



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

**CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS Y ESTRATIGRÁFICAS
DE LAS ROCAS MAGMÁTICAS DEL ÁREA DE COXCATLÁN-
BUENAVISTA DE CUÉLLAR, ESTADO DE GUERRERO**

TESIS
PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERA GEÓLOGA

PRESENTA:

ZUÑIGA LAGUNES LILIBETH

DIRECTORA: Dra. BARBARA M. MARTINY KRAMER

México D.F., Agosto 2012



AGRADECIMIENTOS

Al proyecto (IN108210) fue financiado por el Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica, DGAPA, UNAM. A todas las personas que hicieron posible este principalmente a mis sinodales, especialmente a mi directora de tesis la doctora Bárbara M. Martiny Kramer por su apoyo, sus sabios consejos, la inmensa paciencia que me tuvo, por sus regaños y principalmente por creer en mí. Además de ofrecerme su incondicional apoyo para que este proyecto saliera adelante.

Al doctor Dante Morán Zenteno por sus cariñosas observaciones y sólido apoyo profesional durante este tiempo, además de ofrecerme este proyecto y confiar en mi capacidad para sacarlo adelante, por dedicarme el tiempo necesario para las inmensas dudas que surgieron a lo largo del proyecto, no solamente de índole profesional sino también personal.

Al maestro Enrique Gonzáles Torres por las largas e interesantes pláticas, por los grandes consejos que me ofreció, el tiempo que me dedico pese su tiempo estaba destinado a su propio proyecto. A las enseñanzas tanto profesionales y como un maravilloso ser humano que me enseñó la virtud de la paciencia.

Al doctor Gilberto Silva Romo por ser un excelente profesor y enseñarme a amar el campo, sus sabios consejos, la enorme paciencia y dedicación a mi formación profesional y personal.

Al ingeniero Alfredo Victoria Morales ya que gracias a usted aprendí a amar la minería, así como la importancia de la mineralogía y mineragrafía, por su inmenso apoyo durante mi formación académica y sus sabios consejos ofrecidos en los pasillos de la facultad.

Un especial agradecimiento a la doctora Julie Roberge por ser una gran amiga, por animarme a hacer cosa que nunca me hubiera atrevido, siempre recordare los sabios consejos que me ofreciste. Tu tiempo dedicado a la realización del capítulo 4 y principalmente por el gran apoyo que me ofreciste.

A Laura Luna por enseñarme el uso de Arc Gis, y por todo tu apoyo.

A Laura Mori por tu gran apoyo, comprensión y tu tiempo dedicado a enseñarme y por cuestionar y hacer reflexionar sobre mi trabajo.

Adán por tu inmenso apoyo y durante la digitalización del mapa, por hacerme reír cada vez que nos encontrábamos.

Al señor Rogelio por su conocimiento en campo sus grandes pláticas y hacer que la estancia en campo fuera muy grata, por el apoyo ofrecido a la realización de este proyecto y su disposición de colaborar.

A Rufino Lozano por su colaboración en el análisis.

DEDICATORIA

Cuando un sueño se hace realidad no siempre se le atribuye al empeño que pongamos en realizarlo. Detrás de cada sueño siempre hay personas que nos apoyan y que creen en nosotros. Son seres especiales que nos animan a seguir adelante en nuestros proyectos brindándonos, de diferentes maneras, su solidaridad.

Papá detrás de este logro está usted, su apoyo, confianza y cariño. Nada podría ser mejor. Gracias por darme la oportunidad de hacer realidad este sueño compartido, por alentarme a hacer lo que quiero. Que esta sea la recompensa de tantos años de entrega, desvelos y apoyo. Agradezco sus días de trabajo, sus sacrificios agradezco que me haya escuchado y apoyado pero sobretodo agradezco ese gran ejemplo que es.

Para malú agradezco las noches de desvelo las paso conmigo, usted me ayudo a levantarme cuando tropecé, agradezco sus sabios consejos y sus regaños, su compañía ya que todo esto fue un aliciente para salir adelante. Sobretodo agradezco el darme la vida

Para mis hermanas Isabel y Seleste a pesar de todas las dificultades y tropiezos se ha logrado realizar este sueño, ustedes me enseñaron cosas muy valiosas y pese a todos, gran parte de lo que soy es gracias a ustedes.

Sebas, Noe, Norma, Martín, Eduardo y Aldair, este logro no es solo mío es gracias a ustedes que han sido un gran apoyo en este largo camino, nunca dejaron de confiar en que yo podría lograrlo, gracias por todo su apoyo y cariño.

Para Edgar sin rencores sin resentimientos únicamente con un con una gran tristeza por todo. Siempre serás mi hermanito.

A mis amigos Alejandra, Ileana, Priscila, José Luis, Eloy, Mario, Diana, Rocío, Ángeles, Adrian, y a mis amigos del CCH Daniel, Luci y todos los que se me olvidan, gracias por ser mis mejores amigos en quienes puedo confiar, formaron parte de esta aventura y siempre se quedaran en mis recuerdos.

A todos gracias por haber fomentado en mí el deseo de superación y el anhelo de triunfo en la vida. Mil palabras no bastarían para agradecerles su apoyo, su comprensión y sus consejos en los momentos difíciles. A todos, espero no defraudarlos y contar siempre con su valioso apoyo, sincero e incondicional.

Finalmente a los maestros, aquellos que marcaron cada etapa de nuestro camino universitario, y que me ayudaron en asesorías y dudas presentadas en la elaboración de la tesis.

Aunque todas las buenas ciencias conducen el espíritu del hombre hacia metas más elevadas y lo apartan del vicio la geología, además de increíble, puede conseguir ese fin mejor que las demás.

RESUMEN

El plutón de Coxcatlán se localiza en la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur, en el norte del Estado de Guerrero cerca del límite con el Estado de Morelos. En este sector de la Sierra Madre del Sur se presentan varios centros volcánicos silícicos del Eoceno tardío-Oligoceno temprano, siendo los más cercanos al área de estudio la caldera de Tilzapotla al oriente y el centro volcánico de Taxco al occidente. Los objetivos principales del presente trabajo fueron entender mejor la evolución del plutón de Coxcatlán y, dado la cercanía en espacio y edad entre el plutón y las ignimbritas de la caldera de Tilzapotla, explorar la posibilidad de una relación genética entre ellos.

La parte central de este trabajo fue de reconocer las diferentes facies magmáticas del plutón de Coxcatlán, basándose en observaciones en el campo y en estudios petrográficos con conteo de puntos para determinar el porcentaje de los minerales esenciales. Adicionalmente a los estudios petrográficos, se analizaron los elementos mayores y elementos traza en diferentes muestras de roca ígnea del área de estudio por medio de fluorescencia de rayos X para reconocer las variaciones en la composición química de los magmas. Finalmente, se analizó la química mineral de la biotita, plagioclasa y hornblenda en distintas muestras del plutón, utilizando una microsonda electrónica de barrido WDS, con el fin de determinar su composición y hacer el análisis termobarométrico del plutón y, adicionalmente, realizar una comparación con la ignimbrita de Tilzapotla.

Se reconocieron cinco facies en el plutón de Coxcatlán por medio de estudios petrográficos: monzogranito-granodiorita, cuarzomonzonita, monzonita, zonas de aplitas, y enclaves magmáticos. Los enclaves magmáticos, que son principalmente de composición máfica, están englobados por magmas más félsicos, documentando la interacción y mezcla inhomogénea (*mingling*) entre magmas félsicos y máficos. Los análisis geoquímicos de roca total comprobaron la presencia de variaciones composicionales en las rocas magmáticas del área de estudio. La diversidad composicional y la mezcla inhomogénea entre magmas félsicos y máficos en el plutón de Coxcatlán sugiere la construcción gradual del plutón por el emplazamiento episódica de magma. Al comparar el plutón de Coxcatlán con la ignimbrita de Tilzapotla, se observa una composición felsica en ambos, las edades son cercanas pero no exactamente contemporáneas, y se observan variaciones en la composición de los minerales analizados, lo que nos lleva a sugerir que pertenecen a diferentes *batches* de magma aunque, por la cercanía del plutón de Coxcatlán a la caldera de Tilzapotla, probablemente son del mismo sistema magmático.

ABSTRACT

The Coxcatlán pluton is located in the north-central part of the Sierra Madre del Sur, in northern Guerrero State near the border with the State of Morelos. Several late Eocene-early Oligocene silicic volcanic centers are found in this sector of the Sierra Madre del Sur, the closest to the study area being the Tilzapotla caldera to the east and the Taxco volcanic center to the west. The main objectives of this thesis were to better understand the evolution of the Coxcatlán pluton and, given the close spatial and temporal proximity to the Tilzapotla caldera, explore the possibility of a genetic relationship between them.

This thesis focused on recognizing the different magmatic facies of the Coxcatlán pluton, based on field observations and petrographic studies with point counting to determine the percentages of essential minerals. In addition to the petrographic studies, major and trace elements were analyzed by X-ray fluorescence in different samples of igneous rocks from the study area so as to identify variations in the chemical composition of the magmas. Finally, mineral chemistry of biotite, plagioclase and hornblende in several samples of the Coxcatlán pluton was studied using a WDS scanning electron microscope to determine their composition and carry out the thermobarometric analysis of the pluton and, in addition, compare it with the Tilzapotla ignimbrite.

Five facies were recognized in the Coxcatlán pluton by means of petrographic studies: monzogranite-granodiorite, quartz monzonite, monzonite, aplite zones, and magmatic enclaves. The magmatic enclaves, mostly mafic in composition, are hosted by more felsic magmas, thereby documenting the interaction between felsic and mafic magmas, and the inhomogeneous mixing (mingling) of different magmas. Whole rock chemical analyses confirm the presence of compositional variations in the magmatic rocks in the study area. Compositional diversity and mingling between felsic and mafic magmas in the Coxcatlán pluton suggest the gradual construction of a pluton by episodic magma emplacement. In a comparison of the pluton and the Tilzapotla ignimbrite, both have felsic compositions although they are not exactly contemporaneous and chemical variations are observed in the minerals analyzed. This leads us to suggest that the analyzed minerals are from different magma batches although, given the proximity of the Coxcatlán pluton to the Tilzapotla caldera, they probably are from the same magmatic system.

CONTENIDO

AGRADESIMIENTOS	I
DEDICATORIA	II
RESUMEN	III
ABSTRACT	IV
CONTENIDO	V
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1 ANTECEDENTES	1
1.2 PLANTEAMIENTOS DEL PROBLEMA	3
1.3 OBJETIVOS DEL TRABAJO	3
1.4 METAS	4
1.5 METODOLOGIA	4
1.6 UBICACION Y ACCESO	6
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1 SULTEPEC LA GOLETA	9
2.2 CAMPO VOLCÁNICO TAXCO	9
2.3 CAMPO VOLCÁNICO LA SIERRA DE TILZAPOTLA	9
2.4 CAMPO VOLCÁNICO HUAUTLA	10
2.5 RASGOS TECTÓNICOS REGIONALES	10
CAPÍTULO 3. ESTRATIGRAFÍA	12
3.1 GEOLOGÍA LOCAL	12
3.1.1 FORMACIÓN MORELOS	12
3.1.2 CONGLOMERADO CALCAREO CERRO DE LA CAMPANA	14
3.1.3 PLUTÓN DE COXCATLÁN	14
3.1.4 INTRUSIVO DE BUENAVISTA DE CUÉLLAR	16
3.1.5 IGNIMBRITA TILZAPOTLA	16
3.1.6 TOBA VITROFÍDICA DEL ÁREA DEL CERRO DE LA CAMPANA	17
3.1.7 RIOLITA	18
3.1.8 ANDESITAS Y ROCAS INTERMEDIAS	18
3.1.9 VITRÓFIDO	19
3.1.10 ALUVIÓN	20
3.3 CARACTERISTICAS PETROGRÁFICAS	20
3.3.1 PLUTÓN DE COXCATLÁN	20
1) MONZOGRANITO-GRANODIORITA	20
2) CUARZOMONZONITA	21

3)	MONZONITA	21
4)	ENCLAVES MÁFICOS	22
5)	APLITA	23
3.3.2	INTRUSIVO DE BUENAVISTA DE CUÉLLAR	24
3.3.3	IGNIMBRITA TILZAPOTLA	24
3.3.4	ANDESITAS	25
3.3.5	TOBA VITROFÍDICA DEL ÁREA DEL CERRO DE LA CAMPANA	25
3.3.6	VITRÓFIDO	25
3.3.7	RIOLITA	26
CAPITULO 4: GEOQUÍMICA		28
4.1	ELEMENTOS MAYORES	28
4.1.2	ELEMENTOS TRAZA	30
4.1.3	DIAGRAMA DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA	32
4.2.0	GEOQUÍMICA DE LOS MINERALES	32
4.2.1	PROCEDIMIENTOS ANALÍTICOS	32
4.2.2	RESULTADOS	33
4.2.2.1	PLAGIOCLASA	33
4.2.2.2	BIOTITA	35
4.2.2.3	HORNBLENDA	38
CAPÍTULO 5: DICUSIÓN Y CONCLUSIONES		40
5.1	DISCUSIÓN	40
5.2	CONCLUSIONES	49
CAPÍTULO 6: REFERENCIAS		51
TABLAS		T
1.	ASPECT RATIO DE ENCLAVES	T1
2.	ESTIMACIÓN VISUAL DE LOS COMPONENTES	T2
3.	PETROGRAFÍA	T3
4.	CONTEO DE PUNTOS	T5
5.	CLASIFICACIÓN Y TEXTURA	T7
6.	TAMAÑO DE GRANO	T9
7.	COMPARACIÓN ENTRE PETROGRAFÍA Y CONTEO DE PUNTOS	T11
8.	GEOQUÍMICA	T13
9.	ANÁLISIS DE MICROSONDA EN PLAGIOCLASA	T15
10.	ANÁLISIS DE MICROSONDA EN BIOTITA	T18

11. ANÁLISIS DE MICROSONDA EN HORNBLENDA	T19
12. ANÁLISIS DE HORNBLENDA	T20

ÍNDICE DE FIGURAS

1	UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	6
2	UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	7
3	TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS DEL SUR DE MÉXICO	8
4	FOTO DE DEFORMACIÓN DE CALIZAS	3
5	FOTO DE BRECHAS	13
6	FOTO DE ENCLAVES	15
7	FOTO DE ZONAS DE FALLA	16
8	FOTO DE CERRO DE LA CAMPANA	17
9	FOTO DE RIOLÍTA	18
10	FOTO DE ANDESITA	19
11	FOTO DE VITRÓFIDO	19
12	FACIES Y CLASIFICACIÓN MODAL	27
13	DIAGRAMA DE ÁLCALIZ TOTAL	29
14	DIAGRAMA DE ÁLCALIZ TOTAL	30
15	DIAGRAMA AFM	30
16	DIAGRAMAS MULTIELEMENTALES	31
17	DIAGRAMA DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA	32
18	RESULTADO DE ANÁLISIS DE PLAGIOCLASAS	34
19	RESULTADOS DE ELEMENTOS MAYORES	36
20	RESULTADOS DE MICROSONDA EN BIOTITA	37
21	DIAGRAMA TERNARIO DE FELDESPATO	38
22	RESULTADOS DE ELEMENTOS MAYORES EN HORNBLENDA	38
23	RELACIÓN DE <i>ASPECT RATION</i>	44
24	ESQUEMA DE RELACIONES ENTRE ENCLAVES	44
25	DIAGRAMA SiO_2 vs Al_2O_3	46
26	DIAGRAMA $T(^{\circ}\text{C})$ vs H_2O	48
27	MAPA GEOLÓGICO	
28	MAPA DE FACIES	

APÉNDICE 1

8-10	FOTO DE MONZONITA	AP1.1
11-13	FOTO DE CUARZOMONZONITA	AP1.1
14-16	FOTO DE MONGRANITO-GRANODIORITA	AP1.2

17-19	FOTO DE ENCLAVE	AP1.2
20-21	FOTO DE APLITA	AP1.3
22-23	FOTO DE ANDESITA HIPABISAL	AP1.3
24-25	FOTO DE RIOLITA	AP1.3
26-27	FOTO DE INTRUSIVO DE BUENAVISTA DE CUÉLLAR	AP1.4
28-29	IGNIMBRITA TILZAPOTLA	AP1.4
30-31	VITROFÍDO	AP1.4
32-33	TOBA VITROFÍDICA	AP1.5

APÉNDICE 2: RELACIÓN ENTRE LAS PLAGIOCLASAS ÚNICAMENTE DEL ÁREA DE ESTUDIO	AP2
---	------------

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN

La presente tesis se desarrolló como parte del proyecto de investigación del Instituto de Geología de la UNAM titulado “Conexión volcánica-plutónica y los factores que producen supererupciones: el caso de la caldera de Tilzapotla”. El proyecto (IN108210) fue financiado por el Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica, DGAPA, UNAM. Su objetivo es el estudio de los procesos de construcción de batolitos y los que generan heterogeneidades composicionales en las cámaras magmáticas asociadas al vulcanismo silíceo, así como el origen de grandes erupciones volcánicas.

