concordante a la Fm. Cautla, (Fries, 1960) y se encuentra en contacto discordante con la Fm. Balsas, Sabanero-Sosa (1990).

#### **4.1.2 Cobertura Terciaria de la Plataforma Morelos-Guerrero**

En el Estado de Morelos existe una amplia cobertura de depósitos continentales de origen sedimentario y volcánico que cubren a las formaciones de la Plataforma Morelos-Guerrero. Estos depósitos se pueden dividir en Terciario Continental y Terciario Volcánico.

##### ***4.1.2.1 Terciario Continental (Conglomerado Oligomíctico del Eoceno-Oligoceno)***

#### Formación Balsas (Teob)

Esta formación está compuesta por una secuencia de conglomerados con clastos de calizas, rocas volcánicas, con interestratificaciones de areniscas, lutitas, limolitas, brechas tobáceas y derrames volcánicos, (Fries, 1960; De Cserna, 1965). La gran variedad litológica hace difícil la determinación de un espesor real,

pero se estima entre los 300-500 m; de la misma manera, la edad de esta formación es variable y difícil de determinar sin un fósil índice en ella, sin embargo, su relación estratigráfica puede ser correlacionada con los conglomerados rojos de Guanajuato, asignando una edad del Eoceno tardío al Oligoceno temprano, (Fries, 1966). Mientras que en Tierra Caliente, Gro., se le asigna una edad que va desde el Campaniano/ Maastrichtiano al Eoceno (De Cserna, 1982), en la parte oriental del Estado de Morelos se le considera del Paleoceno– Oligoceno o del Eoceno– Oligoceno (Salinas- Prieto, 1986). Morán-Zenteno (2005), determina una edad del Oligoceno temprano por encontrar ignimbritas intercaladas fechadas por el método K-Ar en sanidinas con una edad de  $35.2 \pm 0.4$ , relacionadas a la caldera de Tilzapotla. La Fm. Balsas se encuentra sobreyaciendo a las secuencias calcáreas de la Plataforma Morelos-Guerrero y subyace discordantemente al resto de los depósitos continentales de la región.

#### ***4.1.2.2 Terciario Volcánico (Rocas volcánicas de la Sierra Madre del Sur).***

Las rocas de origen ígneo continental encontradas en la plataforma Guerrero-Morelos, pertenecientes a la Sierra Madre del Sur, se pueden subdividir en riolitas, intrusivos y andesitas del Oligoceno, las cuales se describen a continuación.

##### **4.1.2.2.1 Riolitas del Oligoceno**

###### *Riolita Tilzapotla (Tot)*

Esta formación se encuentra constituida por depósitos de ignimbritas, flujos de lava y brechas tobáceas riolíticas, (Fries, 1960), con un espesor máximo encontrado en la localidad tipo de 250 m. Por el método K-Ar en biotita se dataron estas rocas volcánicas, y se obtuvieron resultados de una edad de  $34.3 \pm 1.5$  Ma correspondiente al Oligoceno medio, (Morán-Zenteno, 2007). Estas rocas volcánicas se encuentran depositadas de forma concordante sobre la Fm. Balsas y sobre esta yace de forma discordante, por erosión, a la Fm. Buenavista.

---

*Formación Tlayca (Totl)*

Esta formación está compuesta por una secuencia de rocas volcánicas constituidas por ignimbritas, flujos de lava y brechas volcánicas de composición riolítica, que se encuentran en la localidad del mismo nombre. Esta formación es similar a la Riolita Tilzapotla en composición y edad; pero Fries (1966) las separa en base a la zona en la que se encuentran aflorando, Riolita Tilzapotla al oeste y la Fm. Tlayca al este del Estado de Morelos, con un espesor aproximado en la localidad tipo de 200 m y asignándole una edad del Oligoceno tardío por extrapolación con la Riolita Tilzapotla. Estratigráficamente esta formación se depositó sobre la Fm. Balsas de manera concordante, sin presentar alguna otra unidad sobreyaciéndola en la localidad tipo.

#### **4.1.2.2 Intrusivos del Terciario**

##### **Rocas Ígneas Intrusivas (Igi)**

En la zona norte del estado de Morelos se encuentran los cuerpos intrusivos más antiguos que corresponden a diques máficos que cortan a las Formaciones Morelos y Cuautla, con una edad probable del Cretácico superior al Terciario inferior. Al suroeste del estado, se encuentra un cuerpo intrusivo que incluye más de un tipo de rocas intrusivas, todas de composición intermedia, produciendo una fuerte silicificación en las rocas carbonatadas encajonantes, (Fries, 1960). En la zona oriente del Estado, se halla el cuello volcánico de Chalcatzingo (dacita porfídica), del Mioceno inferior, que intrusióna al Grupo Tepexco.

Otro cuerpo intrusivo es la Diorita Jalostoc, formada por cuerpos irregulares de edad del Oligoceno inferior – superior, que intrusióna a las formaciones Morelos y Cuautla y a los conglomerados calcáreos de la Fm. Balsas y parte de la Fm. Tlayca, produciendo una zona de skarn de granate, en la localidad de Tlayca y Tlayecac, (Grajales-Nishimura y Sánchez - Hernández, 1979).

#### **4.1.2.3 Andesitas del Oligoceno**

##### **Formación Buenavista (Tob)**

Esta formación está compuesta por una secuencia volcánica formada por capas de basaltos, andesitas, dacitas y riolitas, (De Cserna y Fries, 1981). Los espesores reales no pueden ser medidos debido al proceso de erosión pero se estiman alrededor de los 600-1000 m. Por otra parte, Alba-Aldave et al. (1996) fecharon por el método K-Ar en hornblenda y plagioclasa en la parte inferior y superior de esta formación, dando como resultado edades de  $30.5 \pm 1.1$  Ma correspondiente al Oligoceno temprano y de  $24.8 \pm 1.3$  Ma que corresponde al Oligoceno tardío, respectivamente. Estas secuencias volcánicas sobreyacen de manera discordante a la Riolita Tilzapotla y están cubiertas discordantemente por la Fm. Cuernavaca.

##### **Grupo Ixtlilco (Toi)**

Este grupo está compuesto por una secuencia de unidades volcánicas, formadas por flujos andesíticos, dacitas, intercalaciones piroclásticas riódacíticas (Fries, 1960). Los espesores reales no se han podido determinar debido a la erosión que han sufrido pero se estiman unos 500 m aproximadamente. Ordaz-Ayala (1977) ubica este grupo en el Oligoceno tardío en base a su posición estratigráfica. Estas unidades volcánicas sobreyacen de forma discordante a la Fm. Tlayca en la Sierra de Huautla y subyace a la Fm. Cuayuca.

##### **Grupo Tepexco (Toxt)**

Este grupo está formado por rocas extrusivas, que afloran al sureste del Estado, compuestas por lavas andesíticas, dacíticas y riódacíticas intercaladas con capas de material volcanoclástico. Los clastos encontrados dentro de este grupo son de composición más máfica y variada que los encontrados en el Grupo Ixtlilco y la Fm. Buenavista, (Fries, 1966). El espesor real no se ha podido determinar debido a la erosión que han sufrido pero se estiman unos 500m aproximadamente. Ordaz-Ayala (1977), en base a la relación estratigráfica, ubica este grupo en el Oligoceno tardío. Este grupo sobreyace discordantemente a

todas las unidades carbonatadas del Cretácico y subyace de forma discordante a la Fm. Cuayuca y Tlayecac.

## **4.2 Rocas del Eje Neovolcánico**

A diferencia de las rocas de la Plataforma Morelos-Guerrero, el Eje Neovolcánico es de carácter continental formado por material ígneo extrusivo perteneciente al Cenozoico, como ya se había mencionado anteriormente. De acuerdo con las evidencias de los sondeos efectuados en la cuenca de México por Petróleos Mexicanos (1988), el Eje Neovolcánico tiene como basamento las rocas mesozoicas de la Plataforma Morelos-Guerrero y, parcialmente, las rocas Terciarias de la Fm. Balsas.

Ahora bien, los depósitos de rocas relacionados al Eje Neovolcánico, se pueden subdividir en tres tipos diferentes: rocas *volcánicas del Mioceno-Plioceno* (flujos andesíticos, lahares y arenas), *depósitos continentales del Plioceno* (depósitos clásticos andesíticos y tobas) y los depósitos de rocas *volcánicas del Plioceno-Holoceno* (lahares y flujos andesíticos), los cuales se describen a continuación.

### **4.2.1 Volcánicas del Mioceno-Plioceno**

#### Formación Tepoztlán (Tmt)

Esta formación está compuesta por una secuencia formada por rocas volcanoclásticas de tipo lahares de composición andesítica y lentes interestratificados de arenas y gravas, (Fries, 1960). El espesor original no se puede medir debido a la erosión que ha sufrido. De Cserna y Fries (1981) le infieren una edad del Mioceno en base a sus relaciones estratigráficas. Estas rocas volcánicas sobreyacen en discordancia erosional a las formaciones carbonatadas del Cretácico y subyace de igual forma a la Fm. Zempoala y al Grupo Chichinautzin.

### Formación Cuayuca (Tmpc)

Esta formación está constituida por tres facies litológicas diferentes, la primera formada por conglomerados, arenas y arcillas; la segunda formada por calizas lacustres, pedernal y marga con limos y arcillas y la última facies formada por depósitos de yeso; probablemente formadas en un ambiente de aguas muy someras, (Fries, 1966). Este mismo autor, menciona que el espesor total de esta formación es variado, pero que se puede estimar un espesor en conjunto aproximado de 600 m. No se han encontrado evidencias fósiles en esta unidad pero se le asigna una edad del Mioceno superior al Plioceno inferior, en base a su correlación estratigráfica; dado que esta formación sobreyace discordantemente al Grupo Ixtlilco y la Fm. Balsas.

### Formación Zempoala (Tmpz)

Esta formación está compuesta por una secuencia de flujos volcánicos andesíticos interestratificados con material volcanoclástico andesítico, tobas y lahares, (Fries, 1960). Para esta secuencia volcánica se estima un espesor total de al menos 800m. De Cserna (1981) infiere una edad del Mioceno tardío al Plioceno temprano en base a sus relaciones estratigráficas; y fue depositada discordantemente, por erosión, sobre la Fm. Tepoztlán y subyace al Grupo Chichinautzin.

## 4.2.2 Depósitos Continentales del Plioceno

### Formación Cuernavaca (Tpc)

Esta formación está formada por depósitos compuestos por clastos de rocas volcánicas, principalmente de tipo andesítico y tobas interestratificadas, provenientes de las formaciones volcánicas andesíticas, erosionadas, del terciario. El material es inequigranular y su tamaño decrece hacia el sur; y abarca desde la base del Nevado de Toluca hasta la base del volcán Popocatepetl, Fries (1960). Esta secuencia presenta espesores variados debido al tipo de depositación, que van de 200-300m. Fries (1960) y De Cserna y Fries (1981) proponen una edad no más antigua que el Plioceno ni más reciente que el Pleistoceno temprano. Bonet



(1971) asigna una edad del Plioceno al encontrar una osamenta de elefante del genero Cuvierius. La depositación de este material es discordante con las demás formaciones de la región y está cubierta por depósitos clásticos continentales de origen volcánico.

#### **4.2.3 Volcánicas del Plioceno-Holoceno**

##### Formación Tlayecac (Qt)

Esta formación está constituida por extensos lahares (capas masivas de material piroclástico y lodos volcánicos) provenientes del volcán Popocatepetl, en forma de abanicos que se extienden hacia el suroeste, cerca de 40 km, donde el espesor real no se puede medir en la localidad tipo, pero se estiman unos 100 m, (Fries, 1966). Ordaz-Ayala (1977) proponen una edad del Plioceno medio - Pleistoceno medio basándose únicamente en su posición estratigráfica y comentan que esta formación yace discordantemente sobre la Fm. Cuautla y el Grupo Tepexco, encontrándose interdigitada con la Fm. Popocatepetl y el Grupo Chichinautzin y es cubierta por material reciente.

##### Grupo Chichinautzin (Qch)

Este grupo está compuesto por una secuencia de corrientes de lava basáltica a andesítica intercaladas con material volcanoclástico, proveniente del complejo volcánico alrededor del volcán Chichinautzin, (Fries, 1960), compuesto por más de 150 domos, conos volcánicos y apilamientos sub horizontales de derrames de lava. El espesor máximo registrado, de este grupo, es de 1800 m que corresponde al volcán Chichinautzin. Herrero-Bervera. y Pal (1978) determinan por paleomagnetismo, que este grupo inició hace 780,000 años y Delgado-Granados et al.(1998) asignan una edad de 2,000 años para la etapa más reciente de este grupo, correspondiente a la secuencia de eventos del volcán Xitle; por lo tanto se puede determinar una de edad del Pleistoceno tardío – Holoceno para este grupo. Estratigráficamente sobreyace en discordancia erosional a la Fm. Cuernavaca y se encuentra cubierta por material clástico reciente, marga y turba, (Fries, 1960).

Formación Popocatepetl (Qp)

Está formado por el conjunto de derrames volcánicos de origen dacítico, riodacítico y andesítico provenientes del volcán Popocatepetl y que se interdigita con el Grupo Chichinautzin y con la Fm. Tlayecac, (Fries, 1966). Carrasco-Núñez (1985) proponen una edad del Pleistoceno tardío al Holoceno en base a su relación estratigráfica y el registro de los diferentes eventos volcánicos del volcán Popocatepetl, (Foto 1).

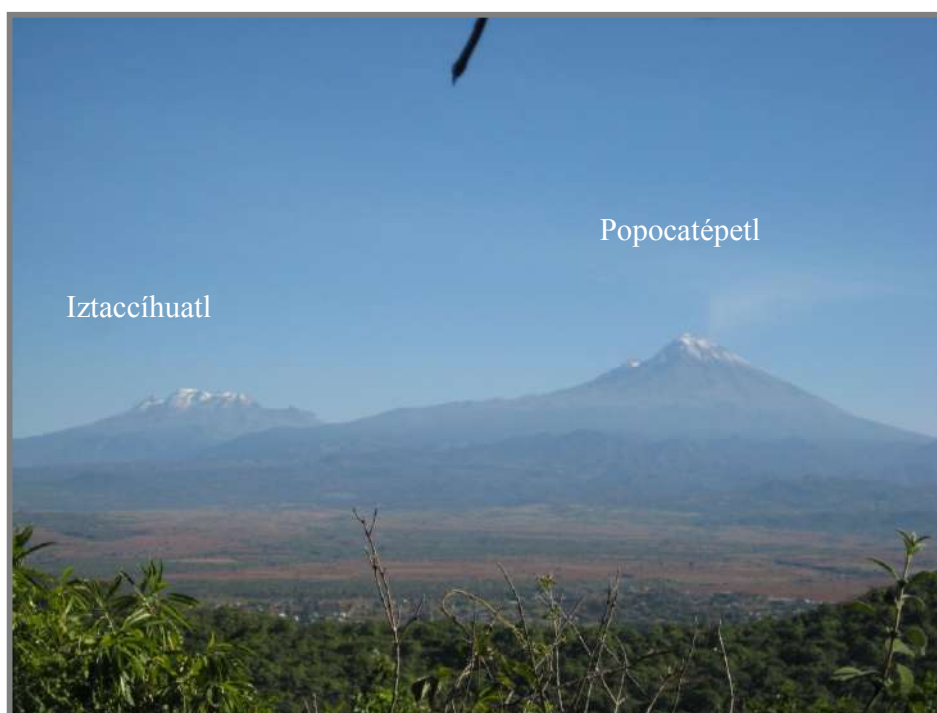


Foto 1. Vista panorámica desde la cima del Cerro Tecuancoalco, viendo hacia el noreste; a la izquierda el volcán Iztaccíhuatl y a la derecha el volcán Popocatepetl.

## 5 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está compuesta por secuencias de rocas sedimentarias carbonatadas del Cretácico, correspondientes a la Plataforma Morelos-Guerrero, como calizas fosilíferas, conglomerados basales calcáreos, conglomerados calcáreos del Eoceno además de una secuencia de rocas volcánicas terciarias de tipo ignimbritas-riolitas formadas por procesos volcánicos de la Sierra Madre del Sur. En conjunto estas unidades sufrieron un proceso de metasomatismo debido a un evento de metamorfismo de contacto causado por la intrusión de cuerpos ígneos de composición diorítico - granodiorítico terciarios, dando origen a la formación de una zona de skarn de granate-hierro, además de paquetes de hornfels y mármol, que en conjunto le dan una morfología de una sierra alta rodeada por valles como se ve en la (Foto 2).



Foto 2. Panorámica del área de estudio, zona este. En esta imagen se puede observar, al fondo, gran parte de la zona de estudio, donde la parte más elevada corresponde a la cima del Cerro Tecuancoalco compuesto por cuerpos intrusivos y halos de alteración de tipo skarn y al frente se observan los extensos valles compuestos por lahares y material vulcanosedimentario.

La zona de metasomatismo presenta una notoria transición entre la etapa de endoskarn y exoskarn, ambas con abundante contenido de calcosilicatos como granate, piroxeno, escapolita y wollastonita, además de un alto contenido de sulfuros como pirrotita y pirita. En cuanto a la zona de valles, estos están compuestos por rocas sedimentarias y vulcanosedimentarias como depósitos clásticos continentales y lahares o capas de lodos con material mal clasificado provenientes del volcán Popocatepetl intercalados con tobas híbridas de material piroclástico junto con terrígenos de diferentes tamaños.

Haciendo uso de la información recabada en campo y gran parte de información bibliográfica, fue posible realizar una columna estratigráfica, adaptada específicamente al área de estudio, en la cual se pueden distinguir las diferentes unidades geológicas, ayudando en gran medida a la interpretación y entendimiento del lugar, (Figura 6).

A continuación se describen las diferentes unidades geológicas encontradas en el área de estudio, iniciando desde la más antigua hasta la más reciente.

### **5.1 Calizas Fossilíferas - Formación Morelos (Kim)**

Fries (1960) describe a estas rocas calcáreas que afloran en el área de estudio como una secuencia de calizas y dolomías interestratificadas con lentes, granos y fragmentos de fósiles silicificados pertenecientes al Albiano-Cenomaniano, que afloran extensamente en los estados de Morelos, México y Guerrero. Bonet (1971), señala que la fauna reportada por Fries (1960), *Acteonella*, *Toucasia* y *Neria* son índices del Albiano. Regionalmente esta secuencia carbonatada se encuentra fuertemente deformada con una serie de pliegues en forma de anticlinorios causados durante la orogenia Laramide, por lo cual se propone que en la área de estudio, el cuerpo intrusivo, generador de las zonas de skarn y mineralización, pudo haber ascendido por zonas de debilidad, como fallas o el plano axial de los pliegues anticlinales de esta formación.