En la presente tesis se estudió la estratigrafía y petrografía de las rocas magmáticas del área de Coxcatlán-Buenavista de Cuéllar, Estado de Guerrero, al occidente de la caldera de Tilzapotla. El estudio está enfocado en la determinación de las diferentes facies magmáticas del plutón de Coxcatlán, que constituye el de mayor extensión del área, incluyendo los enclaves máficos que contiene.

El área de estudio se encuentra ubicada en la porción norte del Estado de Guerrero; limita al norte con el Estado de Morelos, al sur con los municipios de Iguala y Huitzucó, al este con el Estado de Morelos y al oeste con el municipio de Taxco. La zona se centra en la parte central norte de la Sierra Madre del Sur (SMS), la cual se caracteriza por grandes exposiciones de rocas volcánicas del Paleógeno. Dentro de los centros volcánicos más importantes se encuentran las Sierras de Sultepec-La Goleta, Taxco, Tilzapotla y Huautla.

1.1 ANTECEDENTES

Uno de los trabajos más completos, y una de las referencias clásicas de estratigrafía de la parte norte central de la Sierra Madre del Sur (SMS) es la realizada por [Fries \(1960\)](#). Se trata de un estudio geológico regional de gran parte del Estado de Morelos y una porción menor del Estado de Guerrero, con descripciones para cada una de las formaciones así como las localidades tipo. Las unidades volcánicas del Terciario medio que [Fries \(1960\)](#) describió en el área de la presente tesis son la Riolita Tilzapotla y el Grupo Buenavista (andesita). Es importante señalar que las edades asignadas a dichas unidades magmáticas están basadas en las relaciones estratigráficas. Posteriormente se publicó la Hoja Cuernavaca, con clave 14Q-h (8) a una escala de 1:100 000 ([Fries, 1966](#)).

[Ontiveros-Tarango \(1973\)](#) realizó un estudio estratigráfico a detalle de las formaciones mesozoicas que afloran en la porción norte-noroeste de la Cuenca Morelos-Guerrero. En el área de Coxcatlán, Guerrero, el autor reconoció la presencia de un plutón de composición granítica emplazado en rocas mesozoicas de las formaciones Morelos y Tamaulipas en el flanco oriental de la Sierra de Tlamacazapa. Por otra parte, [Ontiveros-Tarango \(1973\)](#) consideró que el emplazamiento del plutón de Coxcatlán fue a fines del Cenomaniano o principios del Turoniano, y que influyó en cierta forma en el levantamiento del basamento en las inmediaciones de Huitzucu, Gro.

[Meza-Figueroa et al. \(2003\)](#) llevaron a cabo un estudio del distrito minero Mezcala, en la parte central de Guerrero, hacia el sur de Buenavista de Cuéllar, para evaluar la relación entre los intrusivos de composición granodiorítica y los depósitos de *skarn* de Fe-Au. Los autores realizaron análisis geocronológicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en los intrusivos del distrito minero de Mezcala y concluyeron que la etapa de mineralización más productiva fue en el límite Cretácico Tardío-Paleoceno. Por otra parte, obtuvieron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas de un cuerpo intrusivo en la región de Buenavista de Cuéllar, que también está asociado a mineralización de oro, obteniendo una edad de ~35 Ma, lo que indica un pulso magmático posterior a la del distrito minero de Mezcala.

[Carrizales-Aguilar \(1997\)](#) realizó por parte del Consejo de Recursos Minerales un estudio al área de Buenavista de Cuéllar, en el que señala que el cuerpo intrusivo de Coxcatlán, de composición ácida, fue emplazado en las calizas de la Formación Morelos, provocando metamorfismo de contacto y el desarrollo de *skarn*, y los cuerpos de Buenavista de Cuéllar, de composición más básica, fueron emplazados en rocas volcánicas de la Riolita Tilzapotla y el Grupo Buenavista. El autor determinó que el cuerpo intrusivo de Coxcatlán tiene una forma irregular elíptica de 5 km, de largo en sentido N-S y 4 km, en sentido E-O. También reconoció que el granito se encuentra en la zona interna y cambia de composición a cuarzomonzonita y cuarzodiorita en la zona externa, con variaciones en el tamaño de grano; consideró que el cuerpo es calcoalcalino y contiene varias facies ígneas de composición ácida, debido a la diferenciación magmática.

En el estudio realizado por dicho autor propone que el emplazamiento del cuerpo de Coxcatlán así como la orogenia Laramide causó plegamientos y fracturamientos en las rocas, dando lugar a sinclinales y anticlinales. Durante el enfriamiento del cuerpo plutónico se originaron un sistema de fracturas y fallas de rumbo variable que van de N-S a NE y NW con echados de 54 SE, que dieron origen a la mineralización dentro del tronco ([Carrizales-Aguilar et al., 1997](#)).

Uno de los trabajos más importantes relacionado al magmatismo del Paleógeno en la parte central-norte de la SMS es el de [Morán-Zenteno et al. \(2004\)](#), en donde reconocieron una caldera en el área de Tilzapotla. La caldera se localiza al norte de la Sierra Madre del Sur y del Estado de Guerrero y

al sur del Estado de Morelos. En dicho trabajo se define una estructura elíptica de 33 X 24 kilómetros, en donde están expuestas ignimbritas asociadas al colapso de la caldera (ignimbrita Tilzapotla), cubiertas por otras ignimbritas, vitrófidos, y lavas dacíticas y andesíticas.

Una fuente adicional de información es la Carta Geológico-Minera de Iguala (1:50 000) con clave E14 A78 del Servicio Geológico Mexicano (SGM) realizado por [Ávila-Lugo y Cardoso-Vásquez \(2004\)](#) donde se muestra la geología de gran parte del área de estudio.

En un estudio en el distrito minero de Taxco, [Farfán-Panamá](#) y [González-Partida \(2010\)](#) proponen que el emplazamiento de los diversos cuerpos intrusivos de la región jugó un papel muy importante en el desarrollo de la mineralización. Con base en estudios de edades radiométricas realizadas consideran que existe una relación genética entre los cuerpos intrusivos y la actividad volcánica de la región y, a la vez, que los fluidos mineralizantes están relacionados directamente a los cuerpos intrusivos así como a la ignimbrita Tilzapotla.

1.2 PLANTEAMIENTOS DEL PROBLEMA

El presente trabajo se basa en el conocimiento previo del área donde se identificó un domo regional de forma elíptica producido por el ascenso de magma ([Morán-Zenteno et al., 2004](#)). Dentro del domo elíptico se encuentra la caldera de Tilzapotla y, en la parte no colapsada el plutón de Coxcatlán, que ha sido interpretado como un apófisis de la cámara magmática ([Morán-Zenteno et al., 2004](#)). Esa relación ofrece una buena oportunidad de estudiar la posible conexión volcánica-plutónica.

El presente estudio pretende realizar análisis petrográficos y geoquímicos de las diferentes facies del intrusivo de Coxcatlán y de los enclaves magmáticos que contiene para buscar entender mejor la evolución del plutón.

1.3 OBJETIVOS DEL TRABAJO

- I. Determinar por medio de estudios petrográficos las diferentes facies del plutón de Coxcatlán así como la relación que guardan los enclaves con las rocas del plutón.
- II. Hacer inferencias sobre la posible conexión genética entre las ignimbritas de la caldera de Tilzapotla y el plutón de Coxcatlán.
- III. En función de lo anterior entender mejor el proceso que originó la estructura dómica la cual pudo ser producida por medio del intrusivo.

1.4 METAS

- I. Elaborar un mapa geológico a semidetalle de las regiones de Coxcatlán y Buenavista de Cuéllar. Realizar un mapa geológico donde se muestren las diferentes facies.
- II. Definir las facies internas del plutón que se localiza en el área de Coxcatlán.
- III. Caracterizar petrográficamente las principales unidades reconocidas en el área, incluyendo los enclaves magmáticos.
- IV. Realizar un análisis comparativo entre las facies mineralógicas del intrusivo y la relación que estas guardan con las ignimbritas de Tilzapotla.
- V. Realizar un análisis de las diferencias estratigráficas que se encuentran en la zona.
- VI. Elaborar una columna estratigráfica del área.
- VII. Elaborar una sección estratigráfica del área de estudio.

1.5 METODOLOGÍA

Para el desarrollo de este trabajo, se realizó una consulta bibliográfica de trabajos geológicos del área de estudio y algunos trabajos regionales sobre la geología, estratigrafía y geología estructural, así como de trabajos sobre el origen de enclaves magmáticos máficos (*MME*). Además se utilizaron diferentes herramientas digitales como es el *Arcmap*, *Google Earth* y *Global Mapper* con el fin de realizar un mapa, y se realizó trabajo de campo y gabinete así como estudios petrográficos a detalle.

Para poder cumplir los objetivos de la presente tesis se realizó la siguiente metodología:

- Fotointerpretación

En la primera fase del proyecto se recurrió a la fotointerpretación geológica en las fotografías aéreas de INEGI a una escala de 1:25 000 de las líneas fotográficas 61 (fotos 11, 12, 13, 14, 15 y 16), 62 (fotos 30, 31, 32 y 33) y la línea 81 (fotos 21, 22, 23 y 24). En esta etapa fueron reconocidos varios rasgos litológicos importantes, las cuales nos dieron la pauta para realizar una primera hipótesis sobre las relaciones magmáticas que existen en el área de estudio. Además se reconocieron lineamientos importantes.

- Interpretación de Imágenes Polares

Una segunda fase del proyecto fue la interpretación de imágenes polares de las cartas E14A68 de Taxco y E14A78 de Iguala.

- Interpretación de ortofotos

La tercera fase de la interpretación se da por medio de las ortofotos esto se dio con la finalidad de poder redefinir y mejorar los contactos determinados por medio de los dos métodos anteriores.

- Trabajo de Campo

El trabajo de campo se realizó por medio de 7 visitas a la zona de estudio que al final resultaron en un total de 15 días. El objetivo del trabajo de campo fue realizar la recolección de muestras de roca, un levantamiento geológico de la secuencia ígnea intrusiva y extrusiva, verificar los contactos y las relaciones estratigráficas y corroborar resultados obtenidos con la fotointerpretación y las imágenes polares.

Todas las estaciones de estudio así como los recorridos fueron ubicados por medio del GPS utilizando coordenadas geográficas y en UTM.

- Trabajo de gabinete

Se procesaron los datos tomados en campo y se realizó la integración de estos obteniendo resultados que nos llevaron a corroborar las hipótesis planteadas durante la fotointerpretación y el análisis de las imágenes polares. Los resultados obtenidos fueron vertidos en las cartas de topográficas de Iguala y Taxco.

El mapa geológico a detalle fue realizado mediante el uso de un sistema de información geográfica ArcGIS.

- Petrografía

Se realizaron estudios de petrografía en 56 láminas delgadas para determinar las diversas facies que comprenden al plutón de Coxcatlán, dos láminas delgadas de las ignimbritas del cerro de la Campana al norte de Buenavista de Cuéllar, dos de andesitas, una de un domo riolítico, una de una toba vitrófida y una de un vitrófido. La clasificación de las rocas en microscopio petrográfico se basó en la técnica conteo de puntos, teniendo en cuenta las diferentes facies encontradas durante la petrografía.

- Separación de minerales

Se seleccionaron las muestras necesarias para realizar la separación de circones, las cuales posteriormente serian utilizadas para determinar fechamientos.

- Preparación de muestras para geoquímica

Durante el estudio petrográfico que se realizó, se escogieron muestras representativas para los estudios de geoquímica, seleccionando las muestras más frescas, además que durante su preparación se tuvo que tener cuidado para que estas no resultaran contaminadas con otros compuestos los cuales podrían afectar el resultado dando información incorrecta.

1.6 UBICACIÓN Y ACCESO

Para llegar al área de estudio desde el D.F el acceso más rápido es por la Autopista del Sol entre Cuernavaca y Acapulco. Se toma la desviación hacia Taxco (Carretera no. 96) y después se toma la desviación hacia Iguala por la carretera federal de cuota 95 (Figura 1).

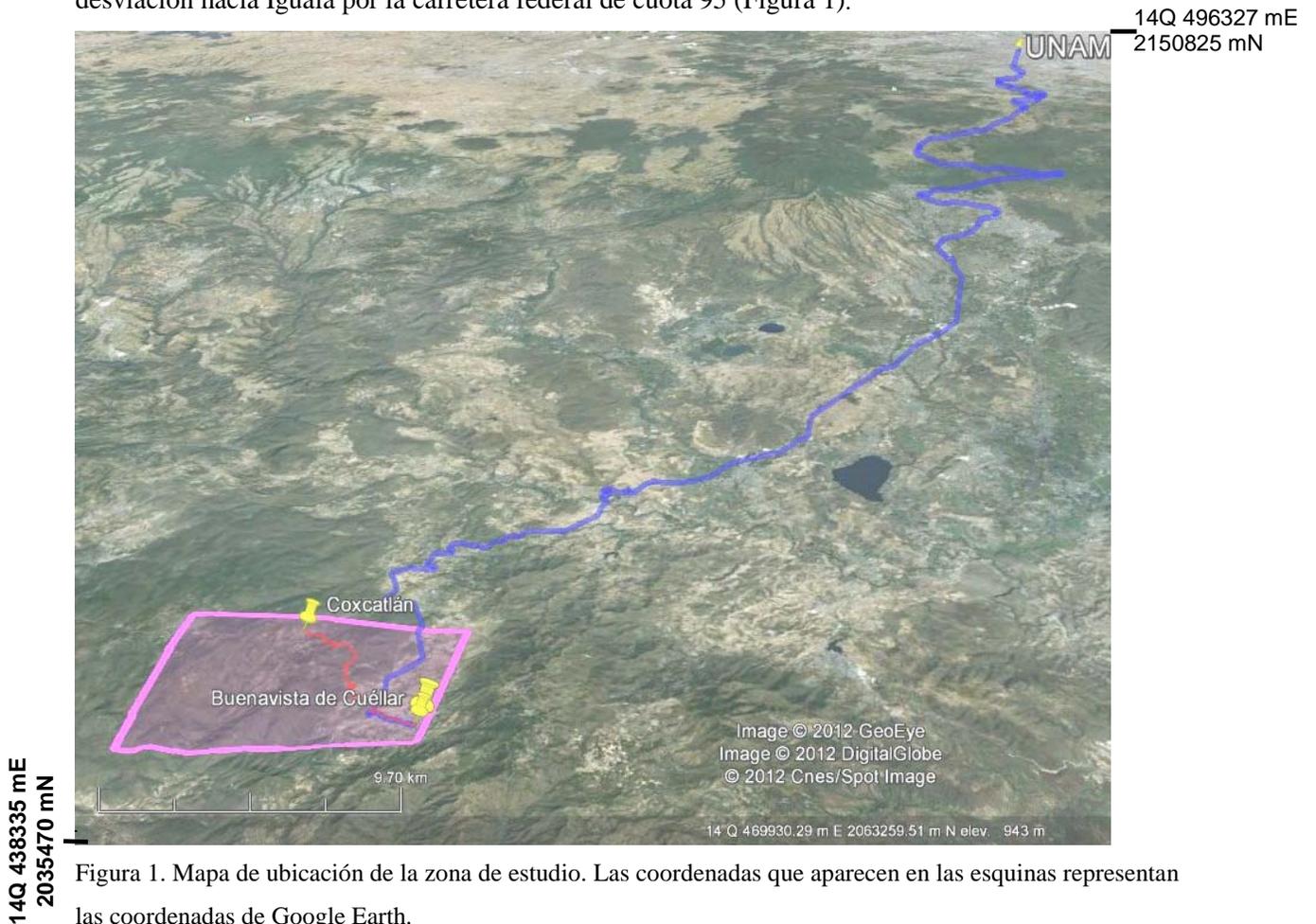


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio. Las coordenadas que aparecen en las esquinas representan las coordenadas de Google Earth.

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La SMS es una provincia fisiográfica que se encuentra limitada al norte con la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), y al sur con el borde continental, limitada por la Trinchera de Acapulco (Figura 2). Las rocas magmáticas cenozoicas de la SMS se originaron en un arco magmático y se distribuyen en dos cinturones de magmatismo extintos orientados al oeste-noroeste con edades que van desde el Paleoceno hasta el Mioceno ([Morán-Zenteno et al., 2000](#)). Uno de los cinturones es una cadena de plutones exhumados erosionados casi continua a lo largo del margen continental que tiene una composición predominante silícica. El segundo se encuentra localizado en el interior del continente, y está formado por una serie de centros volcánicos parcialmente erosionados con una composición dominante que varía de andesita a riolita ([Morán-Zenteno et al., 1999; 2000](#)). En el cinturón de rocas volcánicas se presentan también escasos plutones aislados. El presente trabajo se enfocó al estudio de uno de los plutones ubicados dentro del cinturón de rocas volcánicas, el plutón de Coxcatlán, en la parte norte-central de la SMS (Figura 2).

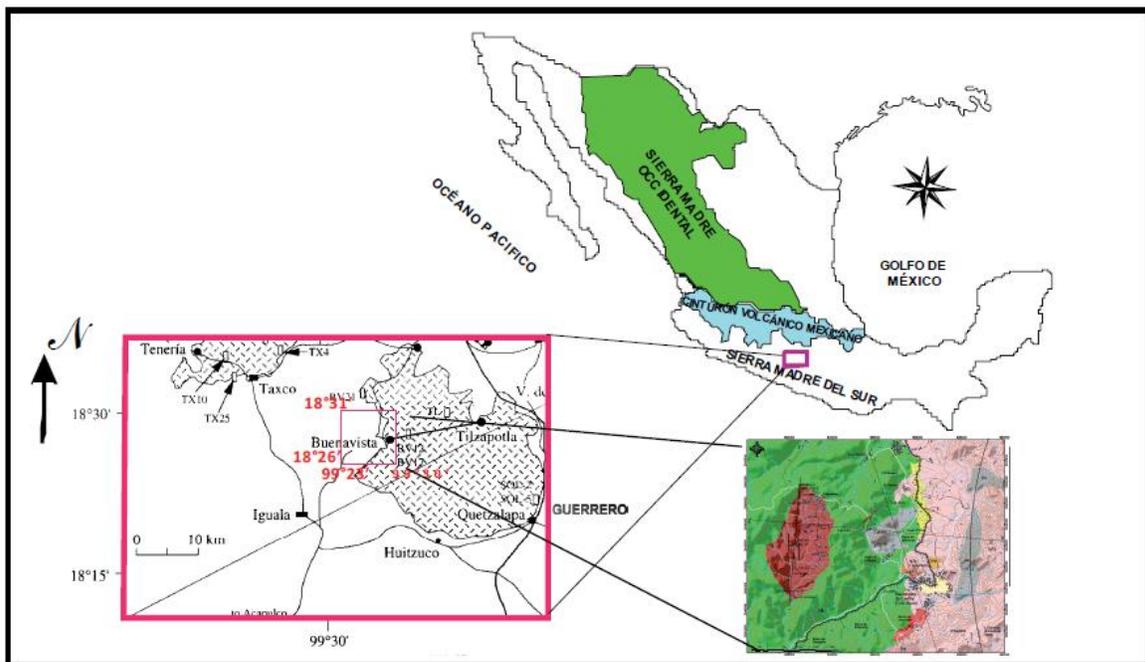


Figura 2. En el cuadro rojo, la ubicación del área de estudio de Buenavista de Cuéllar y Coxcatlán con respecto a las rocas volcánicas de la caldera de Tilzapotla y del área de Taxco (Modificado de Morán-Zenteno et al., 1998).

A partir de su naturaleza petrotectónica, la corteza superior del sur de México ha sido subdividida en cinco terrenos tectonoestratigráficos por [Campa y Coney \(1983\)](#) y, posteriormente, por [Sedlock et al. \(1993\)](#): Mixteco, Oaxaca ó Zapoteco, Guerrero ó Nahuatl, Xolapa ó Chatino, Juárez ó

Cuicateco, respectivamente. En la clasificación de [Campa y Coney \(1983\)](#) el área de estudio se encuentra localizada en el terreno Mixteco (Figura 3), que tiene un basamento cristalino de edad paleozoica ([Ortega Gutiérrez et al., 1999](#)). En la clasificación de Sedlock se localiza en el terreno Náhuatl, con un basamento mesozoico (Figura 3).

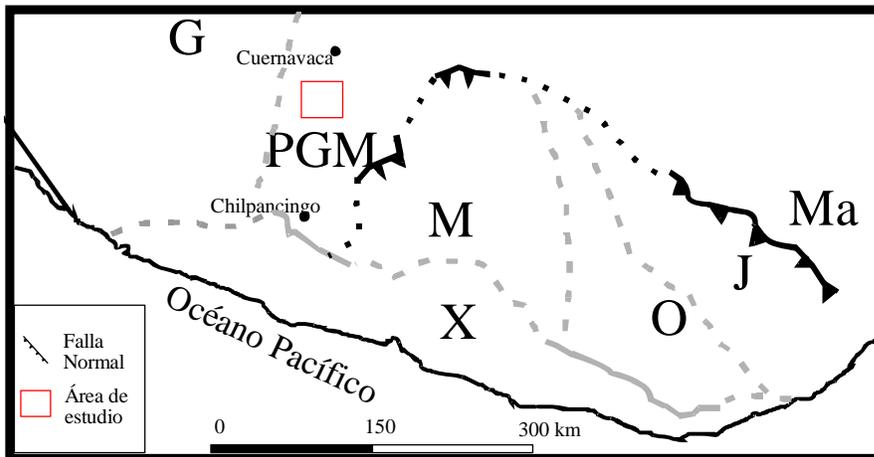


Figura 3. Terrenos tectonoestratigráficos del sur de México (líneas grises discontinuas): G=Guerrero, M= Mixteco, O=Oaxaqueño, X= Xolapa, J= Juárez, PGM= Plataforma Guerrero Morelos, Ma= Maya. Las líneas discontinuas oscuras muestran las fronteras aproximadas e inferidas entre los bloques Mixteco, Oaxaca y Juárez, mientras que las líneas gruesas muestran las fronteras indicadas por cabalgaduras. El cuadro rojo representa el área de estudio. Las fronteras de los terrenos y las estructuras mayores fueron tomadas de [Cerca \(2004\)](#), modificado de [Campa y Coney \(1983\)](#) y [Sedlock et al. \(1993\)](#).

En los trabajos de [Campa y Coney \(1983\)](#) y [Sedlock et al. \(1993\)](#), no existe un acuerdo en la ubicación del límite occidental del terreno Mixteco. En la subdivisión tectonoestratigráfica de [Campa y Coney \(1983\)](#), el límite occidental del terreno Mixteco es la falla Teloloapan, en el borde occidental de la Plataforma Guerrero–Morelos. [Sedlock et al. \(1993\)](#) proponen a la falla Papalutla como el límite entre los terrenos Mixteco y Náhuatl, en el borde oriental de la Plataforma Guerrero–Morelos. La Plataforma Guerrero Morelos está caracterizada por afloramientos extensos de caliza (Formación Morelos) depositada en un ambiente de plataforma marina ([Frías, 1960](#)). Al no tener un límite bien definido entre los terrenos Náhuatl y Mixteco, podemos decir con seguridad que el área de estudio se localiza en la Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) formada por rocas marinas del Cretácico y cuyo basamento cristalino estaría representado por el complejo Acatlán del terreno Mixteco ([Ortega-Gutiérrez y Elías-Herrera, 2009](#)).

El sector norte-central de la Sierra Madre del Sur incluye un conjunto de centros volcánicos predominantemente silícicos, que forman parte de un episodio magmático del Eoceno tardío-Oligoceno temprano ([Morán-Zenteno et al., 2004](#)). Los centros volcánicos más cercanos al área de estudio son, del occidente al oriente, Sultepec-La Goleta, Taxco, Tilzapotla, y Huautla. Este

vulcanismo representa uno de los pulsos finales del magmatismo Paleógeno de la región, previos a la instauración del arco de la FVTM ([González-Torres et al., 2008](#)).

2.1 SULTEPEC-LA GOLETA

El campo volcánico Sultepec-La Goleta, en el estado de México, fue estudiado por [Díaz-Bravo y Morán-Zenteno \(2011\)](#). Se localiza al noroccidente del domo regional de forma elíptica. En la zona sur del campo volcánico los autores han identificado una caldera de colapso representado por un espesor apreciable de ignimbritas (35.5 – 36 Ma) rodeadas por varios cuerpos subvolcánicos y diques piroclásticos subverticales que definen una zona semielíptica de aproximadamente 15 x 22 km, mientras que la zona norte está representado por diques y menores espesores de ignimbritas, las cuales no revelan ninguna evidencia de colapso. Los diques encontrados representan los restos de los conductos que alimentan la actividad volcánica en el área. Un último episodio de vulcanismo explosivo menos voluminoso dio una edad de 34.4 Ma.

2.2 CAMPO VOLCÁNICO TAXCO

El campo volcánico Taxco, en el estado de Guerrero, consiste predominantemente de flujos de lava riolítica de 32-31 Ma, las cuales se asocian con algunos domos alineados a lo largo de fracturas; la riolita cubre unidades del Eoceno tardío que incluyen sedimentos clásticos, ignimbritas de 38.2 Ma, andesitas de 36.6 Ma, y otra unidad ignimbrítica de 33.1 Ma ([Morán-Zenteno et al., 1998](#); [Alaniz-Álvarez et al., 2002](#)). Se reportan varias fallas de deslizamiento lateral de escala kilométrica en la región de Taxco y sus alrededores. Las fallas principales son rasgos mayores de 50 m del Eoceno-Oligoceno, de tipo lateral izquierdo y lateral derecha y con orientaciones preferenciales NE y NW ([Alaniz-Álvarez et al., 2002](#)).

2.3 CAMPO VOLCÁNICO LA SIERRA DE TILZAPOTLA

Localizado al sur del estado de Morelos y al del norte del estado de Guerrero, se encuentra constituida por varias unidades silíceas. La ignimbrita Tilzapotla (34-35 Ma) está asociada al colapso de la caldera ([Morán-Zenteno et al., 2004](#)). Sobre esta unidad se tienen depositada la ignimbrita Rodarte, y las formaciones Las Mesas, Gallego, y El Salto. La formación Las Mesas se encuentra constituida por una secuencia de estratos de conglomerados y depósitos de flujos de escombros. La Formación Gallego, que sobreyace la ignimbrita Rodarte, está constituida por secuencias gruesas de ignimbritas reomórficas densamente soldadas, vitrófidos, y flujos de lavas

dacíticas. Los flujos de lava de la formación El Salto, de 34.4 a 32.8 Ma, están principalmente distribuidos en altos topográficos en la zona central de la caldera de Tilzapotla. El resurgimiento de la caldera posiblemente se debió a eventos relacionados con la inyección de magmas más primitivos en la cámara magmática ([Morán-Zenteno et al., 2004](#)).

2.4 CAMPO VOLCÁNICO HUAUTLA

El campo volcánico de Huautla se localiza hacia el oriente de la caldera de Tilzapotla, en los límites de los estados de Morelos, Guerrero y Puebla. Comparte parcialmente algunos rasgos con los centros volcánicos de volcanismo silíceo mencionados anteriormente que se ubican hacia el occidente: voluminosas cantidades de ignimbritas y una estructura caldérica ([Díaz Bravo, 2005](#); [Chávez González, 2005](#)).

Se han reconocido varias unidades volcánicas, además de ser agrupadas en cuatro episodios principales en base a sus edades: 1) una granodiorita porfídica con edades comprendidas entre 37 a 36 Ma, que corresponde cuerpos subvolcánicos, 2) después se dio una pausa de ~ 3 Ma caracterizada por el depósito de las unidades de ignimbrita de ~ 34.3 Ma derivadas de la caldera de Tilzapotla ([Morán-Zenteno, et al., 2004](#)), 3) un evento andesítico-silíceo, con edades comprendidas de ~33.5 a 31 Ma, y 4) un último episodio andesítico de ~ 30-29 Ma ([González-Torres et al., 2011](#)). Un rasgo importante hacia el oriente del centro volcánico de Huautla es el tronco intrusivo de San Miguel, de composición granodiorítica a tonalítica, fechado por el método Ar-Ar en concentrados de biotita en 30.9 ± 0.3 ([Cerca et al., 2007](#)).

2.5 RASGOS TECTÓNICOS REGIONALES

La estratigrafía y las estructuras tectónicas cenozoicas de la SMS registran cambios significativos en entorno tectónico del sur de México ([Morán-Zenteno et al., 2005](#)). Existe el registro de una serie de eventos de deformación orogénica durante el Cretácico Tardío hasta el Cenozoico, seguidos por episodios de truncamiento de la margen continental y extinción gradual del magmatismo de arco en la SMS ([Morán-Zenteno et al., 2005](#)).

La deformación de las rocas del sur de México entre el Cretácico Tardío y Cenozoico temprano ha sido objeto de varios estudios. [Cerca et al. \(2007\)](#) han documentado dos fases de deformación que afectaron la parte central de la SMS durante el Cretácico Tardío y Terciario temprano. La primera fue de acortamiento progresivo con dirección E-W, generalmente asociado a la orogenia Laramide; fue activo en esta región durante el Coniaciano hasta la parte más temprano del Paleoceno y

produjo un amplio cinturón de pliegues y cabalgaduras de bajo ángulo con orientación N-S ([Fries, 1960](#)). La segunda fase reconocida por [Cerca et al. \(2007\)](#) fue pos-Cretácico Tardío (Paleoceno-Eoceno temprano) y afectó a sedimentos continentales; se caracteriza por plegamientos suaves, fallas con desplazamiento lateral izquierdo y rotación antihoraria de estructuras formadas durante la primera etapa de deformación.

[Nieto-Samaniego et al. \(2006\)](#), en un análisis de la deformación en el sector oriental de la SMS, identifica tres eventos de deformación sucesivos con cinemáticas diferentes que migraron de oeste a este basado en la geometría, edad y la cinemática de las estructuras tectónicas. El primer evento corresponde a la Orogenia Laramide durante el Cretácico Tardío en la Plataforma Guerrero Morelos, terminando en el Eoceno medio en el Este dentro de la cuenca de Veracruz; el segundo evento corresponde a fallas de desplazamiento lateral durante acortamiento en dirección NE-SW del Eoceno al Oligoceno, y el tercer evento produjo fallas normales y laterales, indicando extensión horizontal NE-SW del Oligoceno al Mioceno.

Un grupo importante de fallas con orientaciones NW-SE se localizan en gran parte de la Sierra Madre del Sur, al sureste del Estado de México, norte de Guerrero y sur de Morelos. Fueron descritas por [Alaniz-Álvarez et al. \(2002\)](#) y [Morán-Zenteno et al. \(2004\)](#), y corresponden principalmente a fallas de tipo lateral izquierdo activas en el Eoceno tardío.