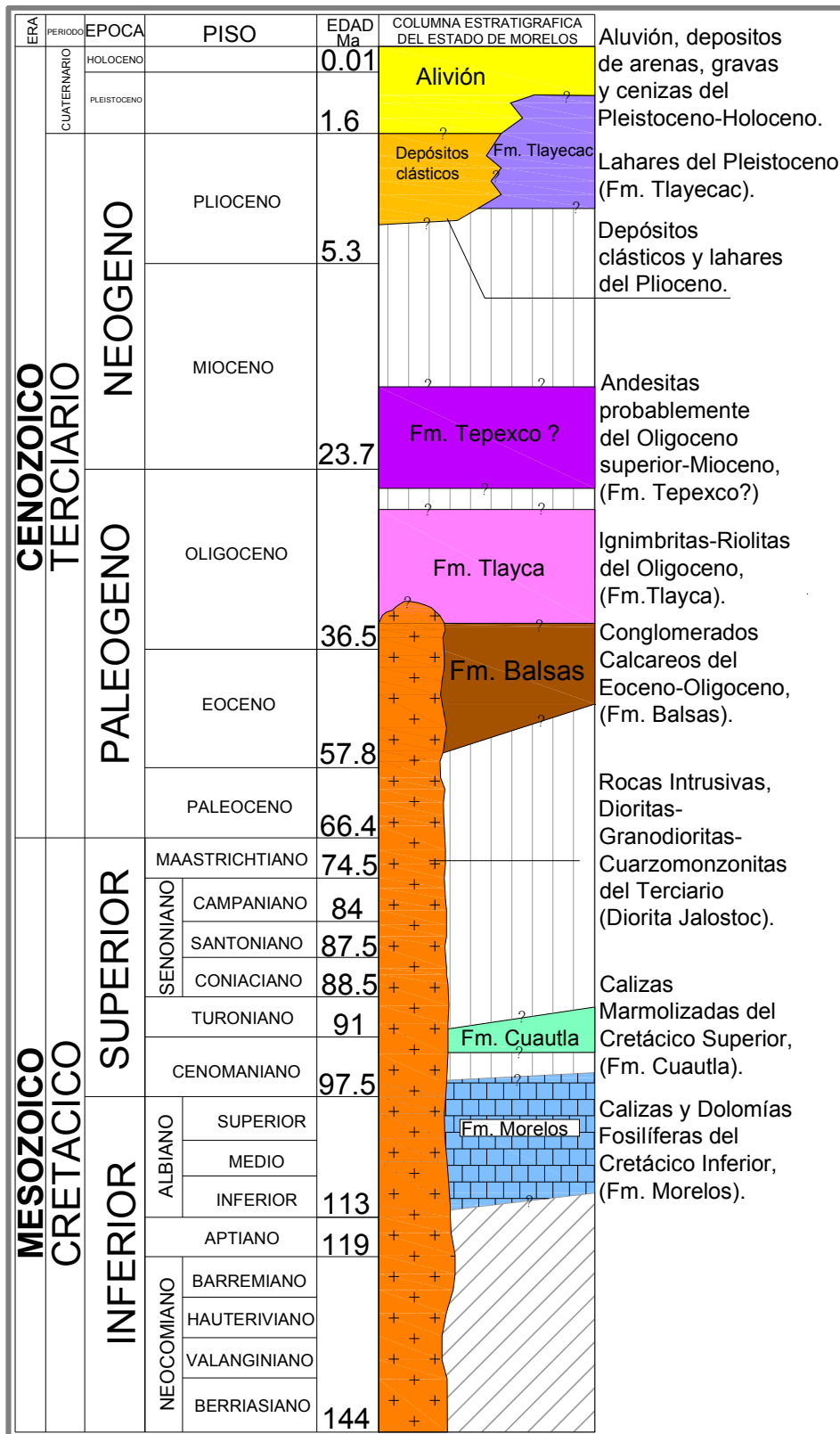


Figura 6. Columna estratigráfica del área de estudio, en la cual se pueden observar las diferentes unidades o formaciones geológicas encontradas localmente.

Localmente no se observan estos plegamientos, pero en una vista panorámica hacia el sureste, fuera del área de estudio, se puede notar la formación de un cuerpo anticlinal en el Cerro Cuachi, (Figura 7) el cual está formado por rocas de la Fm. Morelos y la Fm. Cuautla.

El tipo de litología y el contenido fosilífero que presentan los sedimentos de la Fm. Morelos, indican que estos fueron depositados en un ambiente de plataforma somera, sin aportes terrígenos, con condiciones de temperatura y salinidad que permitieron el desarrollo de organismos constructores de arrecifes.

En el área de estudio, los afloramientos de este tipo de roca, están constituidos por una caliza masiva sin estratificación aparente con cantidades variables de fragmentos de fósiles silicificados, correspondientes al Cretácico inferior (Foto 3), formada en gran proporción por miliólidos, que en determinadas áreas u horizontes faltan por completo, (Fries, 1960). La zona de fracturamiento se encuentra completamente estéril y rellena con la misma disolución de la roca caliza y débiles lentes de óxidos.



Foto 3. Afloramiento de roca caliza fosilífera (Fm. Morelos), donde se nota su textura masiva de grano fino con algunos horizontes fosilíferos.

El contacto inferior de la Fm. Morelos no está visible en el área de estudio, el cual correspondería con el complejo Acatlán, del Paleozoico (pre-Carbonífero inferior), (Ortega-Gutiérrez, 1978); con respecto al contacto superior, este fue erosionado por completo, debiendo ser discordante a la Fm. Cuautla, (Hernández-Romano et al., 1998). El espesor de estas calizas fosilíferas es inferido, ya que estas rocas se presentan de forma masiva sin estratificación aparente y solo alcanza los 120 m de altura en el Cerro Diolochi (Figura 7). Aunque aparentemente excede los 900 m de espesor (Fries, 1960), en la parte central del estado de Morelos. Las calizas de la Fm. Morelos se observan al sureste del área de estudio formando el Cerro Diolochi con pendientes verticales, hacia el extremo sur, con un lineamiento muy marcado indicando, probablemente, la presencia de una zona de falla regional con rumbo NE-SW, además de un sistema de fracturamiento secundario con rumbo NW-SE, quizás por la deformación del anticlinal.

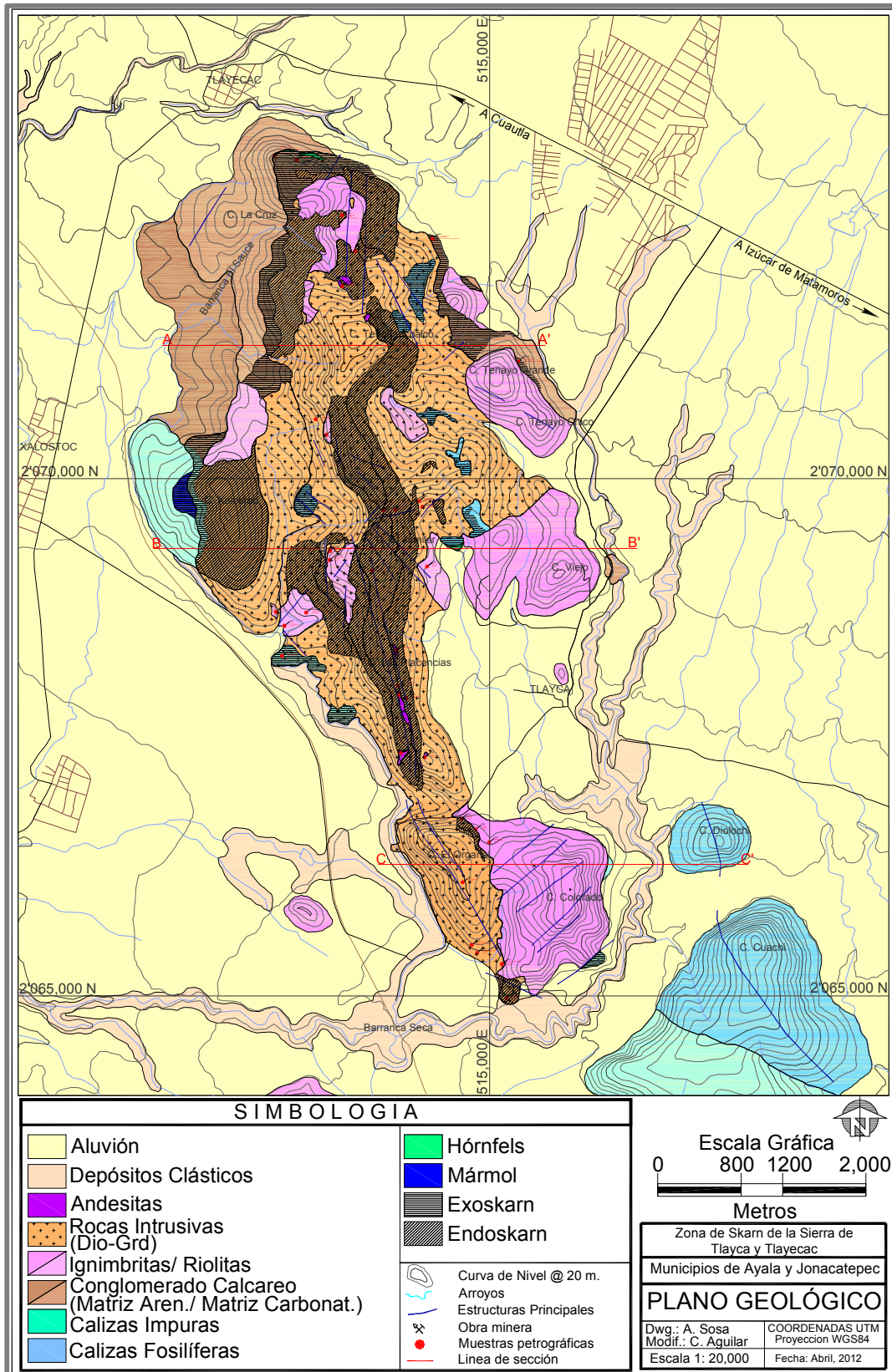


Figura 7. Plano geológico y estructural del área de estudio, en el cual se aprecian las diferentes unidades geológicas y se identifican las zonas de endo y exoskarn.



## **5.2 Calizas No Fossilíferas- Formación Cuautla (Ksc)**

Fries (1960) define esta formación como una secuencia formada por un conglomerado basal y tres facies calcáreas que pasan gradualmente de una a otra en sentido lateral, sugiriendo ambientes de depósito diferentes. Regionalmente, las características litológicas de los sedimentos de la Fm. Cuautla, indican ambientes de formación que varían desde una plataforma carbonatada hasta una cuenca carbonatada cercana a la línea de costa (De Cserna, 1965).

En el área de estudio la formación está localmente constituida por un conglomerado basal, sin poderse observar su contacto base, y está sobreyacida por capas estratificadas finas en paquetes medianos a gruesos, llegando a formar afloramientos de 18 m de espesor con evidencias de una ligera etapa de plegamiento. Se puede presentar como una secuencia calcárea marmolizada o alterada a hornfels (según los diferentes autores antes mencionados), compuestas de calcilitita, calcilimonita o calcarenita, (De Cserna, 1965). En el área de estudio se observa este tipo de roca formada por capas muy delgadas compuestas por material fino a grueso granular <5 mm de espesor, de color café claro a beige, con una débil reacción al ácido clorhídrico; estas capas presentan un echado subhorizontal variable, <15° en general, con rumbos en diferentes direcciones, debido a la presencia de varios sistemas de fracturamiento y zonas con un ligero plegamiento.

Los afloramientos de esta unidad son escasos y discontinuos los cuales se pueden observar en el flanco este del Cerro de la Cruz, en afloramientos discontinuos; y al oeste del Cerro de San Juan alterada a mármol debido al contacto con la Diorita Jalostoc, (Grajales-Nishimura y Sánchez-Hernández, 1979). Microscópicamente presenta una textura fina no foliada con cristales de cuarzo y granates <1 mm, cristales de piroxenos <5% y relictos de fenocristales de calcita <1mm, feldespatos alcalinos y plagioclasas del tipo sódicas, en una matriz carbonatada, como se puede apreciar en la muestra LC-453-8, (Foto 4).

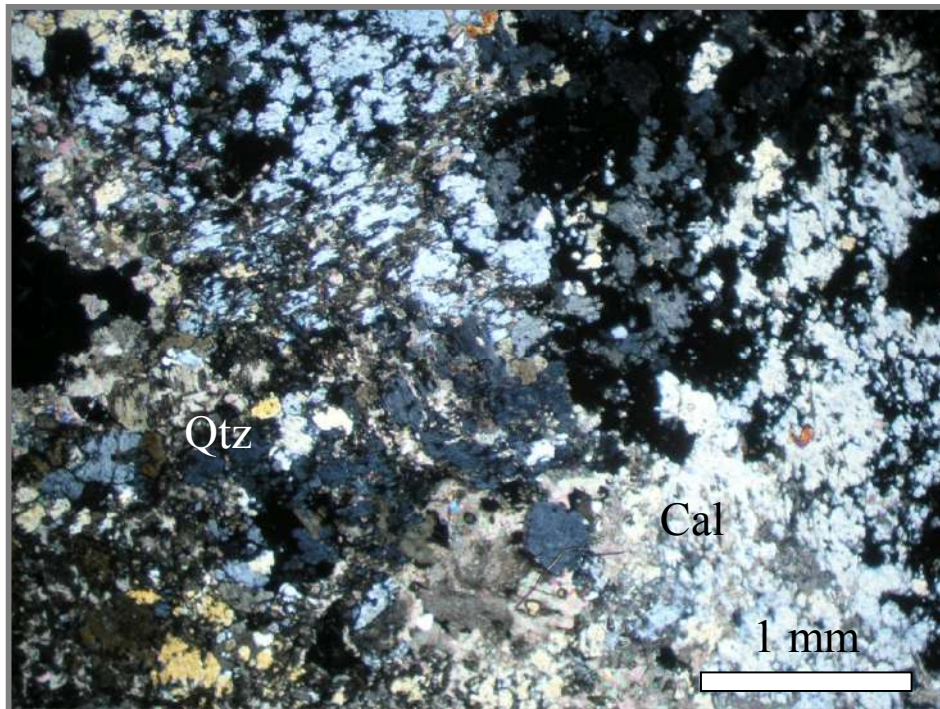


Foto 4. Microfotografía: Muestra LC-453-8, con luz polarizada a 4X. Tipo de roca: Hornfel.

Los afloramientos se encuentran marmolizados, alterados a skarn de wollastonita-granate y zonas de hornfels con débil presencia de granate (verde y rosa) en pequeños cristales. El grado de alteración impide determinar el tipo de roca original, en muestra de mano; aunque en algunas ocasiones aun presenta pequeños relictos de cristales de calcita o parches carbonatados que indican el tipo de protolito calcáreo.

Esta formación se presenta de manera discordante sobre la Fm. Morelos presentando similitudes estratigráficas, estructurales y texturales; y donde su contacto superior debería ser concordante y transicional a la Fm. Mexcala, pero en el área de estudio no se observa esta asociación, en cambio se puede observar que es sobreyacida por el conglomerado calcáreo y rocas volcánicas del oligoceno (Foto 5). De Cserna (1965) y Hernández Romero et al. (1998), consideran esta formación como del Cenomaniano tardío -Turoniano, en base a su posición estratigráfica, ya que, regionalmente, sobreyace a la Fm. Morelos y subyace a la Fm. Mexcala, debido a la presencia de rudistas *Durania cornopstoria* Parona, aunque en el área de estudio no se aprecia el contacto entre ambas formaciones.



Foto 5. Fotografía tomada de la zona este del Cerro. Colorado en la cual se observa el contacto entre las rocas volcánicas del Oligoceno (Fm. Tlayca), sobreyaciendo a las rocas marmolizadas (Fm. Cuautla).

### **5.3 Conglomerado Calcáreo- Formación Balsas (Teob)**

Fries (1960), describe esta formación como una secuencia de conglomerados con clastos de calizas, con interestratificaciones de areniscas, lutitas, limolitas, brechas tobáceas y derrames volcánicos, comentando además que: “las facies sedimentarias reconocidas, en los diferentes afloramientos del Grupo Balsas, indican que esta secuencia se formó como depósitos de abanico aluvial desarrollado al pie de la zona montañosa de Cacahuamilpa-Taxco”.

En el área de estudio ocurre como un conglomerado calcáreo compuesto por clastos de caliza subredondeados con tamaños centimétricos menores a 50 cm, cementados en una matriz calcárea (Foto 6). También se puede observar a manera de conglomerado compuesto por clastos de caliza en una matriz arenosa, gruesa, con tonalidades rojizas (Foto 7). El conglomerado calcáreo forma el Cerro de la Cruz, también se localiza al este de Cerro Viejo, y al este de Cerro Colorado (Figura 7). Mientras que el conglomerado compuesto por clastos de caliza en

matriz arenosa con tonalidades rojizas, se localiza en la zona oeste, en las partes bajas, del Cerro Tecuancoalco; también considerado como parte de la Fm. Balsas. En los afloramientos de este tipo de roca, se presentan como un cuerpos masivos de bajo relieve al cual no se le observa estratificación aparente, con clastos calcáreos subredondeados. En este tipo de rocas es notoria una alteración de tipo skarn, en las zonas cercanas al cuerpo intrusivo, pudiéndose observar una zona de transición del endoskarn al exoskarn, con formación de granate > wollastonita y grandes cristales de calcita en la zona más distal, aparentemente como relictos de una débil etapa de marmolización. Otro tipo de alteración secundaria, sería la presencia de lentes de jasperoides en afloramientos de roca aparentemente fresca, en las periferias de la zona de skarn, como evidencias de una etapa de hidrotermalismo.



Foto 6. Afloramiento del conglomerado calcáreo (Fm. Balsas), cementado en una matriz carbonatada, ubicados hacia la zona norte y este del área de estudio.

Microscópicamente este tipo de roca presenta una textura clástica, compuesta de cristales de calcita y pequeños granos de cuarzo; estos clastos se encuentran cementados en una matriz carbonatada y están formados por microcristales de calcita (roca caliza), miden desde 1 mm hasta más de 2 cm, con

formas subredondeadas y se pueden apreciar gran cantidad de restos o relictos de microfósiles, como foraminíferos (miliólidos y orbitolinas) y diatomeas, los cuales deben pertenecer a las formaciones carbonatadas previas como se aprecia en la muestra LC-D, (Foto 8).