En el área de Taxco, [Bustamante-García et al. \(1998\)](#) definió dos regímenes de deformación: una dúctil (mesozoica) y otra frágil (mesozoica y terciaria). La dúctil, originada por procesos compresivos regionales, muestra estructuras de foliación, plegamiento y fallamiento inverso. Un ejemplo de estas es el anticlinorio de Coxcatlán. La deformación frágil originó fallamiento de tipo normal y fallamiento lateral ([Bustamante-García et al., 1998](#)).

Existen fallas con indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo. En los límites NE y SW de la caldera de Tilzapotla se reconocieron lineamientos tectónicos, con orientación NW, los cuales son casi paralelos a los lineamientos que se localizan en la región ([Morán-Zenteno et al., 2004](#)). La margen estructural de la caldera quedó marcada por brechas y el colapso de megabloques de caliza y anhidrita ([Morán-Zenteno et al., 2004](#)).

CAPÍTULO 3

ESTRATIGRAFÍA

Las rocas que afloran en el área de estudio se agrupan principalmente en dos secuencias. La primera de ellas, de edad mesozoica, tiene un origen sedimentario marino, y la segunda consiste de secuencias continentales de rocas clásticas y rocas magmáticas de edad cenozoica que incluyen diferentes unidades litoestratigráficas. Los diferentes tipos de litología que se identificaron comprenden básicamente una sucesión de ignimbritas, andesitas, tobas vitrófidicas, domos riolíticos e intrusivos graníticos a granodioríticos (Mapa 1).

3.1. GEOLOGÍA LOCAL

3.1.1. FORMACIÓN MORELOS

Las rocas más antiguas que afloran en el área de estudio corresponden a la Formación Morelos, que fue definida y cartografiada originalmente por [Fries \(1960\)](#). La formación es predominantemente una sucesión de calizas y dolomías interestratificadas de edad cenomaniano-albiano las cuales contienen cantidades variables de pedernal ya sea en forma de nódulos, lentes, granos o fragmentos fósiles. El espesor de la Formación Morelos puede llegar hasta 900 m y en el área de Buenavista de Cuéllar el espesor estimado es de < 600 m ([Fries, 1960](#)).

La Formación Morelos sufrió grandes deformaciones estructurales provocadas por la orogenia Laramide, teniendo así una serie de pliegues anticlinales y sinclinales con una orientación casi Norte. Se observa la roca deformada en el área de estudio, en la carretera entre Buenavista de Cuéllar y Coxcatlán (Foto 1). Posteriormente, el emplazamiento de magmas produjo una estructura cómica de forma elíptica que resultó en una interferencia estructural en los pliegues laramídicos ([Morán-Zenteno et al., 2004](#)).



Foto 1. Deformación de las calizas de la Formación Morelos en la carretera que va de Buenavista hacia Coxcatlán.

Las observaciones realizadas señalan que las calizas que se localizan en la región de Buenavista de Cuéllar, Coxcatlán son de tipo *mudstone*. Se observan zonas de brechas calcáreas, unas posiblemente de origen kárstico y otras pueden ser de una brecha de falla, que llegan a tener un espesor de ~40m (Foto 2).



Foto 2. 2a: Brecha en la carretera que va de Buenavista a Coxcatlán. 2b: Brecha calcárea a las afueras de Coxcatlán

3.1.2. CONGLOMERADO CALCÁREO CERRO DE LA CAMPANA

Durante los trabajos de campo se observó una unidad conglomerática con fragmentos líticos de rocas calcáreas y algunos clastos de ignimbrita. Los clastos en general tienen medidas que van de los 3 a 10 cm. Mayoritariamente eran subangulosos a subredondeados.

3.1.3. PLUTÓN DE COXCATLÁN

El plutón de Coxcatlán se localiza en la parte occidental del área de estudio. Presenta una forma irregular; de norte a sur tiene 5 km y de occidente a oriente 3.7 km, con un área de 10.56 km². La localidad de Coxcatlán se ubica en el sector NW del plutón (Mapa 1). En trabajos anteriores, se encuentra clasificado como una granodiorita (ver por ejemplo, [Frías, 1960](#); [Morán-Zenteno et al., 2004](#)).

El plutón de Coxcatlán se encuentra completamente rodeado por rocas sedimentarias pertenecientes a la Formación Morelos. En el sector noroccidental, el plutón está en contacto con las calizas por falla; en esta localidad la caliza (muestra Cox_53) está recristalizada sin evidencia de minerales típicos de los *skarn*. No se logró observar el contacto en los sectores nororiental y sur del plutón debido al cubierto de vegetación y suelo.

Se observan concentraciones de roca oscura y de composición diferente inmersos en el plutón de Coxcatlán. Son casi en su totalidad máficas (Foto 3) y, aunque existen algunas que son félsicas, son poco comunes. Las concentraciones de composición máfica se conocen en la literatura como enclaves magmáticos máficos o MME por sus siglas en inglés (*mafic magmatic enclave*). El término de enclave fue propuesto originalmente por [Lacroix en 1890](#), quien lo definió como fragmentos de rocas encerrados en rocas ígneas homogéneas. Los MME presentan un tamaño que puede ser de unos pocos micrones a cientos de metros, y generalmente están formados por conjuntos de distintos minerales aunque pueden presentarse como una sola especie mineral o como monocristales ([Didier y Barbarie, 1991](#)). Los MME del plutón de Coxcatlán tienen, en su mayoría, una forma elipsoidal y un tamaño que generalmente es <10 cm de largo aunque llegan hasta 20 cm. En campo se tomaron diversas medidas de poblaciones de enclaves en varios puntos y se encontró que la relación largo-ancho (*aspect ratio*) varía de 1 a 3.1 (Tabla 1).



Foto 3. Enclaves. 3a: enclave félsico con aureola de alteración rodeado de granodiorita. 3b: enclaves máficos subangulares y redondeados. 3c y 3d: enclave máfico con aureola de alteración. 3e: enclave félsico rodeado de granito rico en potasio.

Se localizaron dos puntos en el plutón en donde se pueden observar claramente estrías de falla (Foto 4). Una es sobre el río en la parte interior del plutón y la otra es en el límite NW del plutón. En la parte interior del plutón la falla tiene una orientación preferencial N-S e indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo (escalones). Está expuesta en una pared de aproximadamente 30 metros de altura y presenta zonas de brecha y una zona silicificada de aproximadamente 1.5 m de ancho. En la zona norte del plutón, se observan planos de falla con estrías horizontales en el contacto con la roca mesozoica. La falla presenta un ancho aproximado de 6 m que incluye una zona de brecha con calcita y clastos tectónicos. Las dos zonas de falla se alinean y presentan la misma orientación, lo que sugiere que pueden ser parte de una misma falla.

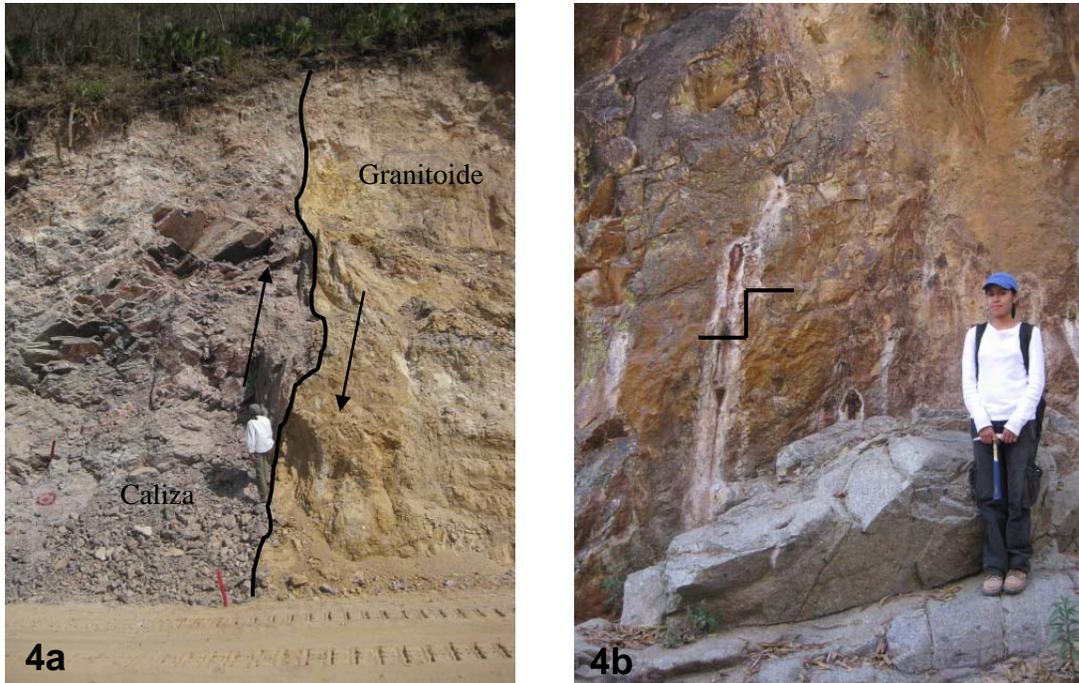


Foto 4. Sitios de falla. a: Falla en el límite NW del plutón. 4b: Brecha de la falla en la parte central del plutón..

La edad del plutón Coxcatlán ha sido determinada en ~ 36 Ma por el grupo responsable de este proyecto de investigación. En la zona norte del plutón, se obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de 35.81 ± 0.18 Ma en biotita de la muestra Cox_3. En el sector oriental del plutón, el fechamiento de U-Pb en circones por el método de espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (ICPMS) de la muestra Cox_10 arrojó una edad de $35.8 +0.4/-0.2$ Ma.

3.1.4. INTRUSIVO DE BUENAVISTA DE CUÉLLAR

Este intrusivo se localiza en límite de la parte sur de Buenavista de Cuéllar. Se encuentra en contacto con la Formación Morelos y la ignimbrita Tilzapotla. Presenta coloraciones a la intemperie blancas y marrón, en tanto que su color al fresco es un gris, y se pueden observar feldespato potásico de gran tamaño ($\sim 1-2$ cm), ferromagnesianos y cuarzo. Presenta una textura fanerítica. La edad que obtuvo el grupo de trabajo por U-Pb en circones por LA-ICPMS es de $35.3 +0.3/-0.2$ Ma.

3.1.5. IGNIMBRITA TILZAPOTLA

Esta unidad fue descrita originalmente por [Frías \(1960\)](#), quien lo denominó la Riolita Tilzapotla. Posteriormente, en un estudio más detallada de la zona, [Moran-Zenteno et al. \(2004\)](#), reconocieron que está asociada al colapso de la caldera de Tilzapotla.

De acuerdo a [Morán-Zenteno et al. \(2004\)](#), la facies intra-caldera de la ignimbrita Tilzapotla está espacialmente distribuida en el sur de Morelos y el norte de Guerrero. La facies extra-caldera se encuentra expuesta al sur de Amacuzac, al norte y oriente de Buenavista de Cuéllar, en el centro volcánico de Huautla al sur de Valle de Vázquez, y al sur de la carretera que conduce a Acapulco. Dentro del área de estudio esta unidad aflora en toda la parte oriente. Sobreyace discordantemente a conglomerados calcáreos y la Formación Morelos.

Las ignimbritas de Tilzapotla se representan por una toba vitrica cristalina con una matriz cripto- a microcristalina de cuarzo y plagioclasa, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa fragmentada, escasa sanidina y la presencia muy característica de biotita eudral. La fracción lítica está dominada por fragmentos de textura criptocristalina y en menor proporción lavas porfídicas y fragmentos subvolcánicos.

Durante los trabajos en campo se observaron todas las variaciones litológicas en el Cerro de la Campana (Foto 5), donde la ignimbrita cubre un conglomerado calcáreo. Desde la base hasta la cima, se tiene ignimbrita con fragmentos líticos de caliza, ignimbrita vitrofída, ignimbrita poco endurecida, ignimbrita endurecida, cenizas de caída y flujos de escombros; estos últimos contienen una enorme cantidad de cuarzo redondeado y clastos de tobas consolidadas. Las ignimbritas que se localizan en la parte superior de la secuencia contienen clastos de pómez, y se encuentran endurecidas pero no soldadas. La secuencia observada en el Cerro de La Campana tiene un espesor estimado de 109 m.



Foto 5. Cerro la Campana en la localidad de Buenavista de Cuéllar, compuesto por ignimbritas

3.1.6. TOBA VITROFÍDICA DEL ÁREA DEL CERRO DE LA CAMPANA

Este tipo de roca aflora en la parte oriental del área de estudio en las cercanías de Buenavista de Cuéllar en un pequeño afloramiento que se encuentra sobre las antiguas vías del tren a lado del

Cerro de la Campana. Tiene una coloración marrón verdosa y se pueden observar fenocristales de feldespatos potásicos muy alterados de color amarillo. El color al fresco es negro y presenta una textura porfídica.

3.1.7. RIOLITA

Se observó un domo félsico al sur de Buenavista de Cuéllar en el extremo sur del área de estudio. La muestra estudiada (Cox_23) se colectó en el lugar donde aflora a unos metros más hacia el sur del límite del mapa. En su límite occidental, el domo está en contacto con las calizas de la Formación Morelos, y en el límite oriental, con la ignimbrita Tilzapotla. Los domos que se localizan en los alrededores de la caldera se asocian al anillo de la caldera ([Morán-Zenteno et al., 2004](#)), y se observó en el campo que existe un alineamiento curvilíneo de varios cuerpos dómicos fuera del área de estudio. Presenta un color al intemperismo marrón, en tanto que el color al fresco es gris. Se pueden observar feldespatos potásicos, cuarzo y ferromagnesianos. Presenta fenocristales de feldespato (Foto 6).



Foto 6. Riolita localizada en el extremo sur de Buenavista de Cuéllar, la muestra tomada sale del mapa realizado.

3.1.8. ANDESITAS Y ROCAS INTERMEDIAS

En dos localidades dentro del área de estudio se presentan afloramientos de rocas intermedias. Una se localiza entre Buenavista de Cuéllar y Coxcatlán, el cual se clasificó como una andesita y presenta diaclasas casi verticales (Foto 7). La roca fresca presenta coloraciones grises en tanto que la roca alterada presenta coloraciones amarilla a marrón. Tiene una textura porfídica. El grupo de

investigación obtuvo una edad preferida de $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de 30.37 ± 0.89 Ma en plagioclasa de la andesita. El otro afloramiento se encuentra en el sector oriental del área de estudio en donde [Morán-Zenteno et al. \(2004\)](#) han reportado una unidad post-colapso andesítica de rocas hipabisales, flujos de lava y brechas de avalancha derivadas del mismo material (Morán-Zenteno, comunicación personal).



Foto 7. Andesita de la carretera de Buenavista a Coxcatlán con diaclasamiento vertical.

3.1.9. VITRÓFIDO

El vitrófido se localiza sobre la carretera entre Buenavista de Cuéllar y Coxcatlán, y está expuesto cerca del límite occidental del afloramiento de la andesita. El vitrófido, que está asociado a una riolita, está en contacto discordante con la Formación Morelos y podría haber formado por el enfriamiento rápido de la riolita en el contacto con la roca encajonante (Foto 8). Presenta una textura fluidal y fenocristales de plagioclasa. La coloración que presenta con intemperismo es marrón en tanto la coloración al fresco es negra.



Foto 8. Vitrófido localizado en la carretera de Buenavista a Coxcatlán.

3.1.10. ALUVIÓN

El aluvión se encuentra representado por suelo con materia orgánica.

3.2. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

En este tema se va a enfocar en definir las variaciones que presenta el plutón Coxcatlán, así como los estudios petrográficos realizados en 58 láminas delgadas para la identificación de la mineralogía de dos cuerpos intrusivos, la andesita hipabisal, el domo al sur de Buenavista de Cuellar, la ignimbrita Tilzapotla, y las rocas calcáreas de la Formación Morelos en los contactos norte y sur del plutón de Coxcatlán. Por otra parte, se realizaron conteos de puntos en las rocas plutónicas utilizando el objetivo 2.5x, y en los enclaves el objetivo 10x, por tener un tamaño de grano más fino. Las descripciones detalladas de la petrografía, conteos de puntos, texturas, tamaño de mineral y clasificación se localizan en las tablas 2 a la 6.

3.2.1. PLUTÓN DE COXCATLÁN

El estudio de 46 láminas delgadas resultó en la determinación de cinco facies en el plutón: monzogranito-granodiorita, cuarzomonzonita, monzonita, enclaves máficos y aplita. Con base en los puntos GPS y las características petrográficas se elaboro un mapa de facies.

1) MONZOGRANITO-GRANODIORITA

En general en muestra de mano la roca es de color claro al fresco y al intemperismo presenta una coloración marrón debido al intemperismo de los ferromagnesianos. Los minerales que presenta son: feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol, piroxeno, opacos, apatito, circón, y como minerales secundarios, clorita, arcillas y calcita.

El feldespato potásico se identificó como ortoclasa, y presenta de grano fino a grano grueso en formas que varían de anedral a subeudral, algunos de ellos con bordes engolfados. Se presentan manchas irregulares en algunos cristales, de lo que parece ser plagioclasa. Algunos cristales presentan alteración a arcilla. La plagioclasa presenta formas eudrales y en su mayoría maclas de albita y polisintéticas. Algunas de las muestras presentan zoneamiento y maclas de Manebach (Apéndice 1 Foto 11) que son comunes en la ortoclasa ([Kerr 1977](#)) Ocasionalmente muestran inclusiones de biotita y apatito además rasgos de desequilibrio como son el intercrecimiento de feldespato potásico y, en algunos casos textura de tamiz (Apéndice 2 Foto 9). El relieve y el ángulo de extinción de las maclas en la plagioclasa indican que es una oligoclasa. El cuarzo se presenta en cristales que van de anedral a subeudral y también en forma intersticial. Presenta bordes engolfados así como inclusiones de biotita e intercrecimiento de feldespato potásico.

La biotita tiene una coloración que va del marrón al rojizo, una forma anedral a subeudral, y presenta maclas. Es uno de los minerales más alterados, y se altera a clorita. El anfíbol característico de estas rocas es la hornblenda el cual tiene una forma subeuhedral. Presenta coloraciones que van del marrón al verde, generalmente no está alterada (Apéndice 1, Foto 10). Se identificó ortopiroxeno (hiperstena) y clinopiroxeno (del grupo de la augita), y tiene formas que van de subanedral a subeudral. Se identificó titanomagnetita, ilmenita, magnetita y piritita mediante análisis de microsonda en formas subanedral a subeudral.

2) CUARZOMONZONITA

Presenta una mineralogía compuesta por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita, anfíbol y piroxeno.

La plagioclasa fue identificada como oligoclasa la cual presenta zoneamiento, maclas polisintéticas, e intercrecimiento de feldespato potásico y biotita. La forma de los cristales es en su totalidad subeudral. Además, se caracteriza por contener inclusiones de biotita y otros minerales no identificados (Apéndice 1, Foto 16). En general la abundancia va de 35 a 45%. El feldespato potásico se encuentra conformado específicamente por ortoclasa. La mayoría de las láminas analizadas no mostraron bordes corroídos, y las formas van de subanedrales a subeudrales.

El cuarzo presenta forma anedral, y en algunos casos se presenta como mineral intersticial. La biotita presenta coloración que va de marrón o rojo, tiene formas subeudral a subanedral, y está alterado tanto en sus bordes como en el centro de los minerales. El anfíbol es clasificado como hornblenda, presenta coloración marrón, contienen formas de subeudral a subanedral (Apéndice 1, Foto 15).

Los piroxenos se presentan tanto como ortopiroxeno como clinopiroxeno. El ortopiroxeno fue identificado como una hiperstena en tanto que el clinopiroxeno es del grupo de la augita, y presentan formas de subanedral a subeudral.

Los minerales alterados están representados por arcillas y clorita, las cuales en su conjunto generalmente son de 1-2%.

3) MONZONITA

Se encuentra ubicada en la parte central norte del plutón. Se caracteriza por un bajo contenido de cuarzo (<5%) y por contener macroscópicamente una gran cantidad de feldespato potásico (que da una coloración salmón a la roca). Tiene una textura fanerítica. Los otros minerales que presenta son: plagioclasa, biotita, opacos, apatito, circón, y, como minerales secundarios, clorita, arcillas y calcita (Apéndice 1, Fotos 12 y 14).

La plagioclasa muestra maclas polisintéticas y en esta facies se observa una menor cantidad de plagioclasas zonadas con respecto al monzogranito-granodiorita, la abundancia determinada mediante conteo de puntos y análisis modal varía entre 40 y 45% en plagioclasa. Generalmente los cristales son subeudrales, y presentan alteración en su interior e intercrecimiento de feldespato potásico, así como calcita secundaria e inclusiones de biotita (Apéndice 1, Foto 13). El feldespato potásico fue identificado como ortoclasa. Se caracteriza por presentar formas subeudrales a subeudrales, en algunas ocasiones presenta bordes engolfados, alteración, así como intercrecimiento de cuarzo, inclusiones de biotita y calcita secundaria.

El cuarzo que se presentan en su mayoría es intersticial. La mayoría de la biotita presenta alteración y coloraciones rojizas, la forma varía de anedral a subeudral. Se observaron trazas de piroxeno en una muestra que fueron identificados como hiperstena. Básicamente las minerales de alteración consisten de arcillas y clorita.

4) ENCLAVES MÁFICOS

Esta facies está caracterizada por un magma más máfico formando pequeños cuerpos en su mayoría de forma oval conocidos como enclaves magmáticos. El análisis petrográfico y el conteo de puntos se realizaron con un objetivo de 20x y se encontró que las abundancias de los minerales son muy variables. Se identificaron dos tipos de enclaves: uno se caracteriza por tener mayor abundancia de minerales ferromagnesianos (piroxeno, hornblenda, biotita) y menor tamaño de grano que la roca que engloba los enclaves y el otro por tener biotita como el principal mineral ferromagnesiano, con trazas de piroxeno y hornblenda, y un tamaño de grano similar a la roca que engloba los enclaves. Los enclaves que son de grano chico suelen tener fenocristales dentro de ellos, los cuales pueden ser parte del cuerpo granítico.

Se encuentran constituidos por: plagioclasa, feldespato potásico, biotita, cuarzo, anfíbol, piroxeno y minerales de alteración (Apéndice 1, Foto 18 y 19).

La plagioclasa se identificó como oligoclasa, la cual presenta una abundancia menor a las otras facies en minerales zoneados, y en algunas de las oligoclasas se presentan inclusiones de piroxeno y biotita así como intercrecimiento de feldespato potásico. El feldespato potásico está representado por una ortoclasa el cual se presenta de dos formas: una es intersticial y la otra es como fenocristales que, en su mayoría son subeudrales, y presentan bordes engolfados.

Las biotitas en su mayoría la coloración que presenta es rojiza, tienen formas que van de anedral a subeudral, presenta alteración ya sea en los bordes o en el centro de los minerales, y algunos cristales de biotita presentan maclado. En algunas láminas se pudo observar que la biotita presenta

lineamiento (Apéndice 1, Foto 20). Existen dos tipos de cuarzo: uno que se presenta de manera intersticial y el otro como fenocristales que tienen formas que van de subanedral a subeudral y presenta en sus bordes golfos.

El anfíbol fue identificado como hornblenda, y su abundancia es variable en toda la lámina ya que se pudo observar que este disminuye del borde del enclave al centro, en comparación con el piroxeno que van en aumento. Presenta en algunos casos una alteración magmática a biotita, y forma anedral. Existen dos clases de piroxeno, el clinopiroxeno representado por augita y el ortopiroxeno representado por hiperstena, y sus formas varían de eudral a subanedral.

5) APLITA

Los afloramientos de aplita que se observaron de aplita fueron cerca del contacto entre el plutón de Coxcatlán y la Formación Morelos. En la zona de aplita en el norte del plutón (muestra Cox_5), el afloramiento tiene un espesor máximo de 1 m, en tanto que la zona de aplita en el sur (muestra Cox_51) abarca varios metros de espesor.

Las aplitas tienen una textura fina, y un color claro debido a la ausencia o muy bajo contenido de minerales ferromagnesianos. Se componen básicamente de cuarzo, plagioclasa, y feldespato potásico.

La aplita de la zona norte (Cox_5) contiene en su mayoría cuarzo, plagioclasa, y feldespato potásico con un menor contenido de biotita y algunos opacos. Esta muestra presenta una textura gráfica (Apéndice 1, Foto 21). La aplita de la zona sur (Cox_51) contiene fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico en una matriz feldespática (Apéndice 1, Foto 22).

En la parte sur se puede observar que la plagioclasa tiene maclas de albita y algunas otras contienen maclas polisintéticas. Presenta formas anedral a subeudral. La abundancia determinada es de 4 al 6%. Su tamaño varía de 0.04 a 1 mm. Esto es para la aplita de la zona norte (Cox_51). Para la aplita de la zona sur las plagioclasas muestran textura gráfica, su forma va de anedral a subanedral. El feldespato potásico fue identificado como ortoclasa. Presentan formas que van de anedral a subeudrales.

El cuarzo en las dos muestras presenta formas subeudral a subanedral, los bordes presentan golfos de corrosión. Las pocas biotita que contienen son muy pequeñas, contienen una forma anedral además de tener una coloración que va del rojizo al pardo.

3.2.2. INTRUSIVO DE BUENAVISTA DE CUÉLLAR

Presenta fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, biotita y piroxeno en una matriz desvitrificada, y además de minerales de alteración.

La plagioclasa es identificada como oligoclasa. Se presenta forma subeudral, inclusiones de piroxeno y biotita, además de intercrecimiento de feldespato potásico y cuarzo, y alteración a arcilla. El feldespato potásico fue identificado como ortoclasa, tiene forma anedral, presenta inclusiones de la matriz y plagioclasa, e intercrecimiento de feldespato potásico y algunos de sus bordes presentan golfos de corrosión. El cuarzo en su mayoría se presenta como fenocristales con formas anedral a subeudral, golfos de corrosión en sus bordes, e inclusiones de la matriz.

La biotita presenta una coloración que va del marrón al rojo, su forma predominante es subeudral aunque en ocasiones se presenta con formas anedrales. Se presentan los dos tipos de piroxeno, tanto ortopiroxeno como clinopiroxeno. El ortopiroxeno fue identificado como hiperstena en tanto que el clinopiroxeno es del grupo de la augita. Presentan formas que van de subanedral hasta subeudral. La matriz abarca del 70 a 90% de la lámina, y está compuesta principalmente por plagioclasa y cuarzo (Apéndice 1, Foto 27).

3.2.3. IGNIMBRITA TILZAPOTLA

Se tomaron dos muestras del Cerro de la Campana en diferentes altitudes, procurando que fueran lo más representativas de esta unidad. Las dos muestra tomadas tienen diferente grado de compactación entre ellas.

El feldespato potásico tiene formas son muy variadas las cuales pueden ser de subanedral a subeudral, presenta bordes engolfados. Presenta un fuerte grado de alteración a arcillas. En las dos muestras el cuarzo se presenta en forma de fenocristales y microfenocristales, generalmente en forma subeudral, sus bordes muestran golfos de corrosión, y muestra intercrecimiento de feldespato potásico. La biotita tiene una abundancia baja, no mayor al 1%. Predominan cristales anedrales, generalmente con una coloración marrón. El tamaño de los cristales va de 0.32 a 1.08 mm.

La matriz de ambas muestras representa el 91%, la cual se encuentra constituida de vidrio. En la muestra de la parte inferior del cerro, no presenta rasgos de desvitrificación (Apéndice 1, Foto 30), en tanto que la superior se puede observar que la matriz comenzaba a sufrir desvitrificación (Apéndice 1, Foto 29). Dentro de la matriz se pueden observar pequeños cristales de cuarzo y feldespato potásico.

3.2.4. ANDESITAS

La mineralogía presente en la lámina de la andesita de Coxcatlán es: cuarzo, plagioclas, biotita en fenocristales, hornblenda y piroxeno.

El cuarzo muestra fenocristales de forma subanedral a subeudral, con golfos de corrosión, y su abundancia es >3%.

La plagioclasa se clasifica como oligoclasa, se presenta en forma de fenocristales que son mayoritariamente subeudral, presenta inclusiones de piroxeno, biotita, intercrecimiento de feldespatos potásico y cuarzo, y además presenta alteración (Apéndice 1, Foto 24). Se identificó el feldespato potásico como ortoclasa, y presenta bordes con golfos de corrosión y forma anedral.

La biotita presenta una coloración predominantemente marrón, con formas que van de anedral a subeudral, presenta alteración. El anfíbol fue identificado como hornblenda, muestra bordes de opacita, y se presenta de forma subanedral a subeudral. Existen dos clases de piroxenos tanto ortopiroxeno como clinopiroxeno. Presenta formas que van de subanedral hasta subeudral. La matriz está compuesta por plagioclasa con maclas de albita y biotita (Apéndice 1, Foto 23).

3.2.5. TOBA VITROFÍDICA DEL ÁREA DEL CERRO DE LA CAMPANA

En lámina delgada se puede observar que contiene una matriz vítrea con fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita.

La plagioclasa en la toba se identifica como oligoclasa, presenta maclas polisintéticas e intercrecimiento con feldespato potásico, y muestra zoneamiento. Se presenta como fenocristales y microfenocristales. En algunas zonas de la lámina se puede observar una textura gráfica (Apéndice 1, Foto 34). El feldespato potásico se presenta en forma de fenocristales de ortoclasa, generalmente de forma subanedral. Los fenocristales de cuarzo presentan formas subanedral a subeudral y rasgos de desequilibrio (bordes con golfos de corrosión).

La biotita presenta coloraciones que van del marrón al rojizo, y en su mayoría tiene formas subeudral. En comparación con los otros fenocristales de la muestra este presenta menor tamaño. La matriz está totalmente compuesta por vidrio y microcristales de plagioclasa, no se encuentra desvitrificada ni presenta alteración (Apéndice 1, Foto 33), y tiene 70% de abundancia.

3.2.6. VITRÓFIDO

La roca presenta fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, y biotita con fragmentos líticos compuestos principalmente por plagioclasa. El vitrófido presenta una matriz completamente

vítrea, sin rasgos de desvitrificación, en donde se puede observar los lineamientos de flujo (Apéndice 1, Foto 31).

Presenta una textura vitrofídica. La plagioclasa presenta maclas polisintéticas y tiene forma subeudral; no presentan zoneamientos ni alteración. Los fenocristales de feldespato potásico tienen una forma que va de subeudral a subanedral, presentan rasgos de desequilibrio (golfos de corrosión en sus bordes), y están argilitizados en su interior. El cuarzo se presenta como fenocristal, su forma va de subanedral a subeudral. Los fragmentos líticos están compuestos principalmente por fragmentos de roca los cuales presentan cristales de plagioclasa con textura de tamiz, maclas polisintéticas y forma subeudral. Los fragmentos líticos podrían pertenecer a una roca posiblemente riolítica (Apéndice 1, Foto 32).

3.2.7. RIOLITA

Se realizaron dos láminas delgadas para poder obtener una mejor interpretación del domo. Los minerales característicos son: plagioclasa, feldespato potásico, y biotita.

La plagioclasa se identificó como oligoclasa, generalmente presenta maclas polisintéticas, zoneamiento, e inclusiones de biotita, minerales con alto contenido en fierro y otros minerales no identificados, así como intercrecimiento de feldespato potásico. Las formas características de este mineral son de eudral a subeudral (Apéndice 1, Foto 26). El feldespato potásico encontrado es ortoclasa, y presenta formas que van de anedral a subeudral. Contienen inclusiones de biotita, presenta bordes engolfados.