Foto 7. Afloramiento del conglomerado calcáreo (Fm. Balsas), cementado en una matriz arenosa con óxidos (conglomerados rojos), ubicados en el flanco noroeste del área de estudio.

Estratigráficamente la Fm. Balsas se encuentra sobreyaciendo a las secuencias carbonatadas de la Plataforma Morelos-Guerrero y subyace discordantemente al resto de los depósitos continentales de la región. Hacia la parte oriental de la región se encuentra cubierta en ligera discordancia angular por la Riolita Tilzapotla Monter Ramírez y Morán Zenteno (2004). En el área de estudio el contacto con la Fm. Cuautla es confuso o está cubierto por completo, pero se sabe que su relación es discordante, (Fries, 1960), y subyace a la Fm. Tlayca (Volcánicas del Oligoceno) aunque el contacto entre ambas unidades está cubierto, pero es fácilmente inferido por la cercanía y las diferencias morfológicas. El espesor de esta formación es difícil de determinar en el área de estudio ya que

no se observa su base ni estratificación aparente, sin embargo se puede estimar un espesor aproximado de entre 180 y 220 m, en este sitio.

La edad de esta formación es difícil de determinar sin un fósil índice perteneciente a la formación misma, así entonces, su relación es estratigráfica; para la parte oriental del Estado de Morelos se le considera del Paleoceno - Oligoceno (Salinas-Prieto, 1986).

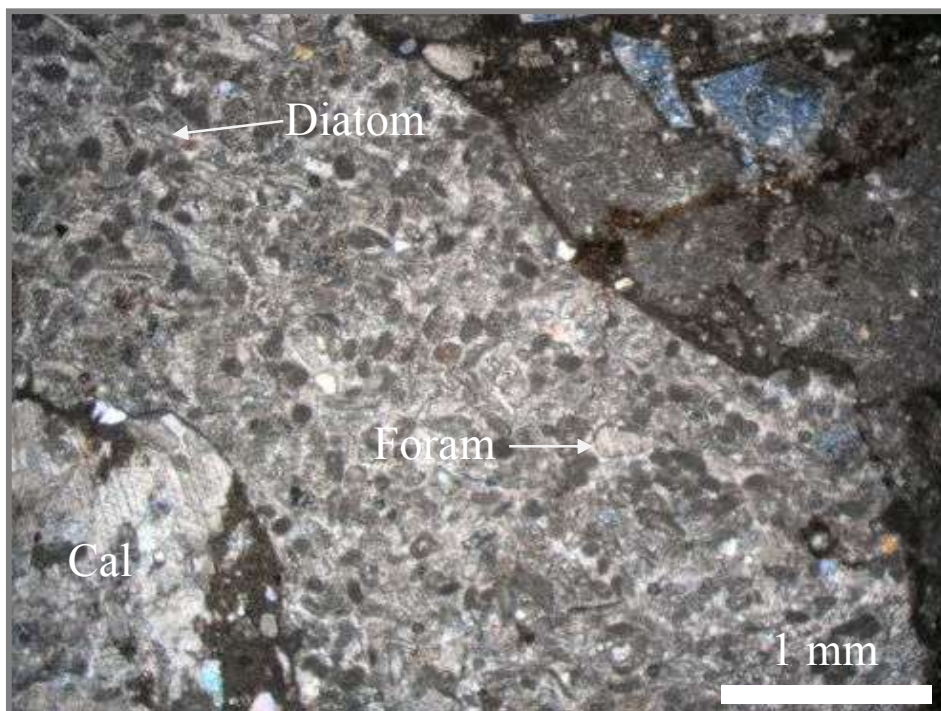


Foto 8. Microfotografía: Muestra LC-D, con luz polarizada a 4X. Se pueden apreciar los fragmentos y clastos subredondeados a subangulosos; el contenido de microfósiles está compuesto por foraminíferos (miliólidos y orbitolinas) y diatomeas. Tipo de roca: Conglomerado calcáreo.

#### **5.4 Rocas Volcánicas, Ignimbritas y Riolíticas - Formación Tlayca (Totl)**

En el área de estudio, esta formación, está constituida por secuencias de rocas volcánicas como ignimbritas, flujos de lava y brechas tobáceas de composición riolítica, (Foto 9). Litológicamente varían en textura, color, composición y mineralogía pero se les asocia a un mismo evento volcánico correlacionable a la Riolita Tilzapotla del Oligoceno medio, pero las separan en

base en el lugar en la que se encuentran aflorando, Fm. Tlayca al este y Riolita Tilzapotla al oeste del Estado de Morelos, (Fries, 1966).



Foto 9. Afloramiento de rocas volcánicas del tipo riolíticas pertenecientes a la Fm. Tlayca, ubicadas en la localidad tipo del mismo nombre.

Esta formación se depositó sobre la Fm. Balsas de manera concordante, sin presentar alguna otra unidad sobreyaciéndola en la localidad tipo, (Fries, 1966). El espesor aproximado en esta localidad es de 200 m en el área de estudio. Alba-Aldave et al. (1996) concuerda con Fries (1966) al asignar una edad del Oligoceno tardío por extrapolación con la Riolita Tilzapotla, la cual fue datada por el método K-Ar en biotita y se obtuvieron resultados de una edad de  $31.9 \pm 0.8$  Ma correspondiente al Oligoceno medio.

Esta formación se puede observar en Cerro Viejo, Cerro los Tenayos, Cerro el Mirador, Cañada los Sabinos, Cañada el Aguacate y sobre el Cerro Tecuancoalco, (Figura 7), en todos estos lugares se presenta como afloramientos de ignimbritas y en algunos casos como derrames lávicos con pseudoestratificación con abundantes ojos de cuarzo.

La presencia de este tipo de rocas como flujos riolíticos, se caracteriza por presentarse de color blanquecino a veces con coloraciones o franjas rojizas-amarillentas tenues debido a una baja o débil oxidación, presenta una textura vítrea a porfídica con una matriz fina blanqueada, abundantes ojos de cuarzo menores de 1.5 mm, pirita oxidada, feldespatos y biotita, además se pueden apreciar estructuras de flujo muy características.

Petrográficamente, estas rocas presentan una textura micro porfídica, y están compuestas por cristales de feldespato y cuarzo subhedral <1 mm, en agregados granulares o diseminado, con algunos relictos de plagioclasas de composición sódica como Oligoclasa-Andesina <0.5 mm. Estas rocas presentan una moderada silicificación, que se puede encontrar en las zonas alejadas al cuerpo intrusivo, como se observa en la muestra LC-M-4, (Foto 10); mientras que las que se encuentran más cercanas a las rocas intrusivas, presentan una ligera feldespatización además de la presencia de piroxenos <0.2mm; como se observa en las muestras LC-347, LC-364, LC374 y LC-10, (Foto 11).

También, se presenta con una textura eutaxítica, característica rugosa con vesículas o cavidades aplanadas (flamas) en superficie; contiene minerales arcillosos de colores blanquecinos o amarillentos, también, puede presentar pequeños fragmentos de roca subangulares <8 cm, cristales de cuarzo subhedrales <0.5 cm y una débil o nula oxidación.

Petrográficamente, estas rocas presentan una textura microcristalina, compuesta de cristales de feldespatos alcalinos, cuarzo y plagioclasas. Los cristales de cuarzo son subhedrales y miden <1 mm, los cristales de plagioclasas son de tipo sódico desde Oligoclasa-Andesina, estas rocas no presentan alteración alguna, o una débil silicificación, como se observa en la muestra LC-01 (Foto 12). Mientras que en el Cerro Colorado su composición parece ser mayormente latítica con diques riolíticos, en este sitio la roca está alterada por un evento hidrotermal, con zonas fuertemente argilizadas, silicificadas y algunas con alunita. Presenta un fuerte sistema de fracturamiento con dirección NE-SW y fuerte alteración silíceo.





Foto 10. Microfotografía: Muestra LC-M-4, con luz polarizada a 4x. Se pueden observar varios cristales de cuarzo subhedral <1 mm, en una matriz ligeramente silicificada, con presencia de óxidos de hierro y minerales opacos. Tipo de roca: Riolita.

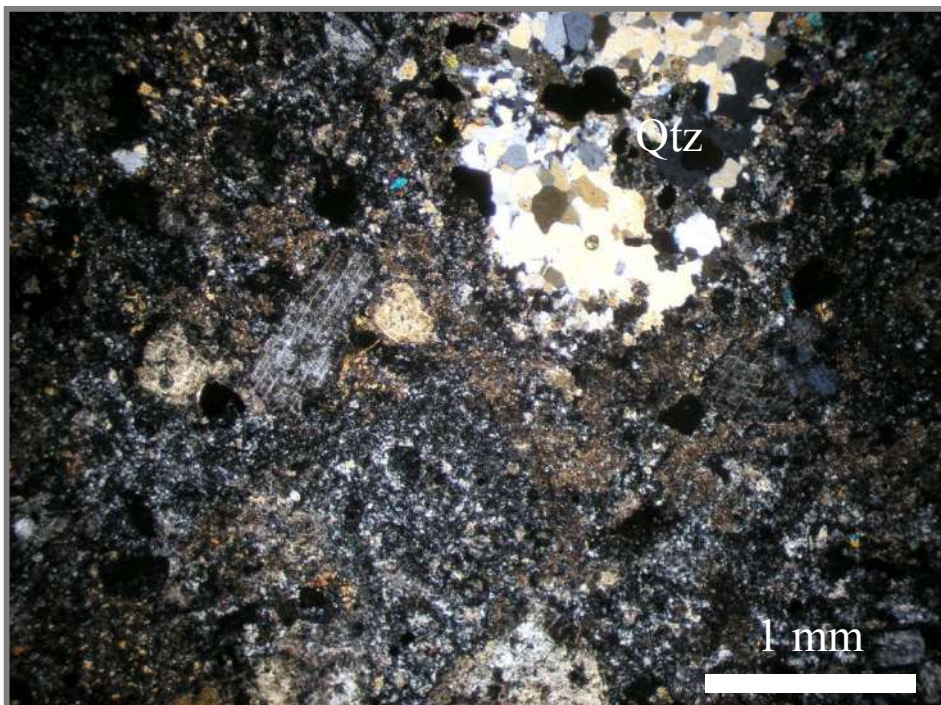


Foto 11. Microfotografía: Muestra LC-347, con luz polarizada a 4x. Se pueden observar cristales de cuarzo agrupados (ojos de cuarzo <1.5 mm), en una matriz silicificada y una leve feldespaticación. Tipo de roca: Riolita.



Foto 12. Microfotografía: Muestra LC-01, con luz polarizada a 4x. Se pueden observar cristales de cuarzo y plagioclasas, además de cristales de biotita y óxidos en una matriz con una débil silicificación. Tipo de roca: Ignimbrita.

### **5.5 Rocas Intrusivas- Diorita Jalostoc (Igi)**

Es importante aclarar que Ordaz-Ayala (1977) describe como Diorita Jalostoc, en general a todo el conjunto de cuerpos intrusivos de tipo diorítico - granodiorítico - cuarzomonzonítico, los cuales, en el área de estudio, se encuentran cortando a la Fm. Morelos y Cuautla y a los conglomerados calcáreos de la Fm. Balsas y volcánicas de la Fm. Tlayca, y es posible observar o inferir estos contactos en el área de estudio, formando una aureola de metasomatismo con desarrollo de skarn de granate. Grajales-Nishimura y Sánchez-Hernández (1979) infieren que hubo dos etapas de intrusión magmática, una de composición diorítica y otra granodiorítica a cuarzo monzonítica, ambas emplazadas en el Oligoceno tardío.

Morfológicamente este cuerpo intrusivo se presenta con una forma alargada en dirección casi norte-sur de 8 km de largo y 3.5 km de ancho, alcanzando una

diferencia de altura de hasta 420 metros con respecto a la zona de valles y una altitud máxima de 1,700 m.s.n.m.

En el área de estudio presenta una composición granodiorítica a cuarzomonzonítica en la zona norte, (Foto 13) y con una composición diorítica hacia la zona sur, (Foto 14). De Cserna y Fries (1974) definieron esta roca como una diorita formada por andesina, oligoclasa, ortoclasa, cuarzo, augita y biotita, con apatito y circón como accesorios. La composición es aparentemente diorítica con variaciones a granodiorita y cuarzomonzonita, de color gris oscuro a verdoso, en ocasiones blanquecina-rosa claro, moteada, con una textura granular a porfídica con fenocristales de diferentes tamaños de plagioclasas <5 mm de largo, horblenda, esfenas y piroxenos (augita?), también, presenta abundantes sulfuros como pirita, pirrotita y probable calcopirita. Por lo general este tipo de roca es magnética debido a su contenido de magnetita y pirrotita.

En el área de estudio se pueden observar o inferir estos contactos. Los afloramientos de estos cuerpos intrusivos, se encuentran distribuidos en la mayor parte de esta sierra. De Cserna y Fries (1974) y Pantoja Alor (1983), obtuvieron una edad de  $30 \pm 3$  Ma (Oligoceno tardío), por el método plomo-alfa, de cristales de zircón, de una muestra obtenida de los afloramientos, de composición diorítica, localizados en la zona sur. Grajales-Nishimura y Sánchez - Hernández, (1979), le asignan una edad del Oligoceno inferior – superior, ya que se encuentra intrusionando a las formaciones Morelos, Cuautla y Balsas y parte de la Fm. Tlayca.



Foto 13. Afloramiento del intrusivo de composición granodiorítica - cuarzomonzonítica, de la zona norte (Diorita Jalostoc).



Foto 14. Afloramiento del intrusivo de composición diorítica, de la zona centro-sur (Diorita Jalostoc).

Petrográficamente las rocas de composición diorítica en el área de estudio, están compuestas por cristales de plagioclasas <5 mm que varían desde Oligoclasa-Andesina con una feldespatización que afecta a estos cristales desde los bordes hacia el centro de estos; además de la presencia de piroxenos ya sean orto o clinopiroxenos, cuarzo anhedral <5%, horblenda y una abundancia de granates, indicando con esto la presencia de la zona de alteración progradante, como se puede observar en la Muestra LC-05 y LC-2, (Foto 15). Como minerales accesorios presenta magnetita-pirrotita, esfena y zircón. Esta roca presenta un magnetismo fuerte a moderado (pirrotita-magnetita). Los cristales de granate-piroxenos y sulfuros pueden presentarse también rellenado fracturas junto con pirrotita-pirita como parte de la zona del endoskarn. Estas rocas se pueden encontrar en la zona centro y sur del área de estudio y se encuentran rodeadas de extensos halos de granate-piroxenos-escapolita.

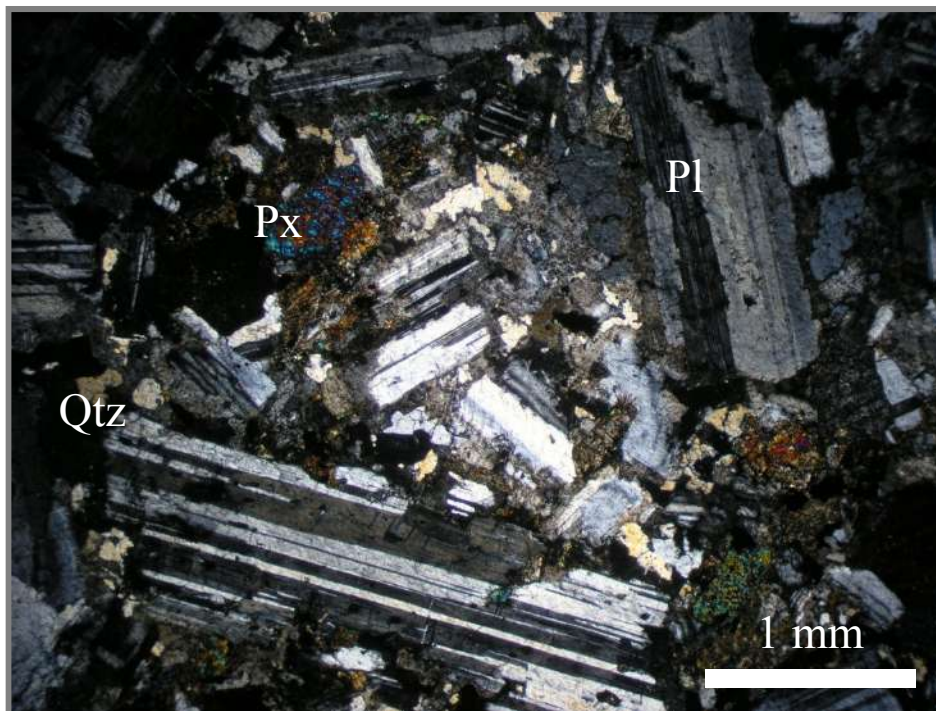


Foto 15. Microfotografía: Muestra LC-05, con luz polarizada a 4x. Muestra de roca de composición porfírica con fenocristales de plagioclasas (Oligoclasa-Andesina), cuarzo anhedral y piroxenos, con una ligera feldespatización. Tipo de roca: Diorita.

Petrográficamente, las rocas de composición granodiorítica a cuarzomonzonítica, están compuestas por cristales de plagioclasas <3mm que

varían de Oligoclasa-Andesina, con una feldespatización alterando los bordes de estos cristales y la matriz de la roca. También presenta cristales de cuarzo <0.5 mm en un porcentaje de 15%, junto con biotita-horblenda y piroxenos, que en la muestras LC-404, LC-7, LC-321 y LC-377, (Foto 16), se pueden observar a simple vista. Como minerales accesorios, presentan magnetita-pirrotita-esfena-zircón; presentando un magnetismo moderado. Estas rocas se encuentran, mayormente, en la zona centro y norte del área de estudio, con bordes de skarn de granate y piroxenos, muy cercano al contacto con las rocas carbonatadas (límite endo - exoskarn).



Foto 16. Microfotografía: Muestra LC-404, con luz polarizada a 4x. Muestra de roca de composición Granodiorítica con fenocristales de plagioclasas (Oligoclasa-Andesina), cuarzo subhedral y piroxenos, con una moderada a fuerte feldespatización. Tipo de roca: Granodiorita.

## **5.6 Rocas Volcánicas Andesíticas- Grupo Tepexco (Toxt)**

Las andesitas encontradas en el área de estudio, anteriormente no han sido mencionadas por los diferentes investigadores que han estudiado ésta localidad; probablemente esto se deba a que los afloramientos encontrados son escasos y discontinuos, (Foto 17). Posiblemente formen parte los eventos volcánicos

correspondientes a la cubierta continental ígnea, la cual se divide en riolitas del Oligoceno y andesitas del Oligoceno tardío; donde los depósitos volcánicos andesíticos son diferenciados por su ubicación regional; dentro de ellos la Fm. Buena Vista, Grupo Ixtlilco y el Grupo Tepexco, donde este último es el correspondiente a la parte sudoriental del Estado de Morelos y está conformado por derrames de lava andesítica, dacítica y riódacítica con intercalaciones de material volcanoclástico. Los afloramientos del Grupo Tepexco, se localizan a menos de 5 km al sureste del área de estudio y se encuentran en contacto con los cuerpos intrusivos de Chalcatzingo.