La biotita presenta una coloración rojiza, su forma es principalmente anedral, y está alterada a clorita. La matriz abarca casi el 90% de la lámina, y se encuentra compuesta básicamente por vidrio desvitrificado (Apéndice 1, Foto 25).

La descripción petrográfica de cada una de las facies se encuentra englobando todas las láminas analizadas. Para justificar el número de facies en las cuales fue dividido el plutón, se muestra la Figura 4a. En la Figura 4b se encuentran graficadas en el diagrama QFP de clasificación modal para rocas plutónicas.

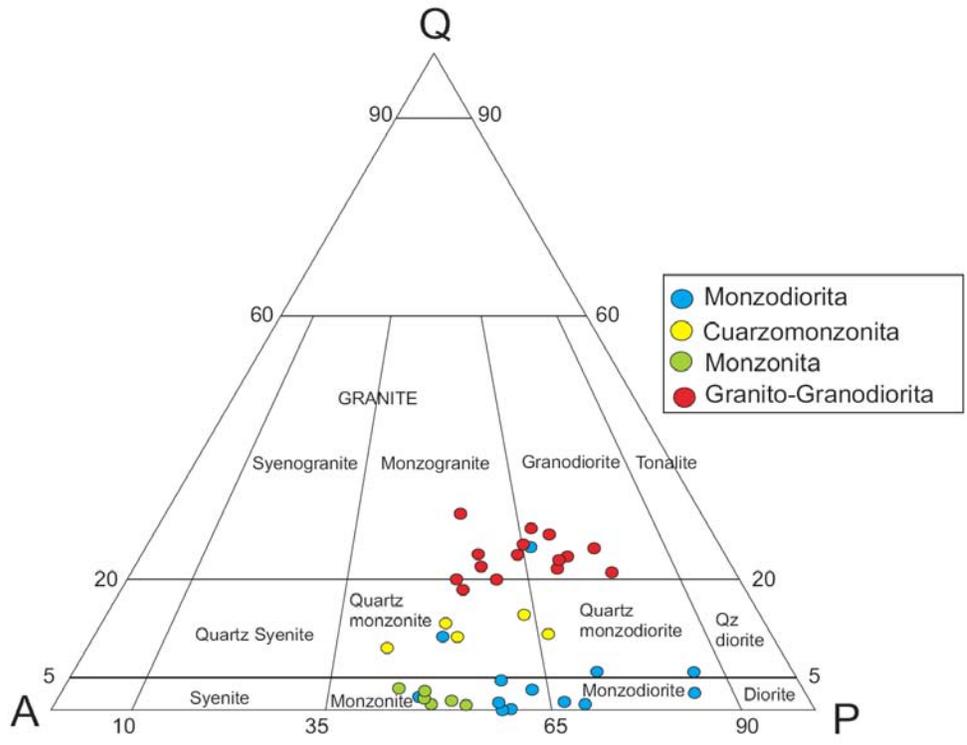
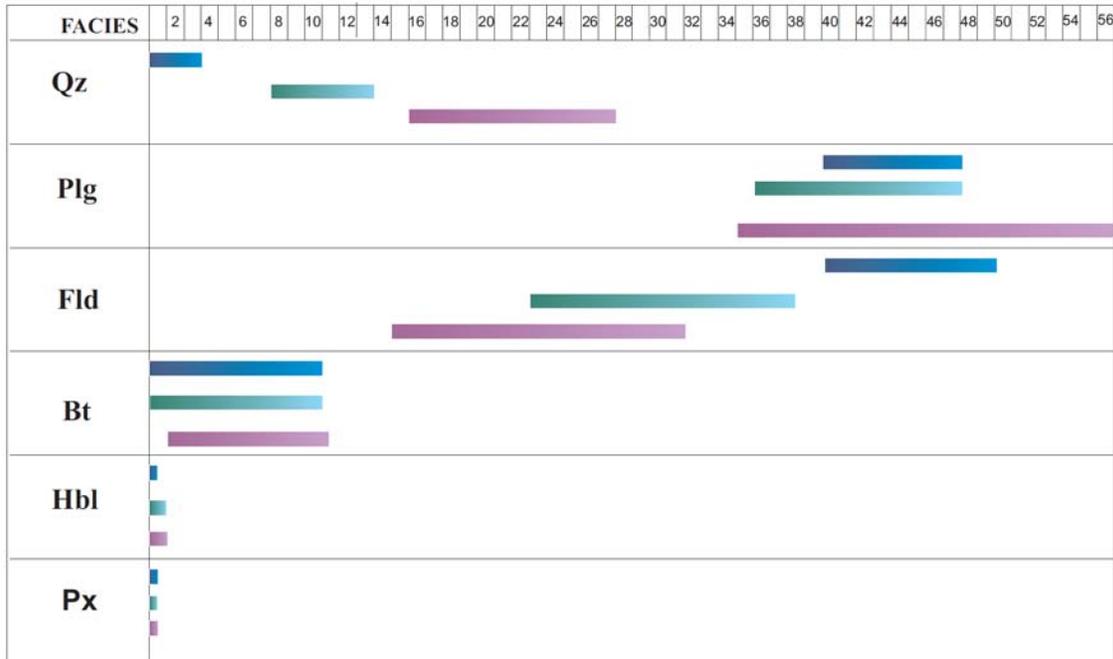


Figura 4. En la Figura 4a podemos ver los intervalos que se tomarán para cada uno de los minerales en las facies monzogranito-granodiorita, cuarzomonzonita y monzonita. 4b. Clasificación modal (conteo de puntos) de rocas plutónicas (Streckeisen, 1976). Las esquinas del triángulo son F= feldespato alcalino, P=plagioclasa y Q= cuarzo. Este diagrama no debe ser usado para rocas con un contenido en minerales máficos mayor del 90%.

CAPÍTULO 4

GEOQUÍMICA

Una herramienta para la caracterización e interpretación de las rocas ígneas es el análisis químico de roca total. Se analizaron los elementos mayores y 14 elementos traza en cinco muestras por espectrometría de fluorescencia de rayos X en dispersión de longitudes de onda (WD-XRF) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geología, UNAM (procedimiento descrito en [Lozano-Santa Cruz et al., 2005](#)). De las muestras analizadas, tres provienen del plutón de Coxcatlán, y de las rocas extrusivas, una roca volcánica lávica y un vitrófido que afloran en el área entre Coxcatlán y Buenavista de Cuéllar, con el objetivo de investigar las variaciones en la composición química de los magmas (Tabla 7). Además, para fines comparativos en algunos de los diagramas se integraron datos de muestras de rocas magmáticas cercanas al área de estudio como es el área de Taxco y Tilzapotla ([Morán-Zenteno et al., 1998](#); [Morán-Zenteno et al., 2004](#); y datos no publicados del grupo de investigación).

Para realizar los análisis las muestras se llevó a cabo una preparación cuidadosa, desde descostrarlas, para no incluir materia intemperizada. Posteriormente fueron limpiadas con agua desionizada, y se realizó un lavado con agua destilada de los fragmentos en el ultrasonido durante tres minutos para retirar el polvo. Una vez secas las muestras fueron quebradas con placas de acero. Las muestras quebradas fueron examinadas en el microscopio binocular y se seleccionaron los fragmentos más frescos. Estos se pulverizaron mediante un molino de cerámica de aluminio, el cual fue utilizado debido a que este material no afecta de manera significativa los resultados de los análisis para los fines del estudio.

4.1.1 ELEMENTOS MAYORES

Los elementos mayores en una roca son aquellos que cuya proporción normalmente superan el 1%. Su concentración se expresa en porcentaje en peso de los óxidos correspondientes, y la suma de sus elementos debe aproximarse al 100%. Los elementos mayores de las rocas ígneas son: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, y K₂O. Los elementos menores se incluyen dentro de este grupo, y estos son TiO₂, MnO, y P₂O₅. Tanto los elementos mayores como los elementos menores de las rocas son constituyentes estructurales esenciales de los minerales.

El plutón de Coxcatlán está constituido principalmente de rocas félsicas que, por lo general, contienen enclaves máficos. En el transcurso del presente estudio se analizaron dos rocas plutónicas félsicas, dando un contenido de SiO₂ que va del 68.95 a 70.97% en peso (Tabla 7), encontrándose dentro de los campos de granito y la parte silícica de las granodioritas (Figura 5).

La muestra que contiene mayor cantidad de sílice es aquella pobre en cuarzo (Capítulo 3). Fue analizado también un enclave magmático, que tiene una abundancia de SiO₂ de 53.20% en peso, localizándose en el campo de monzonita, en el límite del campo de diorita. Usando el criterio de [Irvine y Baragar \(1971\)](#), las muestras consideradas en la Figura 7 se clasifican como subalcalinas.

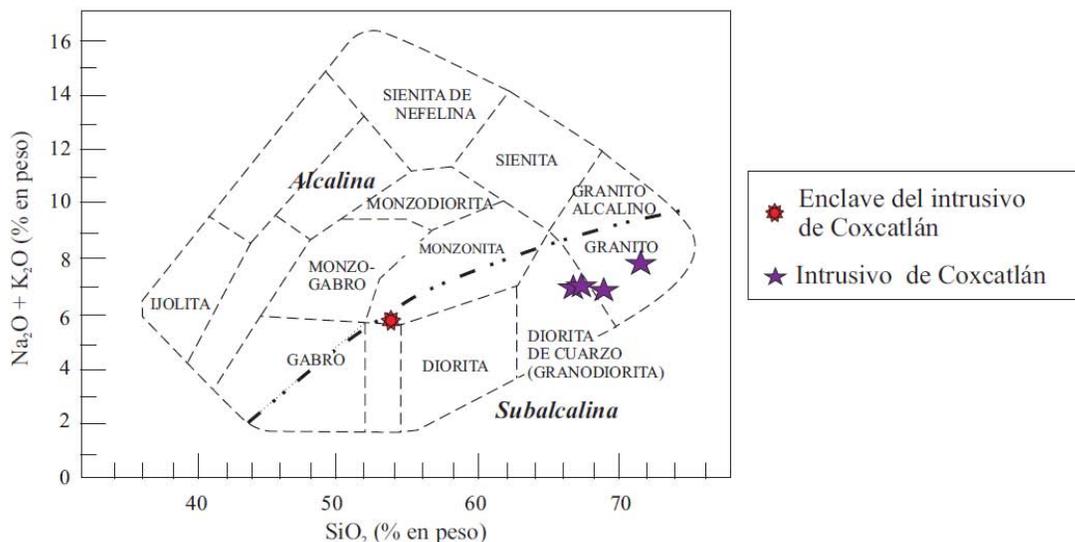


Figura 5. Diagrama de álcalis totales contra SiO₂ (TAS) ([Cox et al., 1979](#)) de las rocas plutónicas de Coxcatlán. La línea que divide las series magmáticas subalcalino y alcalino fue tomado de [Miyashiro \(1978\)](#). En esta figura se presentan datos de la Tabla 7 en el presente trabajo, de [Morán-Zenteno et al. \(2004\)](#), y datos no publicados del grupo de investigación.

En las rocas volcánicas, el cuerpo hipabisal que aflora entre Buenavista de Cuellar y Coxcatlán (Cox_15B) cae en el campo de andesita, cerca del límite con el campo de andesita basáltica con 56.49% en peso de SiO₂, mientras que el vitrófido (Cox_54, que es de la misma localidad que Cox_23 en las tablas) se clasifica como una dacita, teniendo SiO₂ de 65.48% (Figura 5). Para fines comparativos, en la Figura 5 se incluyen datos de las lavas de la Formación El Salto, que cubren la ignimbrita Tilzapotla en el área de la caldera de Tilzapotla y tienen edades que varían de 34.4 -32.8 Ma ([Morán-Zenteno et al., 2004](#)). Las lavas El Salto se clasifican como andesitas y dacitas, variando de 57 a 65% en peso de SiO₂ ([Morán-Zenteno et al., 2004](#)). También se incluyen en la Figura 6 datos de muestras de vitrófidos que afloran en el área adyacente de Taxco y tienen una abundancia de SiO₂ de 70 a 76% ([Morán-Zenteno et al., 1998](#)). Todos los datos presentados en la Figura 5 corresponden a rocas subalcalinas. La mayoría de las muestras presentan una tendencia calcoalcalina en un diagrama AFM (A = álcalis [Na₂O + K₂O]; F = FeO + Fe₂O₃ [recalculado como FeO*]; y M = MgO, expresados en porcentaje en peso) (Figura 7).

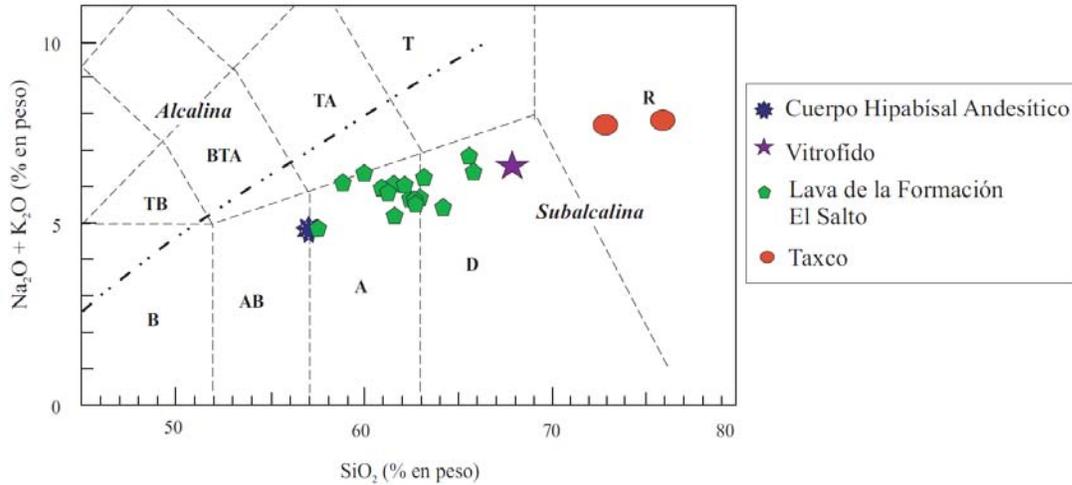


Figura 6. Diagrama de álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs SiO_2 (Le Bas et al., 1986) de rocas volcánicas de la zona de estudio y rocas de edad similar de zonas adyacentes dentro del domo elíptico. Datos de la Formación El Salto de [Morán-Zenteno et al. \(2004\)](#). Datos de Taxco tomados de [Morán-Zenteno et al. \(1998\)](#). B= basalto, AB= basalto andesítico, A= andesita, D= dacita, R= riolita, TB= traquibasalto, BTA= basalto traquiandesita, TA= traquiandesita y T= traquita.

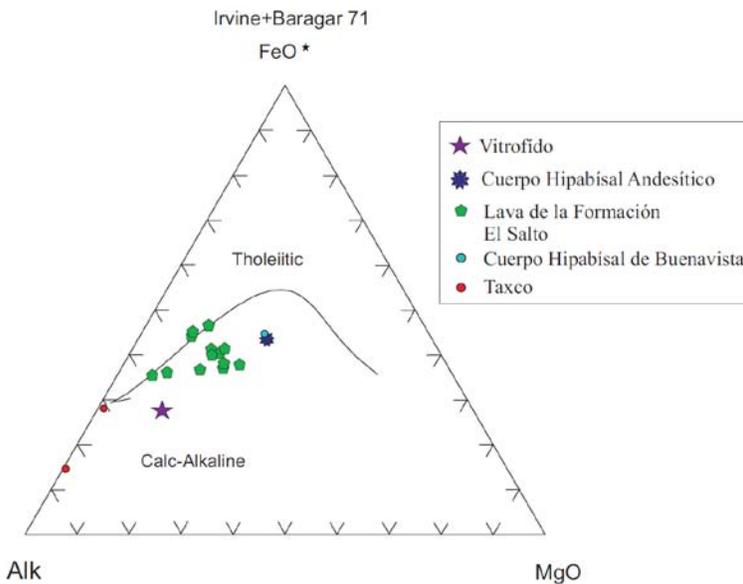


Figura 7. Diagrama AFM (Irvine y Baragan et al., 1971) de rocas volcánicas del área de estudio y rocas volcánicas de edad similar de zonas adyacentes. Datos de la Formación El Salto y el cuerpo hipabísal Buenavista tomados de [Morán-Zenteno et al. \(2004\)](#) y de Taxco, tomados de [Morán-Zenteno et al. \(1998\)](#).

4.1.2 ELEMENTOS TRAZA

Los elementos traza se definen como elementos que se encuentran presentes en una roca con concentraciones menores al 0.1% ([Rollinson et al., 1993](#)). Los elementos traza son importantes ya que son buenos discriminantes de los procesos petrológicos.

En las Figuras 8a y 8b se presenta los datos de rocas intrusivas y extrusivas en diagramas multielementales. Los datos fueron normalizados con el fin de evitar “zig-zag” de los datos para eliminar el efecto Oddo-Harkins, que es la existencia de concentraciones más altas en elementos de número atómico par comparado con los elementos de número atómico non. Para realizar los diagramas se normalizaron los datos con el N-MORB considerándolo como magma primitivo.

En el diagrama multielemental de las rocas intrusivas (Figura 8a) así como de las rocas extrusivas (Figura 8b) podemos observar un enriquecimiento en Rb, Ba, K (elementos de radio iónico grande y carga baja o LILE: *Large Ion Lithophile Elements*), así como en Pb y Th, con respecto a Nb, Zr y Ti (cationes pequeños y de alto potencial iónico o HFSE: *High Field Strength Elements*). Las muestras del área de estudio muestran una alta relación LILE/HFSE (Ba/Nb de 41 a 80), un comportamiento típico en rocas de ambiente de margen destructivo (Pearce et al., 1984).

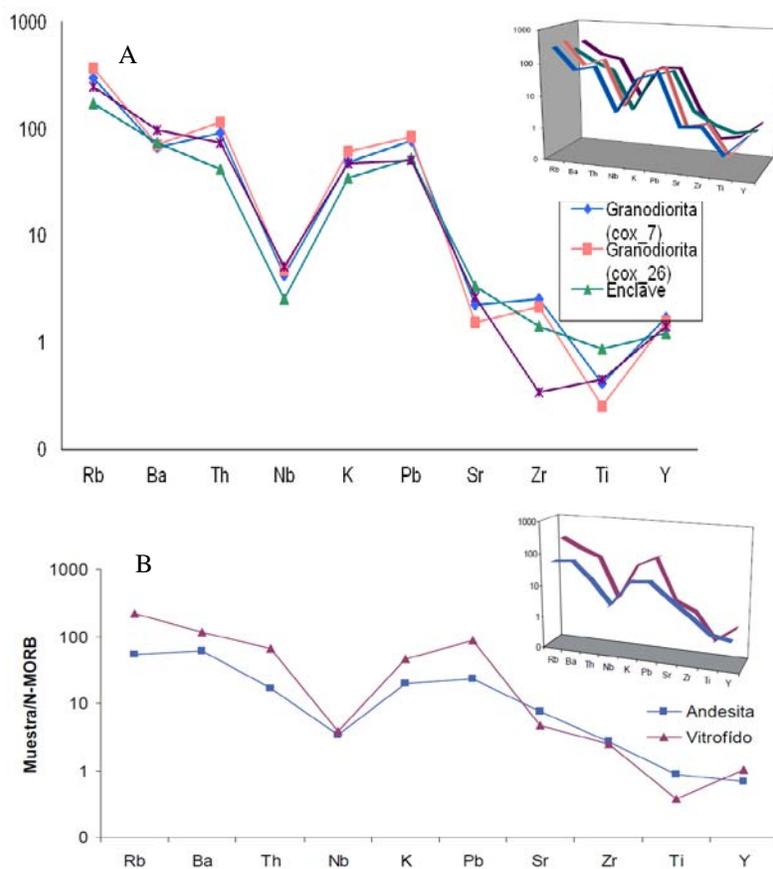


Figura 8. Diagramas multielementales de (a) las rocas plutónicas y (b) las rocas volcánicas, normalizados con N-MORB (Sun y McDonough, 1989). Datos de la Tabla 7.

4.1.3 DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA

La correlación de la composición geoquímica de elementos mayores, menores y traza, con los ambientes geotectónicos actuales determinados en nuestro planeta permite la identificación de dichos ambientes en los cuales se formaron las rocas antiguas (Moreno-Murillo et al., 2004). Inicialmente los diagramas de discriminación tectónica fueron desarrollados para rocas efusivas y, posteriormente, para las rocas intrusivas también. En la Figura 9 podemos observar un diagrama de Rb vs. Y+Nb propuesto por Pearce et al. (1984). Las rocas del plutón de Coxcatlán se ubican en el campo del granito de arco volcánico (VAG); esto nos sugiere que se generaron en un ambiente de subducción, como ha sido sugerido por Morán-Zenteno et al. (1998; 2004).

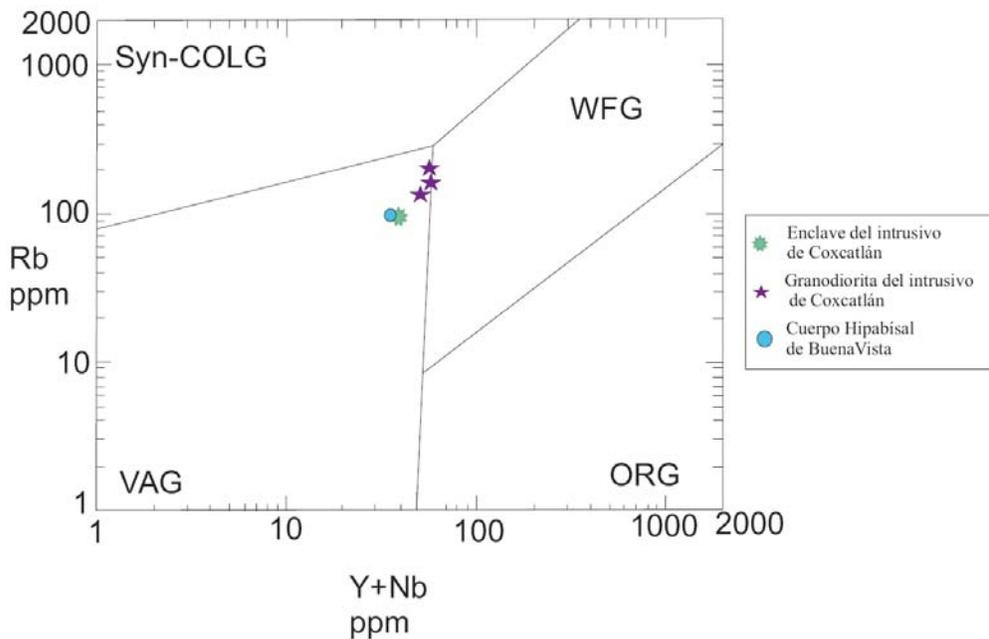


Figura 9. Diagrama de discriminación tectónica de las rocas plutónicas. VAG = Granito de arco volcánico, ORG = Granito de dorsal oceánico, WFG = Granito intraplaca, Syn-COLG = Granito sin-colisional. (Pearce et al., 1984).

La utilización de este tipo de diagramas debe de utilizarse con mucha precaución ya que estos diagramas no indican con seguridad el comportamiento tectónico bajo el cual la muestra fue emplazada.

4.2. GEOQUÍMICA DE LOS MINERALES

4.2.1 PROCEDIMIENTOS ANALÍTICOS

Los análisis de elementos mayores de los minerales se han efectuado mediante una microsonda electrónica de barrido JEOL JXA-8900R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) en el

Instituto de Geofísica de la UNAM. Los análisis se realizaron utilizando cinco espectrómetros de longitud de onda de energía dispersada de rayos X (WDS). Se usaron estándares de vidrios y minerales de plagioclasa, biotita y hornblenda. Los elementos importantes de hornblenda, biotita y plagioclasa fueron medidos usando un diámetro de haz de 1 μm con un voltaje de aceleración de 20 keV y una corriente de haz de 20 nA.

Los análisis se realizaron para diferentes facies del plutón de Coxcatlán: granodioritas (Cox_11 y Cox_3), monzonita (Cox_26) y enclave (Cox_3a y Cox_26a). Se tomaron 126 datos de plagioclasa, las cuales fueron elegidas por la ausencia de zoneamiento, 27 estudios en biotita y 13 en hornblenda. Los análisis se realizaron teniendo en cuenta que la alteración de los minerales debía ser mínima o nula. Los resultados obtenidos pueden consultarse en las tablas 8, 9 y 10. En las figuras 14, 15, y 16 se grafican únicamente los datos para los cuales se tiene el análisis del centro y el borde del cristal, y en estos casos los dos puntos se encuentran unidos por una línea.

4.2.2 RESULTADOS

4.2.2.1 Plagioclasa

El estudio de la plagioclasa se llevó a cabo para determinar la composición química, y reconocer posibles variaciones composicionales durante la evolución de la cámara magmática. También, compararemos con las plagioclasas provenientes de la caldera de Tilzapotla, con el fin de poder ver la relación entre el tiempo que tardaron en cristalizar las plagioclasas de ambas áreas.

Se graficó las relaciones de porcentaje en peso de CaO, Na₂O, Al₂O₃, y An (Ca/ (Na+Ca)) vs SiO₂% en las cuales se puede ver que las muestras se distribuyen formando un patrón coherente lineal en tanto que para la relación K₂O vs SiO₂% no se presenta esta relación lineal (Figura 10). El contenido de SiO₂ en la plagioclasa de los enclaves tiene un rango de 47.54 a 63.44% mientras que en el granitoide se observa un rango desde 56.07% hasta 67.30% (Tabla 8). En la Figura 14, también se puede ver una disminución del contenido en CaO y Al₂O₃ y un aumento del contenido en Na₂O y K₂O con el aumento de sílice, lo que es de esperar porque una plagioclasa rica en Na se caracterizan por un menor contenido de Al₂O₃ y mayor contenido de SiO₂ comparado con una plagioclasa rica en Ca ([Deer et al., 1992](#)). En la mayoría de los cristales, el zoneamiento es de tipo normal, aunque en algunos cristales, es de tipo inversa y los bordes son más cálcicos que los centros. La plagioclasa de los enclaves presenta mayor abundancia de CaO, de 16% en peso, comparado con los granitoides, de 11% (Figura 10b).

En la Figura 10a se observan los datos de la Tabla 8 en donde la plagioclasa de los enclaves presentan un mayor porcentaje de anortita con 0.86%, mientras que el SiO_2 solamente alcanza 65% en peso, en tanto que el granotoide tiene 0.65% en An y 66% en SiO_2 , al comparar la abundancia de An entre los granitoides de las tres muestras se puede observar que estas tienden a ser iguales.

En la Figura 14c se graficó Na_2O vs SiO_2 . La variación en potasio de los datos tomados en los enclaves tienen mayor diversificación con respecto a que los obtenidos en el granitoide (Figura 10e).

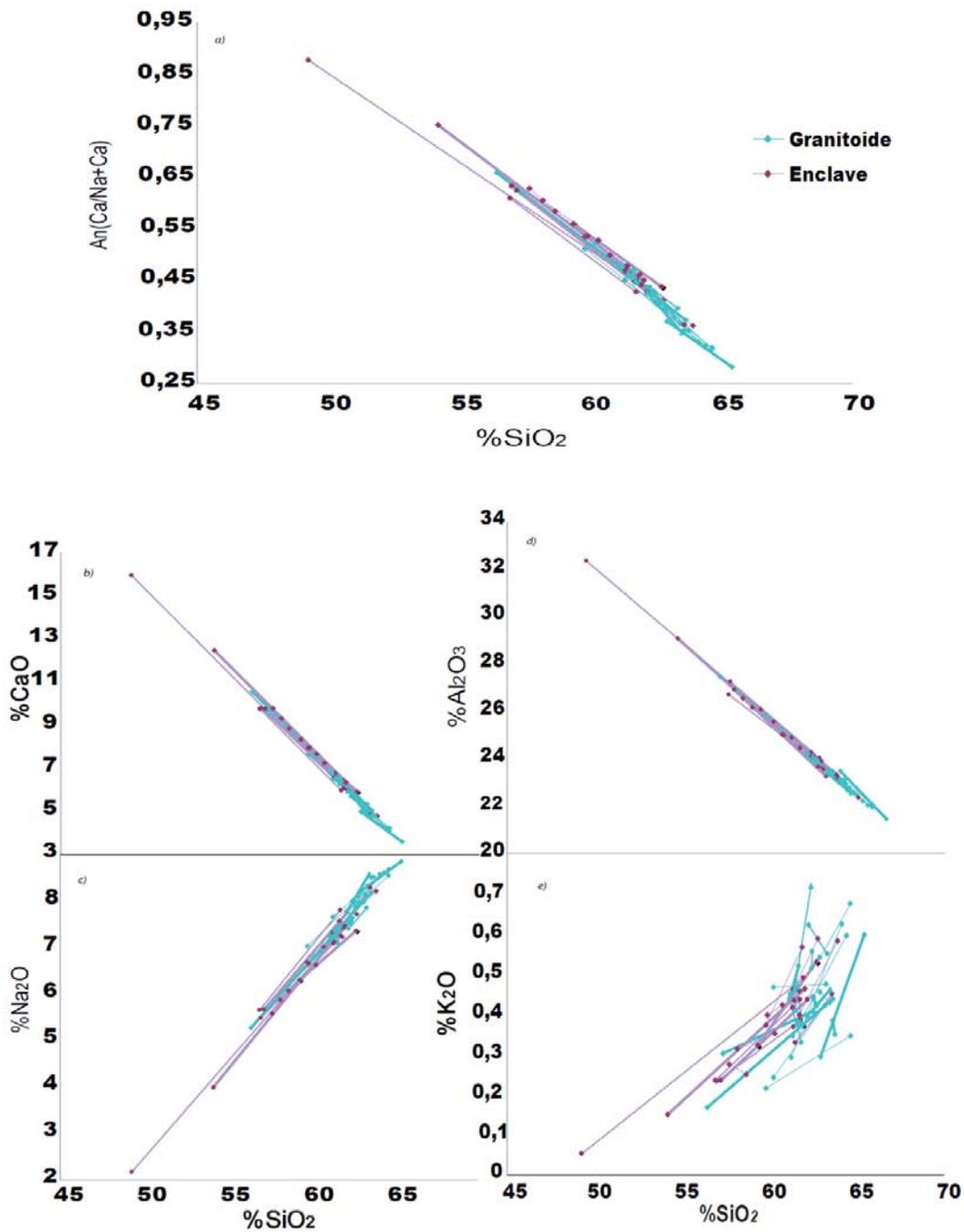


Figura 10: Resultados del análisis de plagioclasa en microsonda electrónica para elementos mayores normalizados y expresados en óxidos, obtenidas de las muestras del plutón de Coxcatlán: granodiorita (Cox_11 y Cox_3a), monzonita (Cox_26) y enclaves (Cox_3a y Cox_26). a) SiO₂ vs An (Ca/ (Na+Ca)), b) SiO₂ vs CaO, c) SiO₂ vs Na₂O, d) SiO₂ vs Al₂O₃ y e) SiO₂ vs K₂O.

4.2.2.2 Biotita

El análisis de la biotita fue realizado para determinar su composición química, reconocer posibles variaciones composicionales y comparar con las biotitas provenientes de la caldera de Tilzapotla.