Para estas andesitas del Grupo Tepexco Ordaz-Ayala (1977), propone una edad del Oligoceno tardío- Mioceno en base a su relación estratigráfica, el cual sobreyace discordantemente a todas las unidades carbonatadas del Cretácico y subyace a la Fm. Cuayuca y Tlayecac. No obstante, éste es un caso similar al del Grupo Ixtlilco, el cual está asociado al magmatismo de la Sierra Madre del Sur que en buena parte de esta provincia finaliza hacia los 24 Ma. por lo que pudiera tener una edad del Oligoceno tardío.

En el área de estudio estos afloramientos están asociados al cuerpo diorítico, aunque el contacto entre ambas unidades no está bien definido. Otra posibilidad sería que estos afloramientos supuestamente andesíticos, correspondan a la zona de enfriamiento del intrusivo diorítico, ya que los afloramientos solo se encuentran alineados al sistema estructural principal, sobre el cuerpo intrusivo, indicando que ocurrió una etapa de enfriamiento rápido dentro de este sistema.

Esta andesita presenta una textura microporfírica con una matriz fina de color gris oscuro a verdoso, con abundantes fenocristales de plagioclasas, hornblendas y piroxenos. Otra característica importante de esta roca es su fuerte magnetismo debido a la presencia de pirrotita y magnetita. En zonas cercanas al skarn de granate y escapolita-analcima, la andesita presenta vetillas rellenas de sulfuros, piroxenos y otros minerales opacos. Los afloramientos correspondientes a este tipo de rocas se encuentran a lo largo del Cerro Las Plasencias, zona sur del área

de estudio, (Figura 7), ocurren en forma de pequeños afloramientos de roca, muy cercanas a la zona de skarn de granate-escapolita-piroxeno.

Petrográficamente estas rocas andesíticas están compuestas de más del 90% de plagioclasas sódicas como Oligoclasa-Andesina <0.2 mm, con una textura fluidal, estos cristales no presentan una feldespatización como es el caso de las rocas dioríticas cercanas a las andesíticas, pero si presentan piroxenos <0.2 mm y además de pirrotita-magnetita, ya sean diseminados o rellenando fracturas, dándole a esta roca propiedades magnéticas muy fuertes, como se observa en las muestras LC-M-1, LC-M-7 y LC-6, (Foto 18).



Foto 17. Aspecto del afloramiento de rocas andesíticas, este tipo de roca se puede observar asociado al sistema estructural principal alineado casi norte-sur.





Foto 18. Microfotografía: Muestra LC-M-1, con luz polarizada a 4x. Muestra de roca de composición andesítica, presenta una textura microporfírica con feno y microcristales de plagioclasas (Oligoclasa-Andesina) y piroxenos. Se puede apreciar una microfractura rellena de sulfuros (pirita-pirrotita).

### **5.7 Depósitos Clásticos continentales (TpdC)**

Regionalmente todos los depósitos post Fm. Cuernavaca (depósitos volcanoclásticos continentales del Plioceno), que no fueron depositados por flujos o corrientes lávicas, fueron agrupados en una sola unidad, como depósitos clásticos continentales. En el área de estudio se presentan como depósitos clásticos heterogéneos con fragmentos subangulosos en una matriz compuesta de una mezcla entre ceniza volcánica, suelo y caliche, en paquetes compactos, pero que no se encuentran bien consolidados. Principalmente se componen de materiales variados como detritos de fragmentos gruesos, gravas, arenas, limos y arcillas, marga, turba, ceniza volcánica, suelos y caliche entre otros, (Foto 19). En base a sus relaciones estratigráficas, post Fm. Cuernavaca, pre Fm. Tlayecac, (Fries, 1966), le determina una edad del Plioceno, (Figura 6).



Foto 19. Afloramiento de los Depósitos Clásticos Continentales en la zona sur del área de estudio.

Regionalmente estos depósitos clásticos yacen discordantemente sobre la Fm. Balsas y los Grupos volcánicos del Oligoceno-Mioceno (Tepexco). Se encuentra interdigitados con la Fm. Tlayecac al norte y cubierta por material reciente, (Ordaz-Ayala, 1977). Aunque en el área de estudio no se pueden apreciar estas relaciones estratigráficas. Los afloramientos de este tipo, se pueden encontrar principalmente en los cortes de arroyos y cañadas principales, hacia las zonas este y sur, con espesores mayores a 15m, con una estratificación gruesa.

En sí, este es el conjunto de unidades geológicas encontradas en el área de estudio, con las cuales fue posible armar una columna estratigráfica y plano geológico como son la Figuras 6 y 7 respectivamente, en la cuales es fácilmente visualizar los componentes del tema mencionado como geología del área de estudio. A continuación se hace mención de la definición de skarn y posteriormente se mencionan las características de la zona de skarn en el área de estudio.

## **6 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS SKARNS**

Los yacimientos en skarn han sido descritos en la literatura científica por lo menos desde el siglo XIX. El término skarn fue utilizado por primera vez por los mineros suizos, para designar una roca constituida por silicatos (anfíboles, piroxenos, granates, etc.), de ciertos depósitos de hierro que se formaban principalmente en calizas y dolomías, (Evans, 1993). En Norteamérica, este término fue utilizado como sinónimo de tactita. Un gran número de autores contemporáneos han adoptado la sugerencia propuesta por Einaudi et al. (1981) de utilizar los términos skarn y yacimientos en skarn como términos descriptivos basados en la mineralogía contenida en cada uno y libre de implicaciones genéticas.

La característica de los skarns, a diferencia de otros tipos de depósitos minerales, es la presencia de una ganga de grano grueso generalmente rica en hierro, así como la presencia de una mezcla de silicatos de Ca-Mg-Fe-Al, formados por procesos metasomáticos a temperatura relativamente alta. Así, la mineralogía que define a una roca como skarn es una variedad de minerales calcosilicatados dominados por granate y piroxeno, (Meinert et al., 2005).

Los términos exoskarn y endoskarn se aplican al reemplazo de carbonatos e intrusivo, respectivamente, aunque algunos autores utiliza el término endoskarn para los skarn formados en cualquier roca aluminosa incluyendo lutitas y rocas volcánicas (Figura 8). Otros autores emplean el término skarn silíceo para referirse a cualquier reemplazo metasomático. En terrenos profundos, donde los plutones están menos fracturados y la circulación de fluidos es más restringida, el skarn solo desarrolla una zona estrecha muy próxima al intrusivo.

En los casos en los que el skarn esté bien desarrollado, la mena se encuentra, por lo general en el exoskarn; sin embargo, en ausencia de rocas carbonatadas, la mena puede encontrarse en el endoskarn.

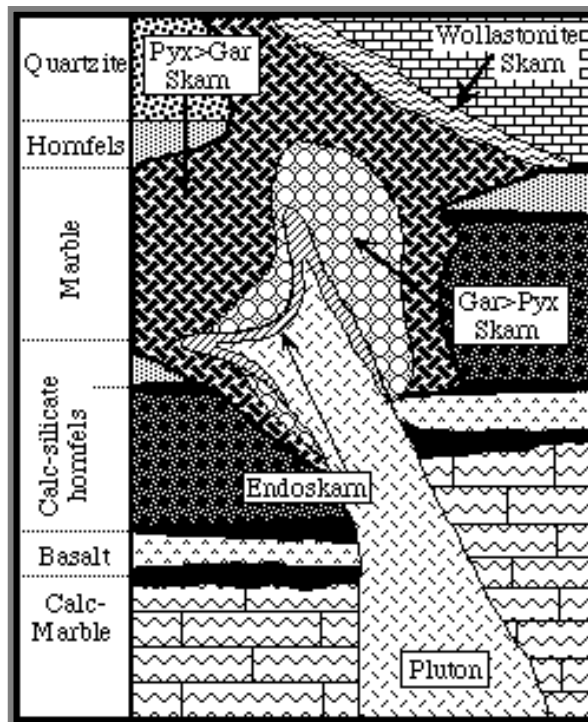


Figura 8. Zonación que sucede en la mayoría de los skarn la cual copia la geometría del contacto del plutón y los flujos de fluidos. Gar= granate, Pyx= piroxeno. Modificado de Meinert (1983).

La clasificación del exoskarn puede hacerse con base a la mineralogía dominante, la cual en la mayoría de los casos refleja la composición de la roca carbonatada reemplazada. Los skarns magnésicos contienen un componente importante de silicatos de magnesio, tales como forsterita o sus productos de alteración serpentina comúnmente asociada con diópsido, calcita y espinela. Los skarns cálcicos contienen abundantes silicatos de Ca o Ca-Fe, tales como andradita y hedenbergita.

Con frecuencia en la literatura se habla de skarns según su mineralogía y temporalidad de formación (Figura 9), por ejemplo skarn progrado, o facies progradante para referirse a la facies precoz, de mayor temperatura, rica en granate y piroxena; y de skarn retrogrado o facies retrógrada para referirse a la facies tardía, de menor temperatura, rica en calcita-epidota-clorita. Otra forma práctica de clasificar los skarns, se basa en el contenido principal del metal

### Características generales de los skarns

económico (Einaudi et al., 1981), de tal forma que han sido clasificados en skarns de Au, Cu, Fe, Mo, Sn, W y Zn-Pb.

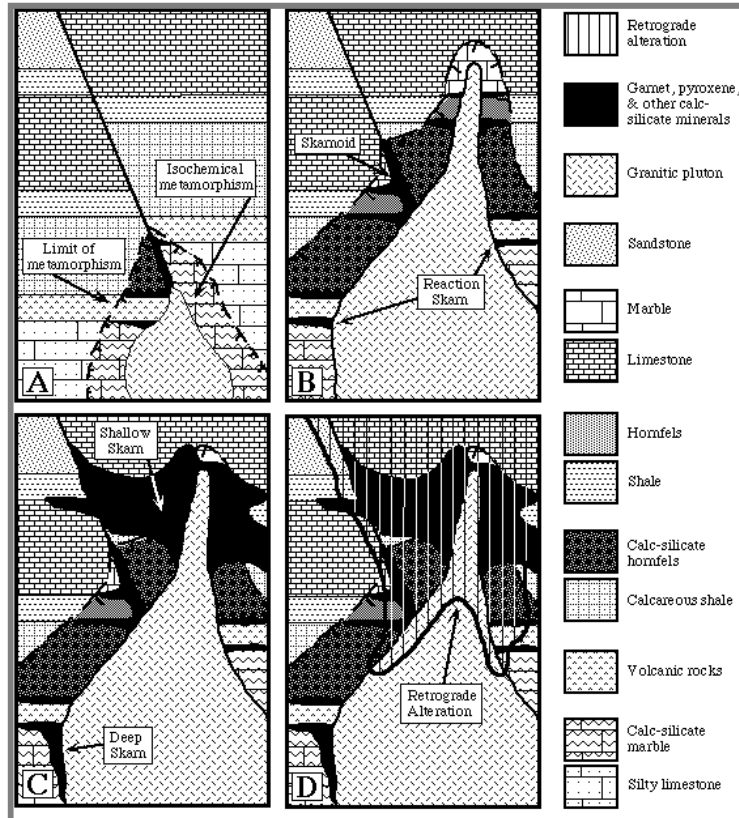


Figura 9. Etapas en la evolución de un plutón asociado a depósitos tipo Skarn. Modificado de Meinert (1983).

En general, los yacimientos de tipo skarn se presentan en ambientes geológicos variados que van desde el Precámbrico hasta el Terciario Tardío. La mayoría de los depósitos de importancia económica son relativamente jóvenes y están relacionados con actividad magmática-hidrotermal asociada con plutonismo diorítico a granodiorítico en cinturones orogénicos, (Einaudi y Burt, 1982).

## **7 CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE SKARN EN LA SIERRA DE TLAYCA Y TLAYECAC.**

A lo largo de toda la zona serrana de Tlayca y Tlayecac, se pueden observar evidencias de la formación de skarn en sus fases de endoskarn y exoskarn, presentando un abundante desarrollo de minerales como granate, piroxenos, escapolita y wollastonita debido al intercambio mineralógico entre la roca intrusiva y las diferentes rocas carbonatadas (metasomatismo), formados durante la etapa de skarn progrado y retrogrado.

Este tipo de skarn se presenta como grandes masas extendidas en forma de halos o zonamiento de granate, piroxeno, escapolita-analcima, wollastonita, además de hornfels y mármol en menores cantidades hacia las periferias como evidencias de un metamorfismo de contacto. La presencia de estos minerales ocurre de forma independiente o combinada entre ellos, situándose a lo largo del cuerpo intrusivo (Figura 10). Esta alteración puede presentarse rellenando fracturas o en forma de parches o costras dentro del cuerpo intrusivo o de formas masivas en las rocas carbonatadas (evidencias del endoskarn y exoskarn). Según Grajales-Nishimura y Sánchez -Hernández (1979), se trata de zonas de skarn y mármol, formadas las últimas por recristalización de la Fm. Cuautla y las primeras por metasomatismo debido a la adición de cantidades apreciables de sílice, aluminio, hierro y titanio por parte de los cuerpos intrusivos.

Anteriormente, el área de estudio ha sido prospectada por Au-Ag, Zn, Fe y granate, presentando varias obras mineras pequeñas en zonas del skarn masivo, desarrolladas principalmente sobre los sistemas estructurales principales. Es notoria la concentración de minerales calcosilicatados contenidas en las rocas intrusivas y la presencia de zonas marmolizadas y hornfels, demostrando así una fuerte alteración a skarn, siendo esta clara evidencia la alteración progradante.

## Características de la zona de skarn en la sierra de Tlayca y Tlayecac

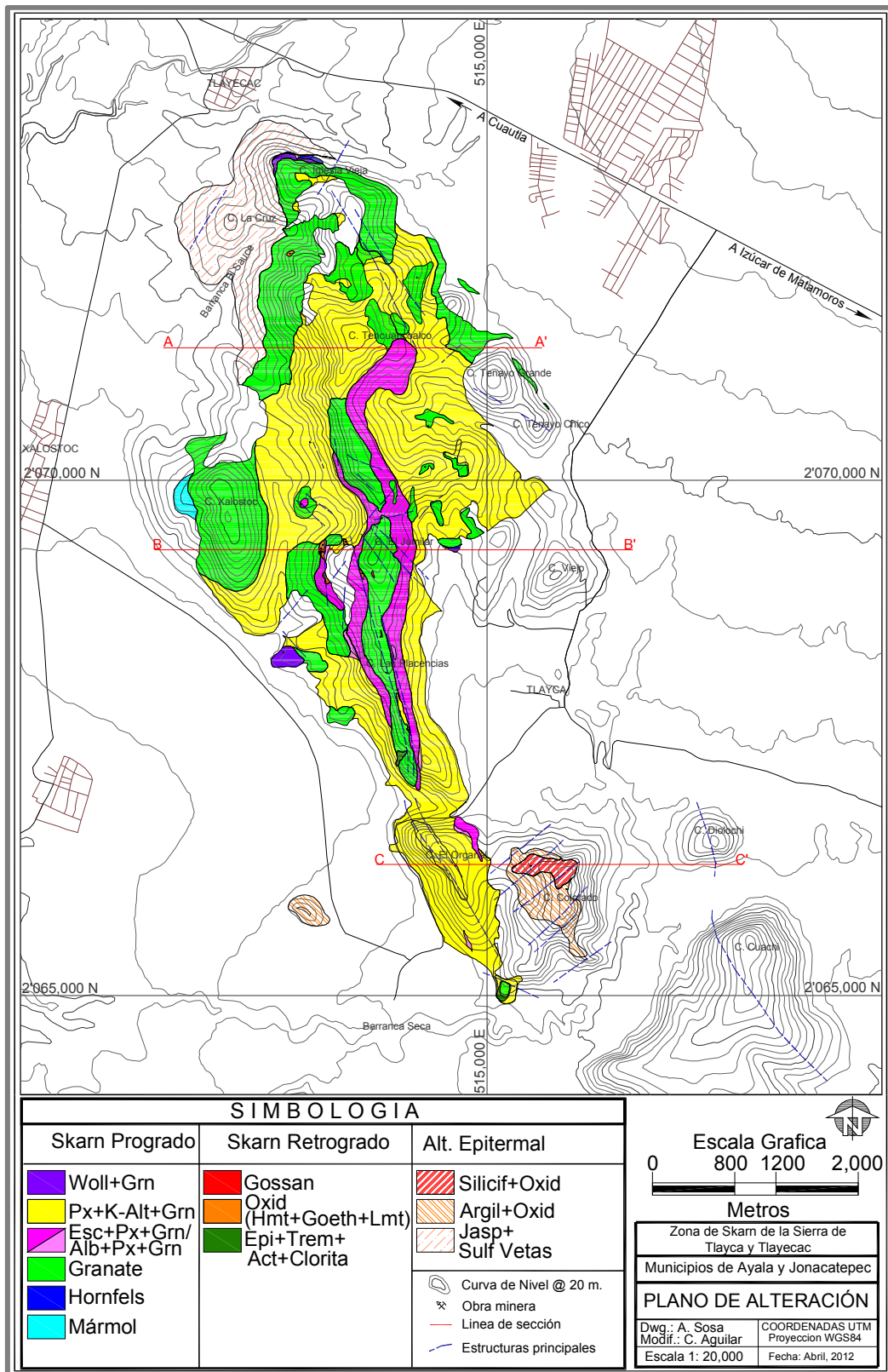


Figura 10. Mapa de alteración del área de estudio, en el cual de diferencia de forma general la zonación de los minerales calcosilicatados encontrados dentro del sistema de skarn.

### ***Características de la zona de skarn en la sierra de Tlayca y Tlayecac***

---

La presencia de zonas de alteración retrograda se encuentran constituidas por evidencias de minerales hidratados como clorita, epidota, tremolita-actinolita, además de calcita secundaria, relictos de zonas de gossan y óxidos derivados de pirita-pirrotita, restringidas a lo largo de sistemas estructurales que al parecer son las que representan el interés económico del área de estudio, ya que sobre estas estructuras, se desarrollaron pequeños trabajos mineros antiguos.

Para los fines y comprensión de este estudio ha sido posible dividir las zonas de exoskarn y endoskarn, encontrando sus evidencias en la mayor parte del área de estudio. Además ha sido posible reconocer y diferenciar el zonamiento de minerales calcosilicatados típicos de depósitos de skarn en rocas carbonatadas, catalogándolos dentro de la etapa de skarn progradante y minerales hidratados correspondientes a la etapa de skarn retrogrado, los cuales se describen a continuación.

#### **7.1 Exoskarn**

La zona determinada como exoskarn fue desarrollada durante el proceso de formación del skarn debido a procesos metasomáticos, los cuales se llevaron a cabo debido a la ascensión de fluidos de alta temperatura enriquecidos en el contenido de silicio, aluminio, y menores cantidades de titanio y hierro, a través de fracturas en el cuerpo del intrusivo ascendiendo hacia fuera y penetrando a la roca encajonante, formándose así la variedad de minerales calcosilicatados. La zona de exoskarn se puede apreciar principalmente en la zona norte y los límites sur-oeste, cercano al contacto entre el cuerpo intrusivo con el conglomerado calcáreo y las calizas, respectivamente (Foto 20), la zona de influencia está formada principalmente por relictos o parches marmolizados y zonas masivas de granates (andradita, grosularita, uvarovita) reemplazando parcial o completamente a las rocas carbonatadas. También se pueden observar relictos del exoskarn en otras zonas, por ejemplo hacia la zona sur donde se observan grandes cuerpos enriquecidos por calcita recristalizada, granate y wollastonita, además de extensas zonas de caliche formadas por la disolución de las rocas carbonatadas. La extensión del exoskarn no se puede apreciar más allá de las zonas



### ***Características de la zona de skarn en la sierra de Tlayca y Tlayecac***

topográficamente elevadas debido a que las unidades carbonatadas se encuentran cubiertas por depósitos clásticos y lahares.



Foto 20. Evidencias de la zona del exoskarn, donde se pueden apreciar la forma masiva de rocas calcáreas reemplazadas por calcosilicatos.

## **7.2 Endoskarn**

La zona del endoskarn fue desarrollada debido al retroceso del flujo de fluidos metasomáticos ahora enriquecidos en calcio, hacia el cuerpo intrusivo diorítico - granodiorítico, a través de estructuras o planos de debilidad, ahora bien para el caso particular del área de estudio, se puede clasificar a éste como una zona de endoskarn de granate-piroxeno, en base a la concentración de estos minerales dentro de este sistema. El desarrollo o evidencias del endoskarn se encuentra presente en la mayor parte del cuerpo intrusivo expuesto en superficie, presentándose como parches, costras y como un fuerte enrejado de fracturas rellenas principalmente de cristales de granate y piroxeno, mostrando una aureola blanqueada de pocos centímetros de espesor, alrededor de estas fracturas dentro del cuerpo intrusivo. La profundidad de esta alteración hacia el centro del intrusivo, no se aprecia en campo, pero es muy notorio el incremento en el grado de

### ***Características de la zona de skarn en la sierra de Tlayca y Tlayecac***

intensidad del desarrollo en forma de costras o parches de calcosilicatos, conforme se acerca al contacto con las rocas carbonatadas o cercano a la zona del exoskarn, (Foto 21).



Foto 21. Evidencias del desarrollo de zonas de endoskarn en rocas intrusivas de composición diorítica, presentando fracturas rellenas de granate y piroxeno.

### **7.3 Alteración Prograda**

Inicialmente al ocurrir el proceso de metamorfismo de contacto, entre el cuerpo intrusivo y las rocas carbonatadas, alteran las propiedades de la roca encajonante y generan el desarrollo de zonas marmolizadas, hornfels y wollastonita hacia la periferia. Durante el proceso de metasomatismo que es donde ocurre un intercambio mineralógico, entre las rocas del cuerpo intrusivo y las rocas encajonantes carbonatadas, desencadenado por la circulación de fluidos a alta temperatura, enriquecidos en silicio, aluminio, y menores cantidades de titanio y hierro. Las soluciones fluyeron a través de las zonas de fractura y debilidad del cuerpo intrusivo. Al ocurrir estos intercambios mineralógicos, dieron lugar a la formación de minerales calcosilicados, produciendo así, halos bien definidos del desarrollo de estos minerales, en base a factores como

### *Características de la zona de skarn en la sierra de Tlayca y Tlayecac*

concentración o enriquecimiento mineralógico, temperatura y presión. La zonación o distribución de estos minerales, formados durante el proceso progradante, es notable en el campo dentro del área de estudio, en un orden proximal a distal de granate –granate+piroxeno –escapolita+granate+piroxeno – wollastonita+granate – mármol+hornfels, según el modelo de la Figura 8.

#### 7.3.1 Zona de Granate

La zona de granate se encuentra desarrollada, principalmente, sobre el eje del que pudo haber sido el pliegue anticlinal de la roca carbonatada encajonante, formando un fuerte halo sobre la cima de la zona serrana, corriendo en dirección casi norte sur, correspondiente a la orientación de los principales sistemas estructurales de este lugar. Esta zona forma un cuerpo de granate masivo compuesto por varios tipos, entre ellos, grosularita  $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ , andradita  $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$  y uvarovita  $\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$ , según Grajales-Nishimura y Sánchez-Hernández, (1979). Los granates se encuentran bien desarrollados llegando a medir de 0.5-5.0 cm de largo, con una pureza moderada a pobre, con variedad de colores como se aprecia en la Muestra LC-05, LC-08 y LC-360 (Foto 22). Dentro de esta zona de granate masivo se encontraron pequeñas obras mineras de las cuales extraían estos cristales de granate, debido a su variedad de tamaños, formas y colores para uso comercial.

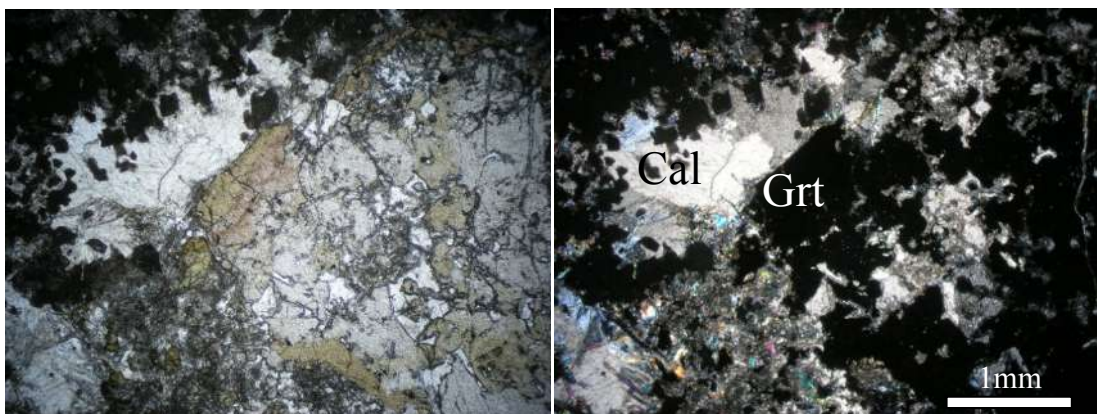


Foto 20. Microfotografía: Muestra LC-360, con luz natural (izq.) y luz polarizada (der.) a 4x. Se puede apreciar la abundancia de fenocristales de granate y en menor proporción clinopiroxeno, en una matriz con cristales de calcita, zona de granate.

### 7.3.2 Zona de Escapolita + Piroxeno + Granate

La zona formada por un extenso halo de cristales de escapolita, piroxenos y granates, se encuentra principalmente en las zonas centro y sur, rodeando al halo de granate masivo, alineado casi norte sur al igual que el sistema estructural principal. Se presenta junto con cristales de piroxenos y granate además de sulfuros como pirita y pirrotita.

La escapolita  $(\text{Na,Ca,K})_4\text{Al}_3(\text{Al,Si})_3\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{Cl,SO}_4,\text{CO}_3)$ , es un silicato complejo que mineralógicamente sería un alumino-silicato de calcio y sodio con carbonato, este mineral metamórfico presenta una fórmula química similar a los feldespatos, formada por un metamorfismo de contacto, indicando un movimiento de sodio en el sistema. En el área de estudio la escapolita, se caracteriza por presentarse como masas o agregados en forma de columnas apiladas o radiales de hasta 3 cm de largo, con coloraciones gris-azulado con brillos tornasol, además de presentarse junto con cristales de piroxeno y granate, (Foto 23).



Foto 21. Muestra de roca con desarrollo de fenocristales de escapolita, los cuales se presentan en forma de masas o agregados columnares de coloración gris azulada porcelanizada.

## *Características de la zona de skarn en la sierra de Tlayca y Tlayecac*

Para poder confirmar la presencia de una zona formada por cristales de escapolita, fue necesario realizar estudios de petrografía como en el caso de la muestra LC-M-6 (Foto 24) y difracción de rayos x, (Gráfico 1). Los resultados fueron interesantes, ya que no solo se confirmó que efectivamente se trataba



Foto 22. Microfotografía: Muestra LC-M-6, con luz natural (izq.) y luz polarizada (der.) a 4x. Se observa un fenocristal de escapolita al fondo, con algunos cristales de piroxeno, granate y plagioclasas subhedrales, zona de escapolita-piroxeno-granate.

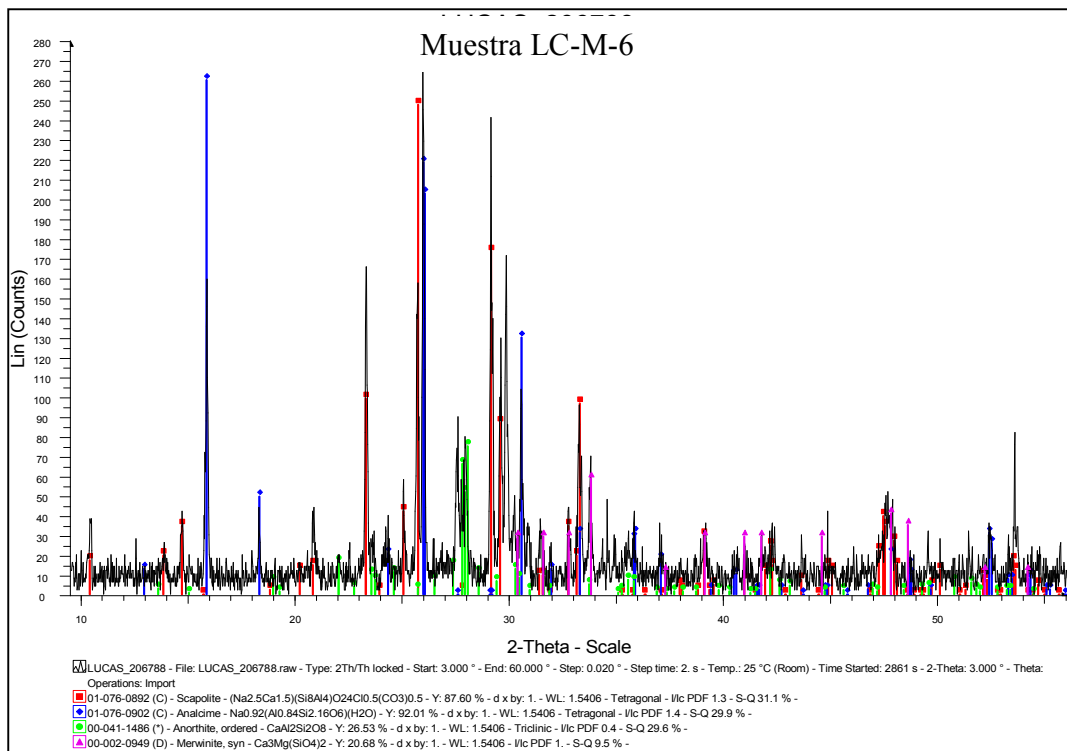


Gráfico 1. Resultado del estudio de difracción de Rayos-X realizado a la muestra LC-M-6, el cual confirma la presencia de escapolita y analcima.

### ***Características de la zona de skarn en la sierra de Tlayca y Tlayecac***

de cristales de escapolita, sino que también se detectó analcima, esto indicaría que existe un metamorfismo de bajo grado posterior a la formación del halo de escapolita. Asociado al halo de escapolita, se pueden encontrar zonas albitizadas, alterando al cuerpo intrusivo, hacia los márgenes exteriores de la zona de escapolita. Se pudo reconocer la presencia de albita,  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , al analizar las muestras petrográficas cercanas al halo de escapolita, junto con evidencias de feldespatización. La presencia de escapolita y albita, indican que uno de los plutones, o cuerpos intrusivos asociados, incluyó un metasomatismo alcalino al sistema de skarn, agregado al metasomatismo primario rico en sílice, aluminio y hierro, o que simplemente representa una fase tardía de la misma intrusión.

#### **7.3.3 Zona de Piroxeno + Granate**

La zona determinada como el halo de piroxenos y granates, se encuentra rodeando al halo de granate masivo en la zona norte, y en la zona sur se encuentra rodeando el halo de escapolita-piroxeno-granate; esto es debido a que el desarrollo del halo de escapolita está asociado únicamente al cuerpo intrusivo diorítico. Las evidencias de la zona de piroxenos se encontraron en la mayoría de las muestras petrográficas que se recolectaron de los cuerpos intrusivos como se observa en las láminas petrográficas de las muestras LC-2, LC-4 y LC-5 (Foto 25). Se pudieron reconocer al menos dos tipos de piroxenos, clino y orto piroxenos, probablemente augita  $(\text{Ca},\text{Na})(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al},\text{Ti})(\text{SiAl})_2\text{O}_6$ , diópsida  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  e hiperstena  $(\text{Fe}^{2+},\text{Mg})_2\text{Si}_2\text{O}_6$  los cuales corresponden a la facies corneana de piroxeno de Turner y Verhoogen de 1975, (Grajales-Nishimura y Sánchez-Hernández, 1979), según la cual estos minerales se formaron a temperaturas entre 600-700°C y presiones menores a 5 kbar.

### *Características de la zona de skarn en la sierra de Tlayca y Tlayecac*

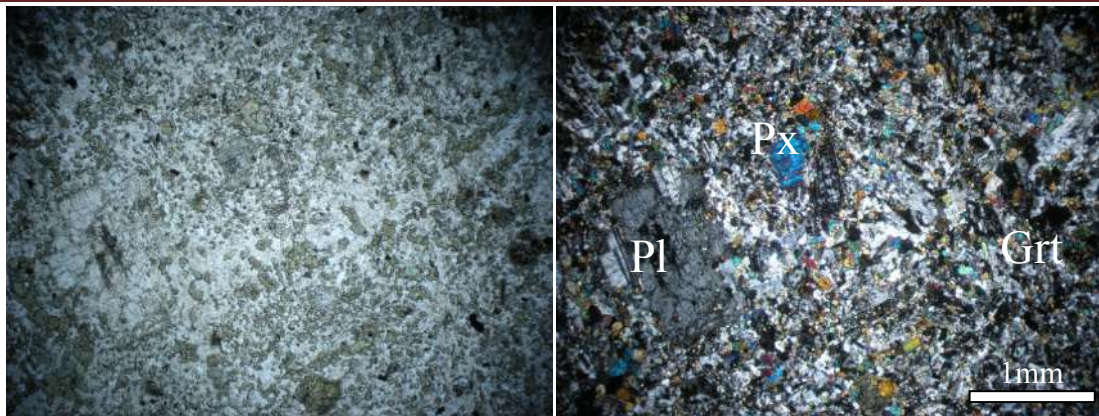


Foto 23. Microfotografía: Muestra LC-4, con luz natural (izq.) y luz polarizada (der.) a 4x. Se observa gran cantidad de fenocristales de piroxenos sobre una matriz compuesta de fenocristales de plagioclasas, zona de piroxeno-granate.

#### 7.3.4 Zona de Wollastonita + Granate

La zona formada por el halo de wollastonita y granate, se puede encontrar en las periferias del sistema estructural principal, cercano a las zonas de exoskarn, en sitios donde es fácilmente inferible el contacto del cuerpo intrusivo con las rocas carbonatadas, estableciendo zonas de wollastonita y granate, poco extensas. Para poder confirmar la presencia de wollastonita, se realizaron estudios petrográficos y de difracción de rayos-x. En las muestras petrográficas LC-459 y LC-460, (Foto 26), se pueden observar los cristales de wollastonita como pequeños cristales aciculares en una matriz carbonatada así como algunos cristales de granate y piroxeno.

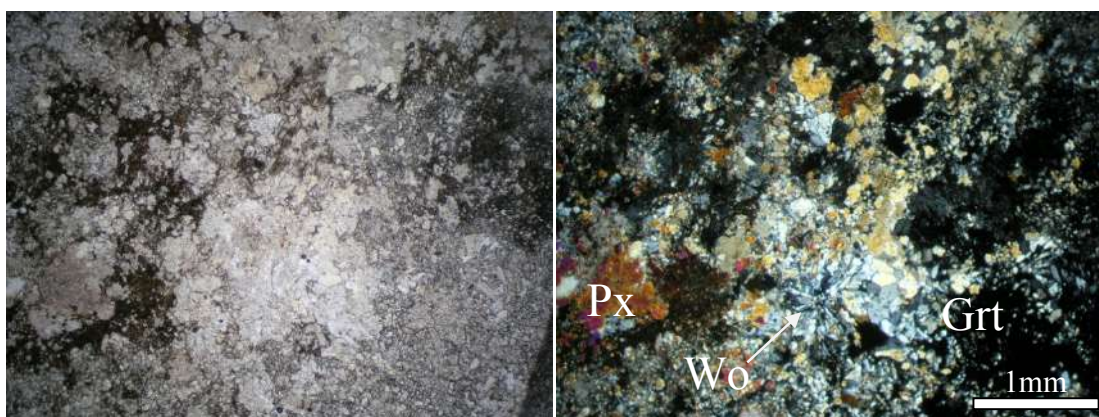


Foto 24. Microfotografía: Muestra LC-460, con luz natural (izq.) y luz polarizada (der.) a 4x. Escasos cristales de wollastonita rodeados por abundantes fenocristales de granates y piroxenos dominando sobre una matriz con relictos de calcita, zona de wollastonita-granate.

## *Características de la zona de skarn en la sierra de Tlayca y Tlayecac*

Los resultados del estudio de difracción de rayos-x, (Gráfico 2) confirmaron la presencia de cristales de wollastonita  $\text{CaSiO}_3$ , además del tipo de granate encontrado en esa zona, el cual corresponde al tipo grosularita  $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ , ambos minerales típicos de un ambiente de metamorfismo de contacto en rocas calcáreas o marmolizadas.

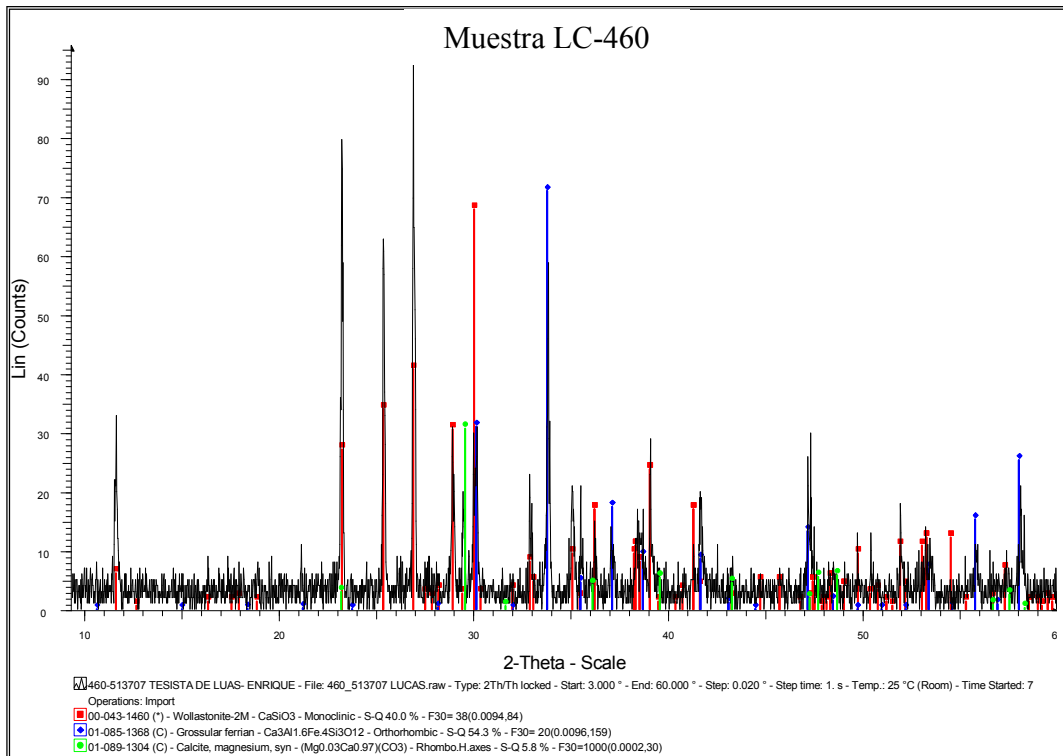


Gráfico 2. Resultado del estudio de difracción de Rayos-X realizado a la muestra LC-460, el cual confirma la presencia de wollastonita y grosularita.

### 7.3.5 Zona Marmolizada y de Hornfels

En el área de estudio, las zonas marmolizadas son escasas y de muy poca extensión, encontrándose como relictos de una zona semi marmolizada en los bordes o periferias del halo de wollastonita en la zona norte, en el Cerro de La Cruz, junto con afloramientos de zonas de hornfels, formada por capas delgadas, compuestas por material fino a grueso granular, de color café claro a beige, que en muestras petrográficas presentan evidencias de un protolito calcáreo, según Grajales-Nishimura y Sánchez -Hernández (1979), corresponden a la Fm. Cuautla.



### ***Características de la zona de skarn en la sierra de Tlayca y Tlayecac***

---

Se pueden encontrar pequeños cuerpos con desarrollo de mármol, hacia el este del Cerro Colorado, cercano a una zona de contacto entre las rocas carbonatadas y rocas volcánicas (Foto 5).

El cuerpo marmolizado más importante, relacionado a este sistema de skarn, se encuentra restringido al flanco occidental del Cerro San Juan. Esta zona se encuentra dentro del territorio perteneciente al poblado de Jalostoc, la cual estaba restringida para poder realizar estudios geológicos, por lo cual solo se obtuvieron datos bibliográficos de ella.

#### **7.4 Alteración Retrógrada**

A partir de la depositación de los sulfuros, generalmente continúa una etapa de cese del desarrollo del skarn, debido a una disminución de la actividad magmática y una consecuente disminución de la temperatura del sistema. Durante el enfriamiento del cuerpo intrusivo y la circulación de aguas de temperaturas más bajas, oxigenadas, dan inicio a la etapa de alteración retrógrada, en la cual los minerales calcosilicatados metamórficos y metasomáticos, son modificados por la disolución del calcio e introducción de volátiles en el sistema de skarn, formando nuevos minerales hidratados de baja temperatura, a partir de estos minerales anhidros. Dentro de estas fases minerales hidratadas encontramos epidota, clorita y calcita secundaria reemplazando a grosularita; cuarzo, óxidos de hierro, y calcita reemplazando andradita; tremolita-actinolita reemplazando diópsido, (Foto 27).



Foto 25. Evidencias de alteración retrógrada en una muestra de mano tomada de una de las pequeñas obras mineras encontradas en el área de estudio, la cual presenta clorita, tremolita-actinolita y óxidos de hierro (Hematita-Limonita-Pirita oxidada).

Además de las de zonas con fuerte oxidación, con Hematita pervasiva+ Goethita+ Limonita+ PyOx, como relictos de una zona de gossan, controladas por el sistema estructural principal. En el área de estudio es muy notable este sistema presentando una dirección casi norte-sur, sobre la cual se encontraron algunas pequeñas obras mineras antiguas, en zonas de alto grado de oxidación, en las cuales esta alteración se impone a la alteración progradante. Las evidencias de la alteración retrógrada en campo, en general, son escasas, con poca influencia, pero es posible inferir que este tipo de alteración pudiera tener una extensión a lo largo del sistema de skarn de hasta 2 kilómetros, al compilar los datos de las obras mineras asociada al sistema estructural, principalmente hacia la zona sur dentro del sistema de skarn.

## 8 SISTEMAS ESTRUCTURALES

En el área de estudio se puede reconocer un sistema estructural principal NNW-SSE, relacionado a la zona de skarn, que varía de norte a sur, curvando su dirección de sur hacia el sureste. De forma general se puede subdividir en tres zonas estructurales con una tendencia similar: zona norte, zona centro-sur y extensión sur. La zona norte presenta un lineamiento estructural casi norte-sur con una tendencia vertical. Compreendida por un sistema de fracturas y fallas menores alineadas en esta dirección, todas las mediciones tomadas sobre rocas intrusivas. Desde el contacto norte con las rocas sedimentarias cercanas al Cerro de la Cruz, rumbo al sur, hacia el Cerro Tecuancoalco.

Dentro de estos sistemas estructurales se puede identificar el desarrollo de endoskarn o alteración progradante, más que alteración retrograda. El promedio de las mediciones estructurales indican una dirección azimutal de 179° y una inclinación 84° al oeste, (Figura 11).

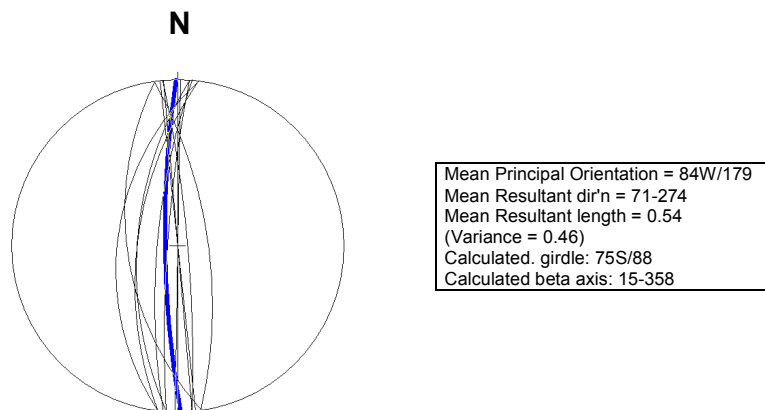


Figura 11. Proyección estereográfica del sistema estructural zona norte.

La zona centro-sur presenta un sistema estructural con una dirección casi norte sur con una tendencia vertical. Las estructuras encontradas en esta zona se componen de sistemas de fracturamiento bien definidos y fallas paralelas, en rocas intrusivas. Desde el Cerro El Jumilar y a lo largo del Cerro Las Plasencias. Dentro de estos sistemas estructurales se identificaron las evidencias más notorias del desarrollo de zonas de alteración retrógrada y sobre las cuales se

encontraron la mayor cantidad de pequeñas obras mineras enfocadas al seguimiento de estas estructuras. El promedio de las mediciones estructurales indican una dirección azimutal de  $169^\circ$  y una inclinación  $85^\circ$  al oeste, (Figura 12).

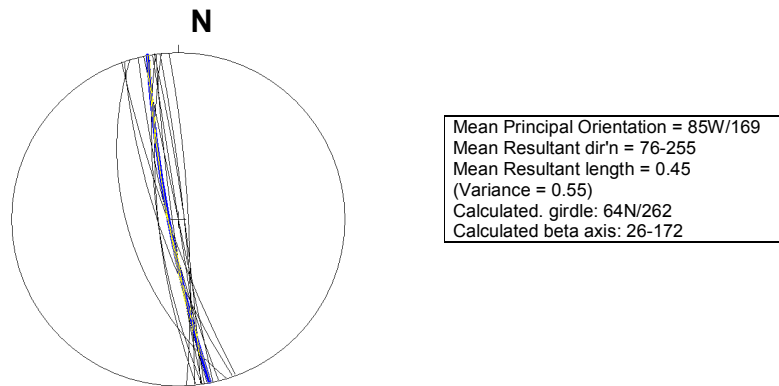


Figura 12. Proyección estereográfica del sistema estructural zona centro-sur.

La zona sur presenta un sistema estructural con una dirección NNW-SSE con una tendencia subvertical. Las estructuras encontradas en esta zona se componen de sistemas de fracturamiento paralelos bien definidos, en rocas intrusivas. A lo largo del Cerro El Organal, dentro de este sistema estructural las evidencias del desarrollo de skarn son más débiles que en las zonas hacia el norte. El promedio de las mediciones estructurales indican una dirección acimutal de  $149^\circ$  y una inclinación  $77^\circ$  al oeste, (Figura 13).

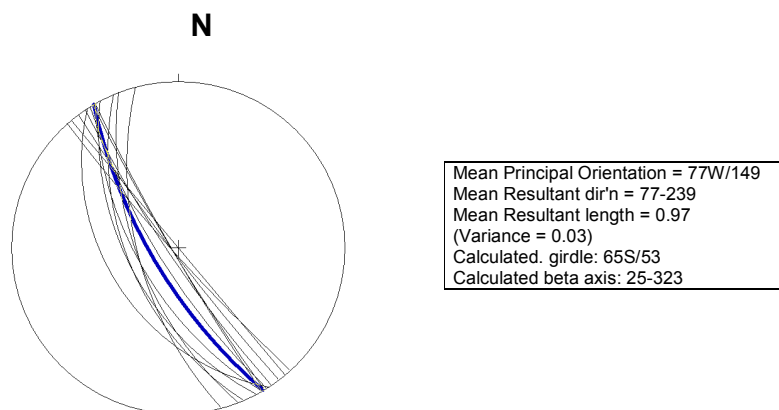


Figura 13. Proyección estereográfica del sistema estructural zona sur.

Finalmente para poder visualizar de forma concreta toda la información mencionada anteriormente, se realizaron tres secciones geológicas en dirección este-oeste viendo hacia el norte, como parte del complemento de los planos

geológico y de alteración de la zona de estudio; en estas secciones es posible apreciar las diferentes unidades geológicas encontradas en el área de estudio y sobre las cuales se empalman de forma inferida los diferentes halos de alteración o zonación de minerales calcosilicatados característicos de la zona de skarn, además de los principales sistemas estructurales. Cabe mencionar que estas secciones son parte de la interpretación de los resultados del estudio geológico superficial del área de estudio de la cual los contactos y la amplitud de las diferentes zonas de alteración son inferidos para los efectos de este estudio geológico (Figura 14).

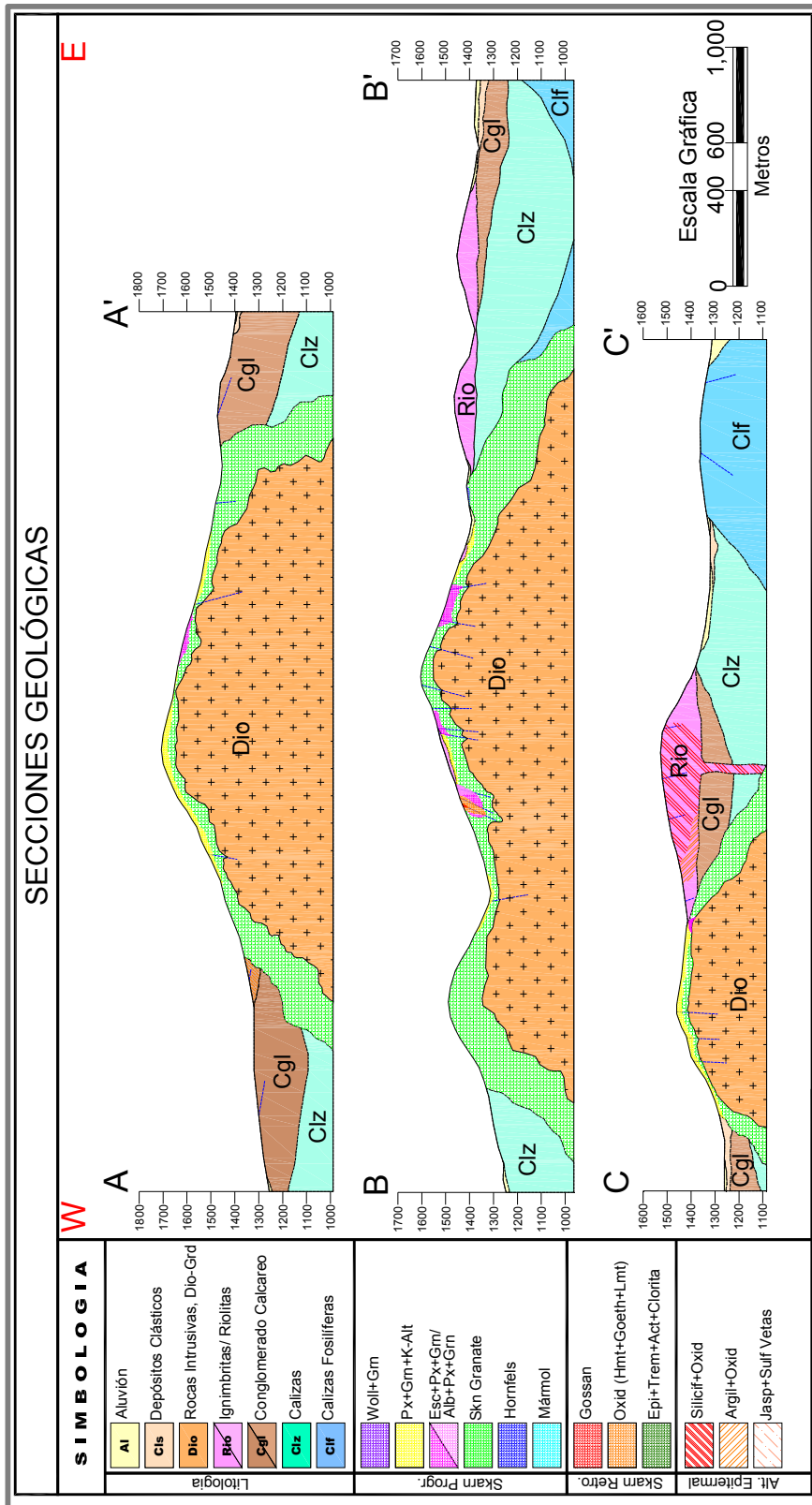


Figura 14. Secciones geológicas del área de estudio, en las cuales se agruparon la geología, zonación de minerales calcosilicatados, alteración y sistemas estructurales principales. Ver su localización en la Figura 7.

## **9 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

El magmatismo Terciario de la Sierra Madre del Sur, inicia en el Paleoceno con un evento plutónico, acompañado de vulcanismo comagmático, que continua durante el Eoceno, produciendo un cinturón de batolitos a lo largo de toda la Cuenca del Río Balsas y que culmina en el Oligoceno con el emplazamiento del tronco diorítico de Tlayca, hace  $30\pm 3$  Ma desarrollado en un ambiente tectónico de margen continental activo.

Es evidente que debido a la intrusión de estos cuerpos de composición dioríticos - granodioríticos - cuarzo monzoníticos, enriquecidos en silicio, aluminio, hierro y titanio, afectaron fuertemente y principalmente a las diferentes rocas encajonantes carbonatadas encontradas en área de estudio, iniciado por un evento de metamorfismo de contacto y posteriormente continuó desarrollándose debido a los procesos metasomáticos a causa de la participación de fluidos magmáticos, metamórficos y meteóricos, involucrados durante todo el proceso, formando minerales calcosilicatados y zonas de alteración que dieron lugar a la formación del skarn, con posibilidades de mineralización económica.

El desarrollo de la zona de skarn que se encuentra en la sierra de los poblados de Tlayca y Tlayecac, ha sido estudiado anteriormente, por la presencia de ciertos rasgos que podrían indicar que se trata de un yacimiento polimetálico, probablemente de Cu-Pb-Zn. Pero, aunque presenta grandes evidencias de una facies prógrada y en menor proporción se muestra una facies retrógrada, ambas facies dentro de este sistema, se encuentran enriquecidas en calcosilicatos, piroxenos, óxidos y sulfuros como pirita, pirrotita, esfena y zircón, sin embargo, en campo, no fue posible encontrar o determinar la existencia de minerales de mena como calcopirita, galena o esfalerita, pero sí se encontraron zonas de fuerte oxidación (gossan), sobre los sistemas estructurales principales y que coinciden con pequeños trabajos mineros, de los cuales probablemente se llegaron a extraer pequeñas cantidades de metales como oro, plata u óxidos de hierro, aunque no

hay evidencia bibliográfica que confirme este dato, solo versiones de los habitantes locales.

Si bien el presente estudio fue realizado principalmente para determinar la geología y características del depósito de skarn, no se pueden ignorar las evidencias de las diferentes zonas de alteración, que dan cabida a la posibilidad de encontrar un yacimiento polimetálico, como se pensaba originalmente, y aunque en superficie no fueron evidentes los minerales de mena, es muy probable que al realizar un estudio de exploración geológica más detallado, enfocado en análisis geoquímicos, ya sea de muestreo superficial o barrenación, se pueda determinar o confirmar la existencia de materiales con interés económico.

En el presente trabajo no se realizaron estudios geobarométricos cuantitativos para determinar la profundidad de formación; pero se puede proponer un ambiente de formación somero, en base a características morfológicas y estructurales como:

Las rocas encajonantes superficiales, presentan deformación por fracturamiento y fallamiento en vez de una deformación por plegamiento como ocurre en los skarn profundos, los cuales presentan debido a las altas temperaturas y presión a la que están expuestas, deformaciones de manera dúctil en lugar de la fractura, Meinert (1983).

La circulación de aguas meteóricas a través de estos sistemas estructurales, permitió la alteración y consiguiente destrucción de los minerales de skarn progradante, originando minerales hidratados a partir de estos minerales anhidros durante este proceso de alteración retrógrada, lo cual es más evidente en ambientes someros, Meinert (1983).

En un ambiente somero, los efectos del metamorfismo de contacto son poco extensos, las zonas de marmolización, hornfels y wollastonita, tienen poca extensión y se pueden encontrar rocas encajonantes frescas a poca distancia del contacto con el cuerpo intrusivo, como es el caso de la zona de estudio. En



cambio en un ambiente profundo, las aureolas de metamorfismo pueden extenderse por kilómetros fuera del cuerpo intrusivo, Meinert (1983).

Otra posible evidencia deriva de la relación de stocks dioríticos, las rocas de composición granodiorítica a cuarzomonzonítica y rocas volcánicas cogenéticas, con aureolas metamórficas poco extensas, las cuales son características de emplazamientos de magma a profundidades intermedias a someras en la corteza, Meinert (1983).

La formación de minerales de escapolita y albita, son evidencias de un metasomatismo alcalino adicional al desarrollo del endoskarn primario, presentándose principalmente en rocas de composición dioríticas y desaparecen o son ausentes en rocas de tipo granodioríticas.

Dentro de estos halos de escapolita-albita se detectó la presencia de zeolitas (analcima), lo que indica que ocurrió un metamorfismo de bajo grado, (baja temperatura y baja presión), posterior a la formación del desarrollo del skarn.

## **10 RECOMENDACIONES**

Como un aporte final, sería factible realizar nuevas campañas de exploración geológica, con un programa de mapeos a detalle sobre las principales zonas de alteración y sistemas estructurales principales, además de un muestreo más detallado sobre estas zonas enfocado a análisis geoquímicos como espectrometría de emisión de plasma (ICP) y análisis por microsonda electrónica en piroxenos y granates, para la tipificación y caracterización correcta del skarn.

Para fines económicos, sería viable activar un programa de exploración enfocado a los sistemas estructurales, los lugares de contacto entre los cuerpos intrusivos y las rocas carbonatadas, así como en el área de los valles muy cercanas al sistema de skarn o al cuerpo intrusivo, ya que los valles se encuentran cubiertos por grandes extensiones del lahar y depósitos clásticos, los cuales podrían enmascarar las verdaderas dimensiones del depósito de skarn, por lo tanto aplicar la geofísica sería lo más adecuado en primera instancia.

En conclusión, se deberían continuar con los estudios geológicos en esta área, ya sea con fines académicos o económicos, con un enfoque geoquímico y geofísico, para poder recabar la suficiente información que ayude al entendimiento de las cuestiones genéticas y de formación de esta zona de skarn; ya que, en el presente estudio, solo fue posible hacer un reconocimiento geológico general, enfocado únicamente a la geología superficial.

## 11 BIBLIOGRAFIA

Alba-Aldave, L.A.; Reyes-Salas, M.A.; Morán-Zenteno, D.J.; Ángeles-García, Sonia; Y Corona-Esquivel, Rodolfo, 1996, *Geoquímica de las rocas volcánicas terciarias de la región de Taxco-Huautla: Instituto Nacional de Geoquímica, Congreso Nacional de Geoquímica, 6th, San Luis Potosí, Actas INAGEQ, Vol. 2, p. 39-44.*

Bonet, Federico. 1971, *Espeleología de la Región de Cacahuamilpa, Gro. Ed. Universidad Autónoma de México. Instituto de Geología, Boletín N°. 90. México, D.F., p. 10-16.*

Carrasco-Núñez, G. 1985, *Estudio geológico del Volcán Popocatepetl: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, p. 138. (Inédito).*

*Carta Geológica-Minera Tepalcingo de Hidalgo E14-B61, Morelos., Esc. 1:50,000.*

*Carta Geológico-Minera Cuernavaca E14-5, Morelos, Puebla, Guerrero, Estado de México, Oaxaca, Esc. 1:250,000.*

De Cserna, Z., 1965, *Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco: Instituto de Geología, Boletín, Universidad Nacional Autónoma de México, N°. 62, p. 01-77.*

De Cserna, Z., Fries, Carl, Jr., 1981, *Hoja Taxco 14Q-h (7), con resumen de la geología de la Hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie de 1:100,000, mapa con texto explicativo de 47 p.*

De Cserna, Z., Fries, Carl, Jr.; Rincón-Orta, César; Silver, L.T.; Westley, Harold; Solorio-Munguía, José y Schmitter-Villada Eduardo, 1974 (1975), *Datos geocronométricos terciarios de los estados de México, Morelos y Guerrero: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 26, p. 263–273.*

Delgado-Granados, Hugo; Molinero, Ricardo; Cervantes, Pablo; Nieto-Obregón, Jorge; Lozano-Santa Cruz, Rufino; Macías González, H.L.; Mendoza-Rosales, Claudia; Y Silva-Romo, Gilberto, 1998, *Geology of the Xitle volcano in southern México City-a 2000-year-old monogenetic volcano in an urban área. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 15, N°. 2, p. 119-120, 123-126.*

Demant Alain, 1978. *Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Revista mexicana de ciencias geológicas, ISSN 1026-8774, p. 172-187.*

Demant Alain, 1982, *Interpretación Geodinámica del Volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano*, *Revista mexicana de ciencias geológicas*, Vol. 5, N° 2, 1982, p. 217-222.

Díaz Bravo Beatriz Adriana, 2005. *Estratigrafía volcánica y estructuras tectónicas de la porción norte de la Sierra de Huautla, Estado de Morelos*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, p. 14.

Einaudi, M.T., Burt D. 1982. *A special issue devoted to skarn deposits. Introduction-terminology, classification and composition of skarn deposits*. *Economic Geology*, 77, p 745-754.

Einaudi, M.T., Meinert, L.D., and Newberry, R.J., 1981, *Skarn deposits: Economic Geology 75th Anniversary Volume*, p. 317-391.

*Enciclopedia de los Municipios de México. Morelos. Instituto Nacional para el Federalismo y el Desarrollo Municipal*, 2005. Gobierno del Estado de Morelos.

Evans Anthony M., 1993. *Ore Geology and Industrial Minerals an Introduction*. (3<sup>a</sup> edition). Blackwell Science (Eds.). *The Skarn Environment*, Cap. 13, p.157-170.

Fries, C. 1966. *Hoja Cuernavaca 14Q(8), Resumen de la Geología de la hoja Cuernavaca, Estado de Morelos*. UNAM, Instituto de Geología. Serie 1:100 000. Mapa con texto.

Fries, C. Jr. 1960, *Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60, p. 38-40, 236.

Grajales-Nishimura, J.M., y Sánchez-Hernández, R., 1979, *Estudio petrológico del metamorfismo de contacto en la zona de Tlayca, Morelos: México, D.F.* Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura, p. 75. (Inédito).

Hernández Romano Ulises, Noemí Aguilera-Franco, Blanca E. Buitrón., 1998, *Late Cenomanian Fossil Association From Morelos, México-Stratigraphic Implications*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y *Sociedad Geológica Mexicana*, México, D.F. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 15, N° 1, p. 46-55.

Herrero-Bervera, Emilio, y Pal Surendra, 1978, *Paleomagnetic study of Sierra de Chichinautzin, México: Geofísica Internacional (México)*, Vol. 17, N° 2, p. 167-180.

Jones David M., enero, 2000. *Overview of Proyecto La Corazonada. Tlayca Municipio de Jonacatepec, Estado de Morelos*. (Inédito).

Jones David M., Peter Megaw. July 18, 2004. *Prospect Examination Report. Corazonada Project. Morelos, México*. (Inédito).

Meinert Lawrence D., Dipple Gregory M. and Nicolescu Stefan. *World Skarn Deposits. Society of Economic Geologist, Inc. Economic Geology. 100<sup>th</sup> Anniversary Volume 1905-2005*, p. 299-336.

Meinert, L.D., 1983, *Variability of skarn deposits, guides to exploration in* Boardman, S.J. (ed.), *Revolution in the Earth Sciences: Dubuque, Iowa, Kendall-Hunt Publishing Co.*, p. 301–316.

*Monografía Geológico-Minera del Estado de Morelos, Consejo de Recursos Minerales, primera edición, septiembre 2000*, p. 42-78, 107-108, 152-155.

Monter Ramírez Ahiram y Moran Zenteno Dante J., noviembre, 2004 *Revisión de la Estratigrafía del Grupo Balsas en el Área de Amacuzac, Estados de Morelos y Guerrero. GEOS, Vol. 24, N° 2*, p. 223.

Morán-Zenteno Dante J., Ahiram Monter-Ramírez, Elena Centeno-García, Leticia A. Alba-Aldave, Jesús Solé, 2007. *Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac área, southern Mexico: Relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapotla-Taxco sector. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 24, N° 1*, p. 68-80.

Morán-Zenteno, Monter Ramírez Ahiram, noviembre, 2005. *Relaciones de la Estratigrafía del Grupo Balsas con la Evolución de la Caldera de Tilzapotla en la Región de Amacuzac, Estados de Morelos y Guerrero. GEOS, Vol. 25, N° 1*, p. 161.

Ordaz-Ayala Anselmo, 1977, *Estudio geológico e hidro-geológico del Estado de Morelos México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional*, p. 121. (Inédita).

Ortega-Gutiérrez Fernando, 1978. *Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Revista, Vol. 2, N° 2*, p. 112.

Pantoja Alor J., 1983. *Geocronometría del Magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 4 N° 1*, p. 03, 06-10.

Petróleos Mexicanos, 1988, *Cortes litológicos y registros geofísicos de los pozos profundos exploratorios Roma-1, Mixhuaca-1, Tulyehualco-1 y Copilco-1: México, D.F., Petróleos Mexicanos, Informe*, p.210. (Inédito).

Rivera-Carranza, Eduardo; De La Teja-Segura, M.Á.; Motolinía-García, Onésimo; Miranda-Huerta, Alfonso; León-Ayala, V.M.; Lemus-Bustos, Oniver; Y Moctezuma-Salgado, M.D., 1998. *Informe de la Carta geológico-minera y geoquímica Hoja Cuernavaca E14-5 Escala 1:250,000 Estados de México, Morelos, Guerrero, Puebla y Oaxaca: Pachuca, Hgo., Consejo de Recursos Minerales*.

## **Bibliografía**

---

Roldan Martínez Julián, diciembre del 2000. Reporte del reconocimiento geológico a la concesión La Corazonada, Morelos. (Inédito).

Ruiz-Violante, A. Basáñez-Loyola, M.A., 1994, La Formación Xochicalco, unidad estratigráfica del Albiano-Cenomaniano en los Estados de Morelos, Guerrero y México, en Sociedad Geológica Mexicana, XII Convención Geológica Nacional, Libro de resúmenes: Sociedad Geológica Mexicana, p. 161-162.

Sabanero-Sosa, M.H., 1990, La ruptura del extremo austral de la plataforma Guerrero-Morelos determinado por la acreción constructiva-transformante del terreno Xolapa: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura (Unidad Ticomán), B.Sc. tesis, p. 126. (Inédito).

Salinas-Prieto, J.C., 1986, Estudio Geológico de la Porción Occidental de la Región de la Montaña, Estado de Guerrero, Tesis profesional, ESIA Instituto Politécnico Nacional, p. 85. (Inédito).

Secretaría de Programación y Presupuesto, 1981, Síntesis geográfica de Morelos: México D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, p. 110.

Turner, F. J. y Verhoogen, J. (1975). Petrología Ignea y Metamórfica. Ediciones Omega, Barcelona, p. 39-41.

<http://mapserver.inegi.org.mx/geografia/espanol/estados/mor/fisio.cfm?c=444&e=32>

[http://www.ceamamorelos.gob.mx/secciones/ambiente/files\\_extras/CaracterizacyAnalisisdeOcupaciondelTerritorio.pdf](http://www.ceamamorelos.gob.mx/secciones/ambiente/files_extras/CaracterizacyAnalisisdeOcupaciondelTerritorio.pdf)

<http://www.holcombecoughlinoliver.com/default.htm>

<http://www.minaurum.com/s/Home.asp>

12 ANEXOS

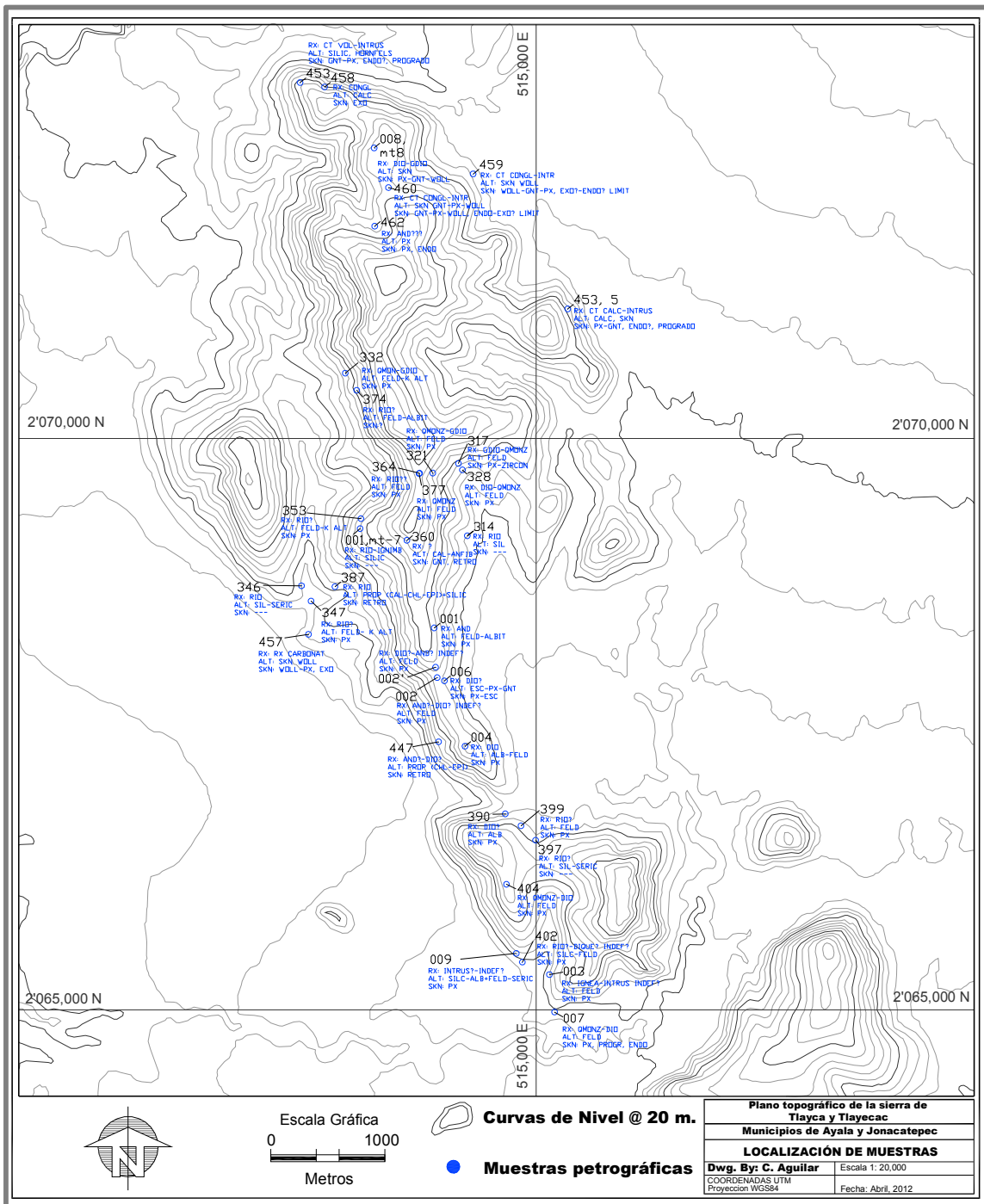


Figura 15. Plano topográfico del área de estudio en el cual se muestra la ubicación de las muestras petrográficas del área de estudio.

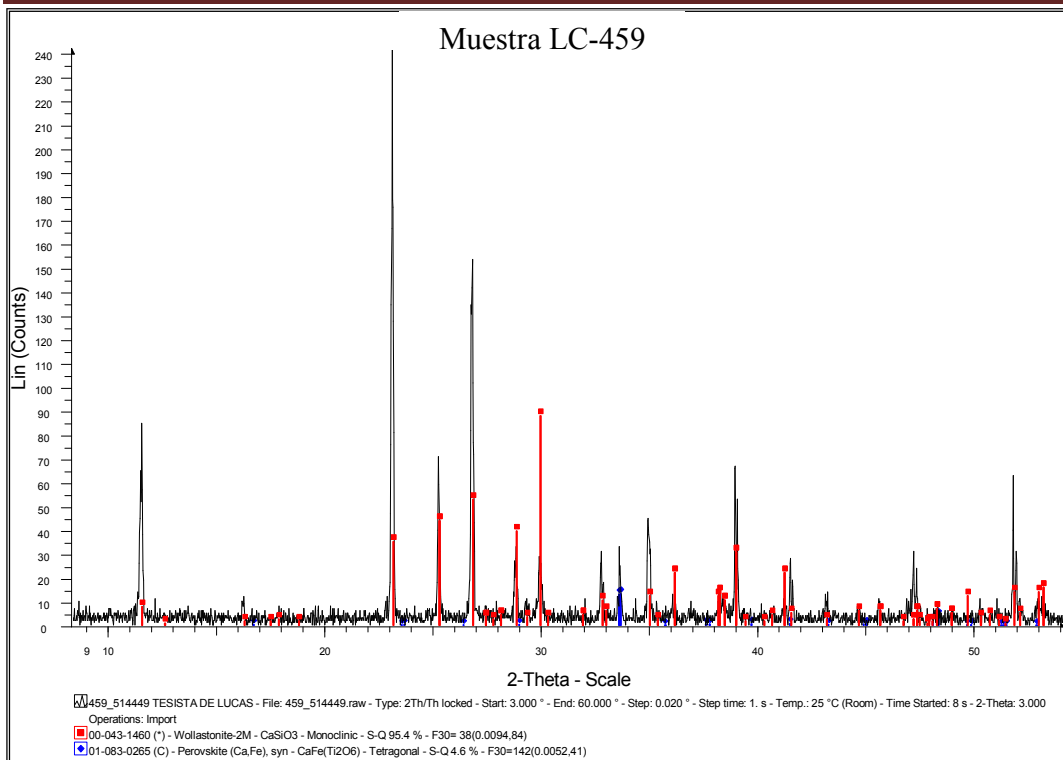
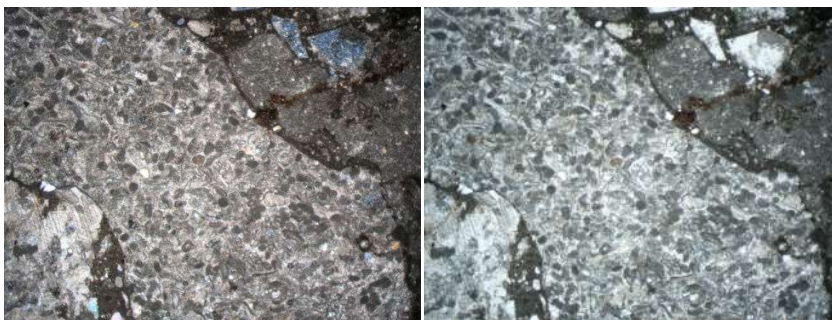


Gráfico 3. Resultado del estudio de difracción de Rayos-X realizado a la muestra LC-459, el cual confirma la presencia de wollastonita, zona de wollastonita-granate.

## Secciones Delgadas

### Fotografías

#### Conglomerado Calcáreo (*Fm. Balsas*)



LC-D





LC-D.1

**Rocas Volcánicas (Fm. Tlayca, Riolitas e Ignimbritas)**



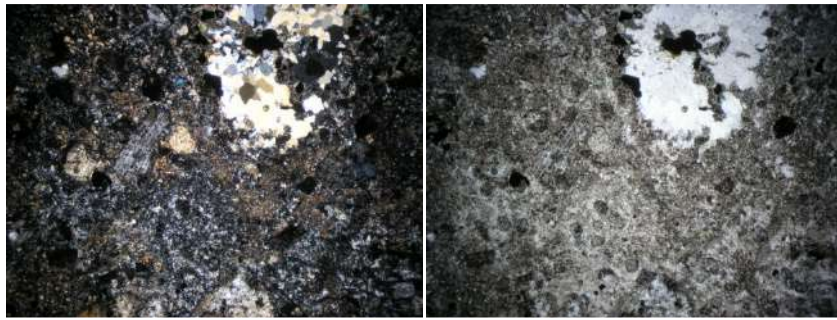
LC-01



LC-M-04



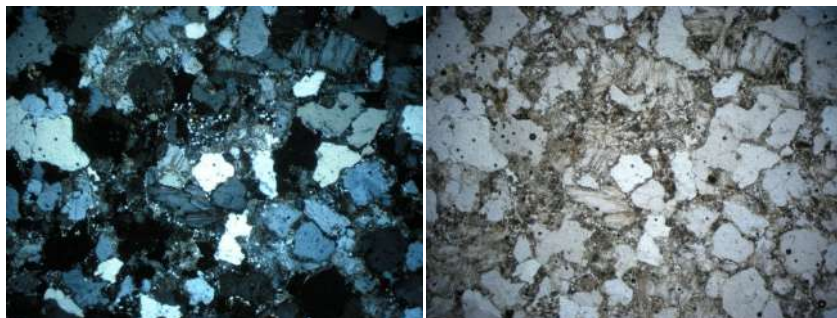
LC-10



LC-347



LC-364



LC-374



LC-387

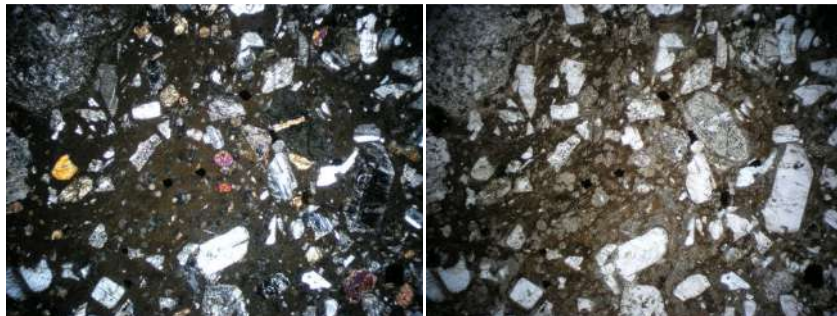


LC-402

Rocas intrusivas (*Fm. Jalostoc*, Dioritas-Granodioritas)



LC-2



LC-3



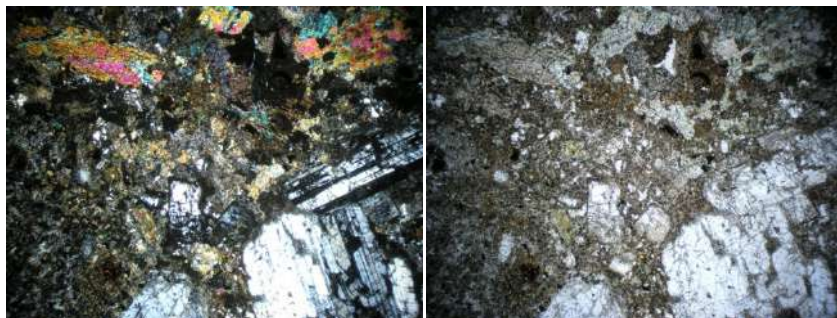
LC-3.1



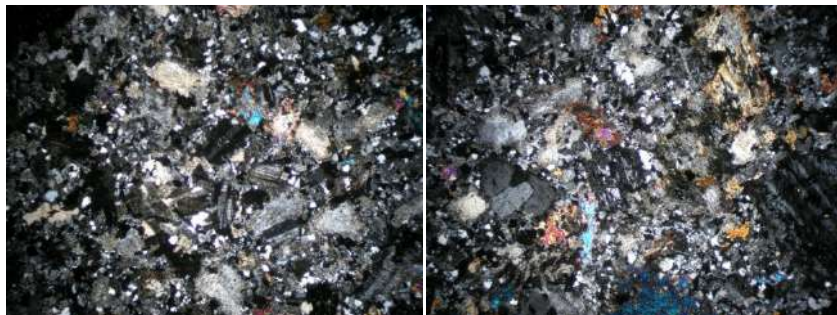
LC-4



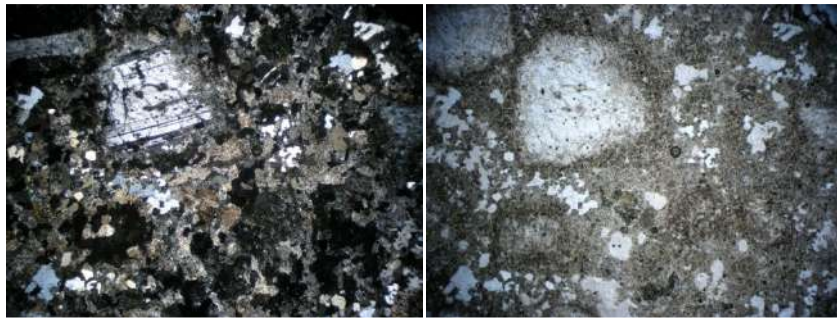
LC-5



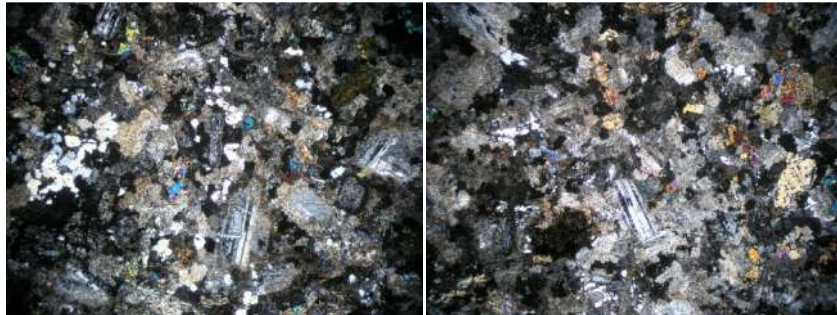
LC-7



LC-332



LC-377



LC-404

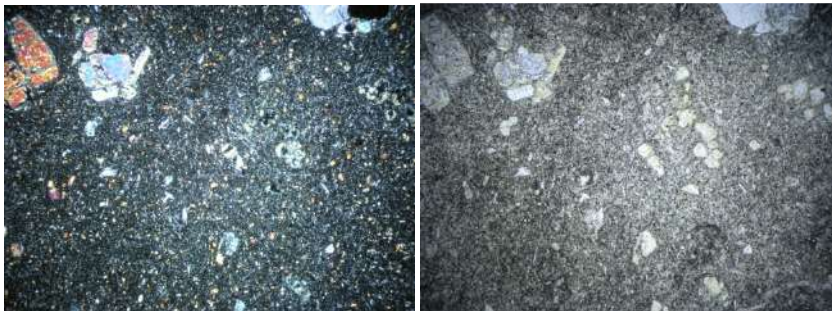


LC-M6

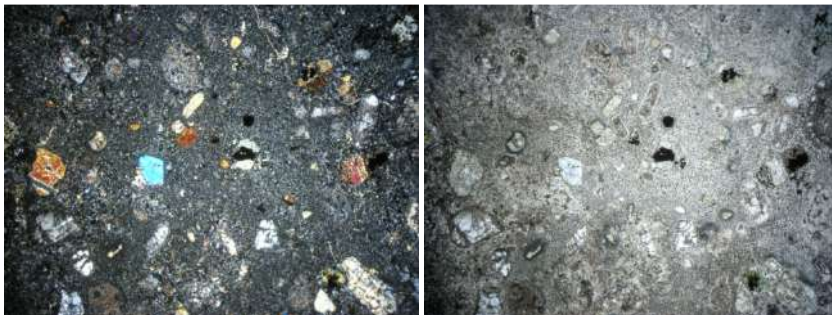
Rocas Andesíticas



LC-1



LC-6

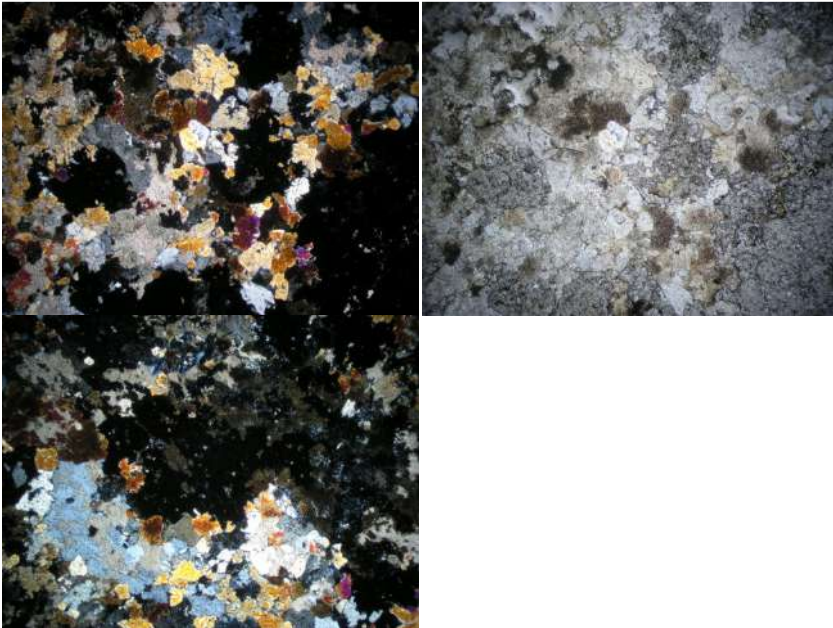


LC-7

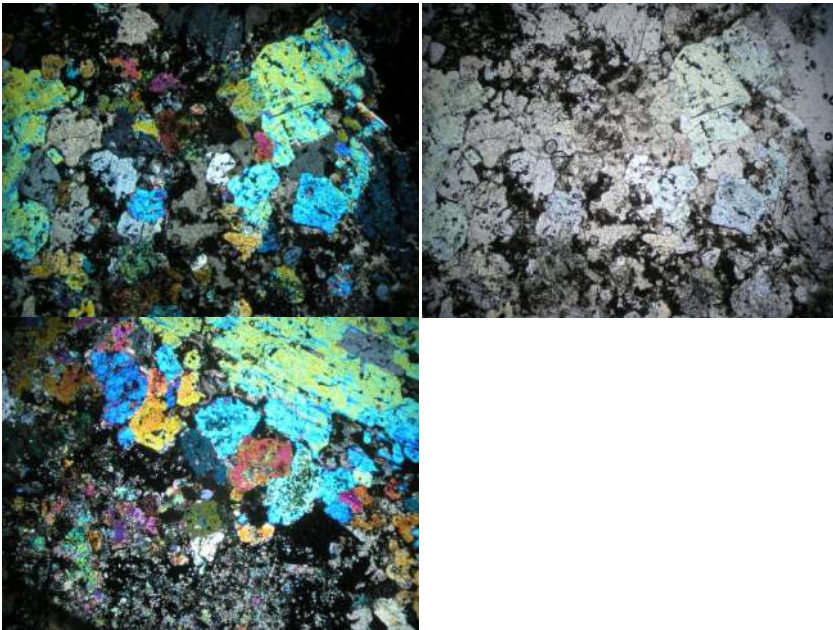


LC-2.1

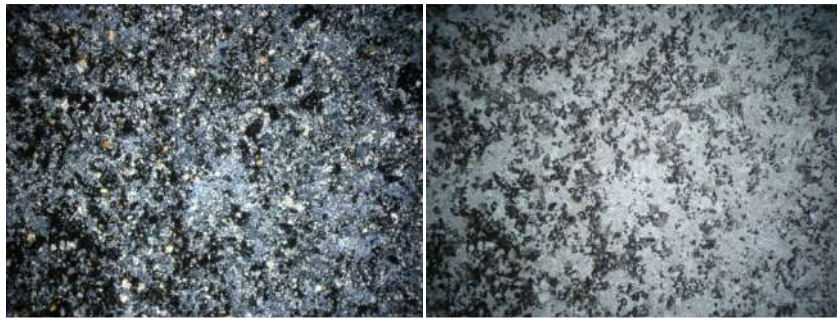
Zona de Skarn de Granate



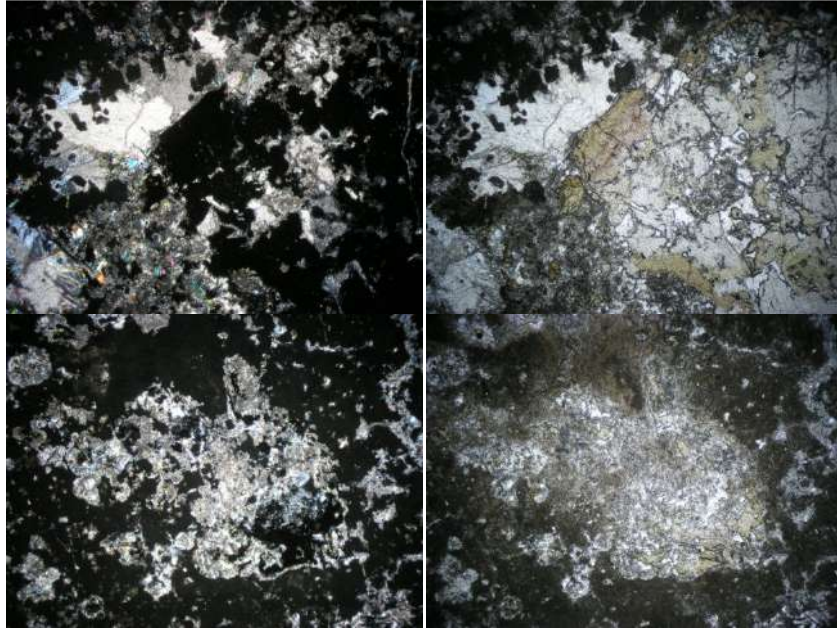
LC-05



LC-08

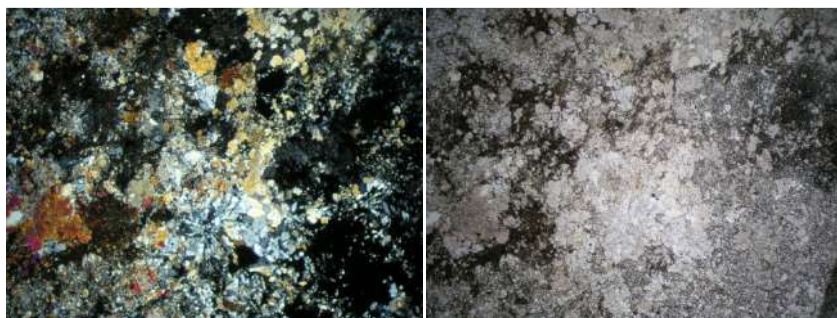


**LC-8.1**



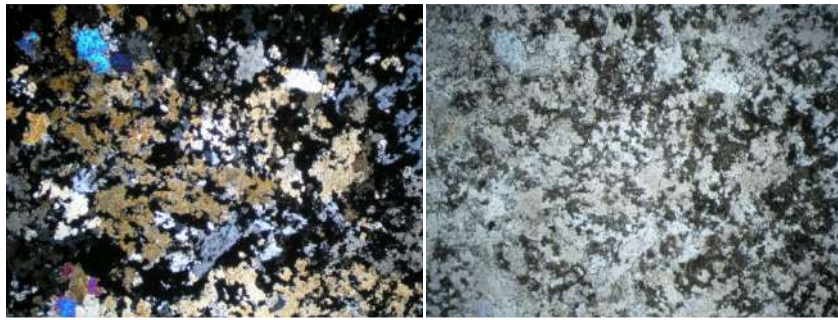
**LC-360**

**Zona de Skarn de Wollastonita**

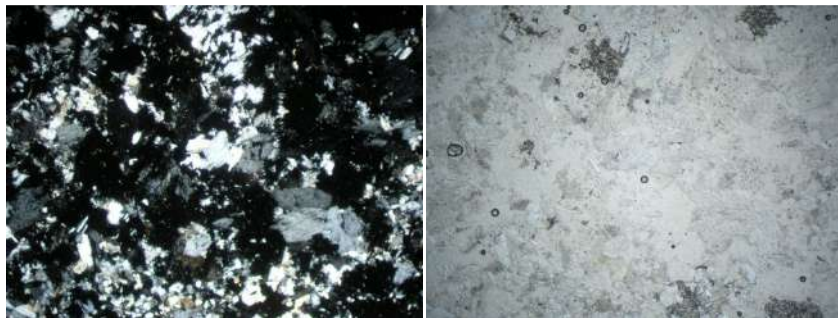


**LC-459-A**





**LC-B**



**LC-460-C**