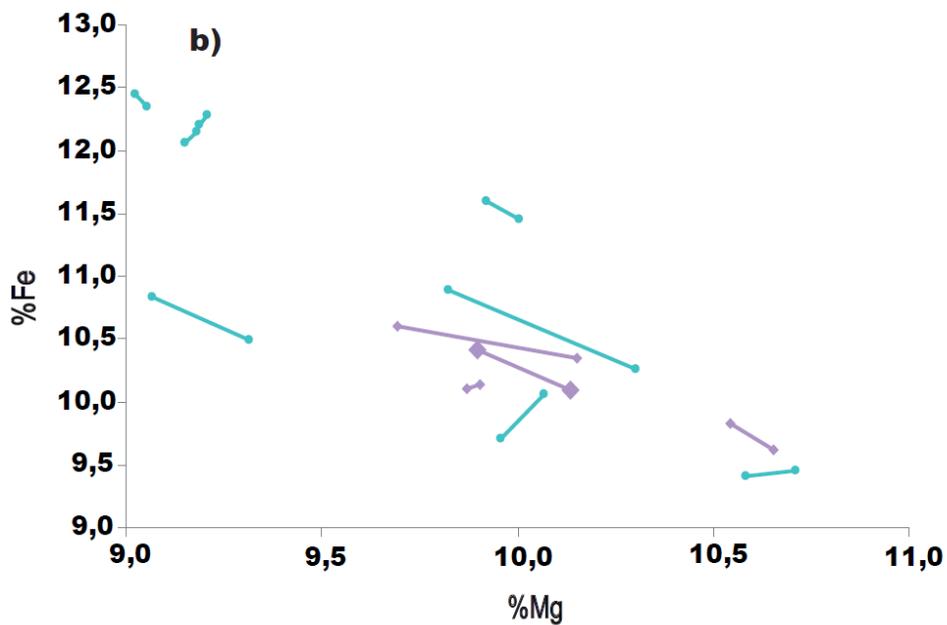
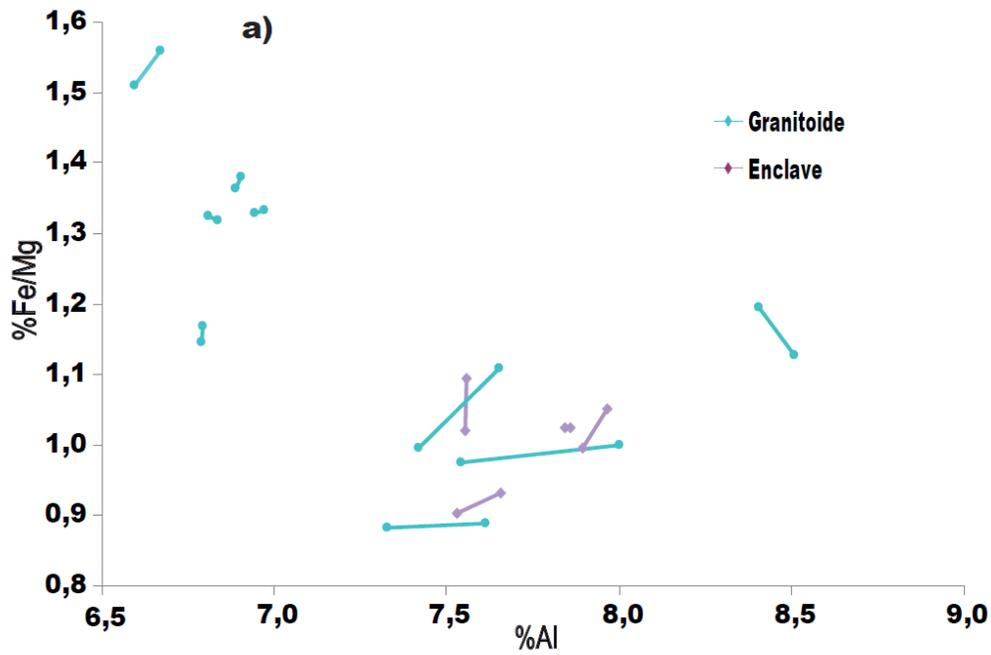


Figura 11. Resultados de microsonda para elementos mayores normalizados y expresados en óxidos, obtenidos en cristales de biotita de las muestras de granodiorita (Cox_11 y Cox_3a), monzonita (Cox_26) y enclaves (Cox_3a y Cox_26). a) Relación de Fe/Mg vs. Al. b) Relación de Mg vs Fe.

En los diagramas de Fe vs. Mg y Fe/Mg vs. Al (Figura 11) podemos ver que los datos no presentan una tendencia lineal bien definida como en las plagioclasas, aunque podemos observar que el Fe

aumenta mientras disminuye el Mg. El contenido de Mg para los enclaves varía de 9.5 a 10.5% en peso, y para la granodiorita esto va de 9 a 10.5% en peso y, con respecto al contenido de Fe, varía de 9.5 a 10.5% en peso y de 9.5 a 12.5% en peso, respectivamente.

En el diagrama de Fe/Mg vs Al (Figura 11a) no se puede observar alguna relación lineal. En cambio podemos distinguir que se forman dos grupos en los cristales del granitoide: uno va de 6.5 a 6.8% en peso en Al y el otro que va de 7.3 a 8.5% en peso. El primer grupo presenta un cambio mínimo en el Al, y el segundo presenta un cambio significativo, mientras que las variaciones de Fe/Mg son similares en los dos grupos y en el primer grupo va de 1.1 a 1.6% en peso en tanto el segundo de 0.8 a 1.2% en peso. En los enclaves se puede observar que tanto para Al y Fe/Mg se presentan variaciones notables entre el centro y borde de cada mineral, el rango de Al es de 7.5 a 8% en peso y para Fe/Mg es de 0.9 a 1.1% en peso.

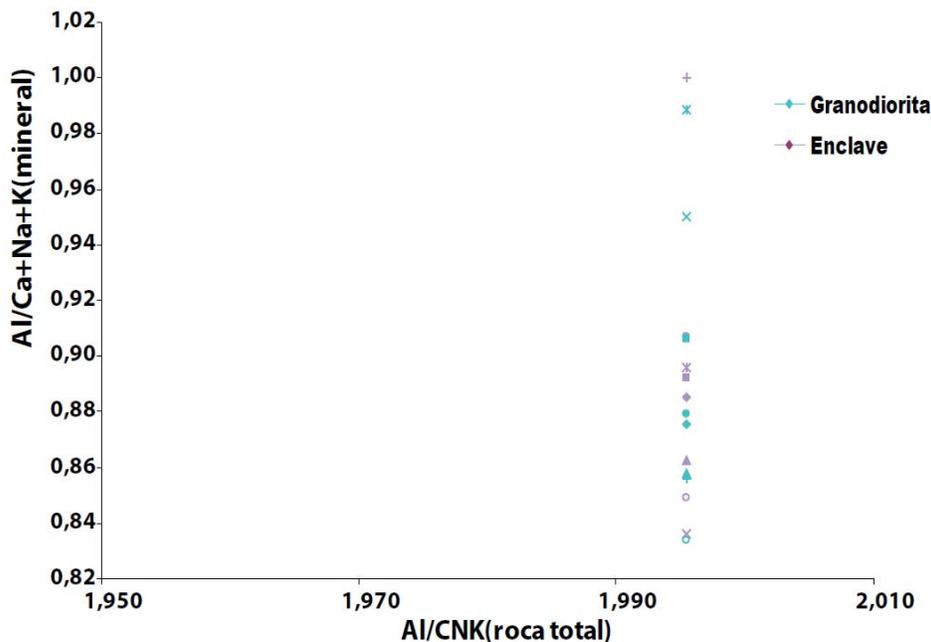


Figura 12. Resultados de microsonda en biotita y análisis de roca total para la monzonita (Cox_26). Relación de % Al/Ca+Na+K (mineral) vs % Al/CNK (roca total).

En la Figura 12 se puede observar la relación de Al/CNK en la biotita obtenidos mediante la microsonda (Al/CNK) y los obtenidos mediante el análisis químico de roca total. La relación Al/Ca+Na+K en la biotita varía de 0.83 a 0.99.

Con los datos de plagioclasa de la Tabla 8 se graficaron las composiciones de los centros (estrella) y los bordes (pentágono), esto se puede observar en la Figura 13, con el fin de ver el

comportamiento que tuvieron las plagioclasas durante su cristalización, podemos ver que la mayoría de las muestras tanto centro como borde caen entre oligoclasa y andesina.

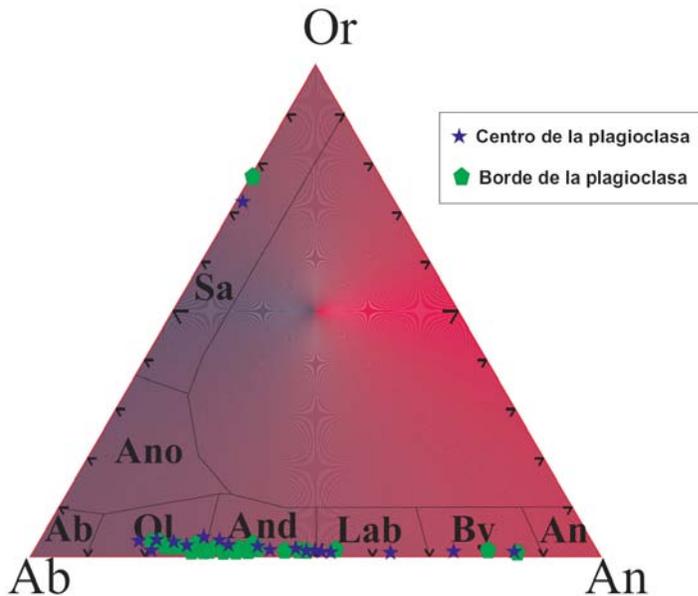


Figura 13. Diagrama de composición ternario de de feldespato ortoclasa-albita-anortita, obtenidos en cristales de plagioclasa de las muestras Cox_11, Cox_3a y Cox_26, tanto para enclaves como para granitoides.

4.2.2.3 Hornblenda

El análisis de hornblenda se llevó a cabo para poder determinar la geotermobarometría del plutón de Coxcatlán, esto con el fin de poder comparar con los resultados que se obtuvieron de la ignimbrita de Tilzapotla ([Flores Huerta Diana](#), tesis en proceso).

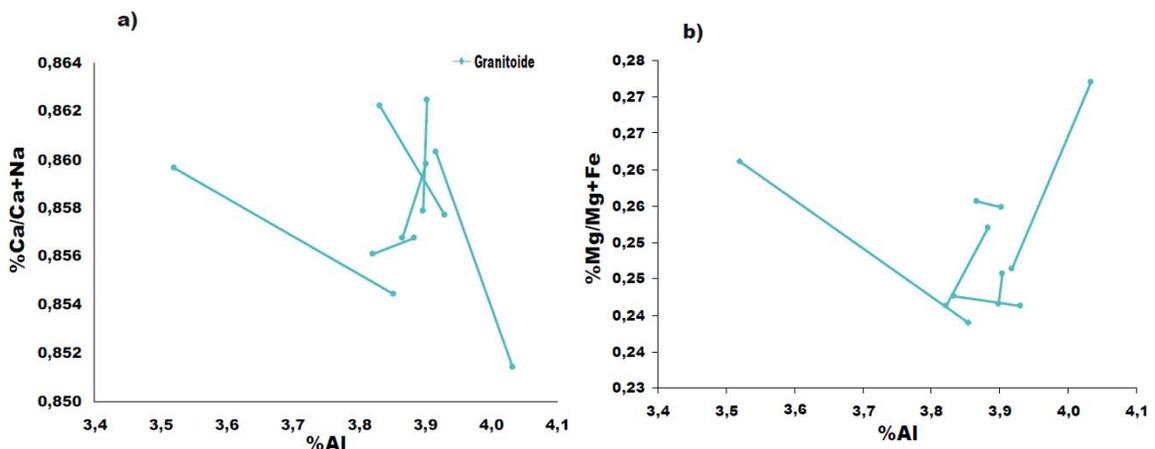


Figura 14. Resultado de microsonda para hornblenda en las muestras de granitoide félsico (Cox_11), granitoide ferromagnesiano (Cox_3a). a) Relación de Ca/Ca+Na vs Al. b) Relación de Mg/Mg+Fe vs %Al.

En la Figura 14a, en donde se graficó Ca/Ca+Na vs Al de la hornblenda en los granitoides, podemos ver que la mayoría de los datos no presentan una tendencia lineal; en la mayoría de las

muestras los centros tienen mayor porcentaje de $\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Na}$ y de Al que los bordes, en solo dos muestras se puede observar que los centros tienen menor porcentaje de $\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Na}$ y mayor de Al, en tanto que los bordes aumentan el porcentaje de $\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Na}$ y disminuyen en Al y por último en una sola muestra se observa que el centro tiene menos $\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Na}$ y más Al mientras que en el borde esto es mayor.

En la Figura 14b se presenta $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ vs Al, en donde se puede observar dos tipos de hornblenda: en el primer tipo el Al incrementa con la relación $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$, y en el segundo tipo de hornblenda aumenta el porcentaje de Al al disminuir la relación de $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$.

Al tener una variación en la abundancia de $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ podemos ver que las muestras contienen mayor cantidad de Mg que de Fe (Tabla 10), lo cual se ve reflejado en la relación $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

DISCUSIÓN

En el área de Coxcatlán-Buenavista se presenta el registro de episodios ígneos del Paleógeno que forman parte de un sistema magmático mayor relacionado con la formación de la caldera de Tilzapotla y la construcción de un domo estructural regional que se extiende desde las inmediaciones de Taxco hasta el poblado de Quetzalapa. Durante los trabajos realizados se pudo documentar que este registro magmático incluye, en el área de estudio, las rocas plutónicas del intrusivo de Coxcatlán, las ignimbritas de la región de Buenavista relacionadas con la caldera de Tilzapotla y andesitas posteriores al magmatismo silíceo. En zonas vecinas al área de estudio se han documentado también episodios de volcanismo andesítico previo a la formación de la caldera de Tilzapotla ([Monter-Ramirez, 2005](#); [Morán Zenteno et al., 2007](#), [Flores Huerta, 2012](#)).

La cercanía del plutón de Coxcatlán con la caldera de Tilzapotla, ambos dentro de la estructura dómica regional, así como las edades isotópicas similares o cercanas obtenidas del plutón y de las ignimbritas de la caldera indican que ambos grupos de rocas pertenecen un mismo sistema magmático. A su vez, este sistema magmático está relacionado en tiempo con la formación del domo estructural cuyo levantamiento ha sido estimado entre 38 y 34 Ma ([Monter Ramírez, 2005](#)). La estratigrafía volcánica y las fechas obtenidas de los plutones indican que este sistema magmático evolucionó en composición de volcanismo máfico-intermedio a magmatismo silíceo voluminoso y posteriormente otra vez magmatismo máfico intermedio. Lo anterior sugiere que la corteza en esta región experimentó una madurez térmica creciente ([Mori et al., 2012](#)) hasta que se dio la inyección de magmas silíceo, y que después la declinación térmica gradual fue acompañada por un cambio nuevamente a magmatismo máfico intermedio hasta su extinción.

Existen tres factores que dieron la pauta para sugerir una posible conexión vulcano plutónica las cuales son: en primer lugar la cercanía entre el plutón y la caldera de Tilzapotla, en segundo lugar la proximidad en las edades entre estas dos expresiones magmáticas, lo que sugiere que existió una conexión genética entre los dos sistemas y por último el plutón se localiza en el domo estructural formado por la caldera de Tilzapotla.

Las edades ampliamente distribuidas de los plutones que forman un batolito pueden indicar que se han inyectado diferentes *batches*, han construido a pasos dicho batolito ([Coleman et al., 2004](#)). En el caso del plutón de Coxcatlán, la variación, dentro de un rango definido, en la edad de los circones, da la idea que hay *batches* de diferente naturaleza que se inyectaron en forma ligeramente diacrónica y que dieron lugar a las facies monzoníticas, granodioríticas, cuarzomonzonita, y

granítica. Adicionalmente los enclaves monzodioríticos, con o sin piroxeno, que pueden representar batches adicionales menos diferenciados que no lograron una mezcla completa con las facies félsica.

Dentro de cada *batch* la diversidad de cristales es la herencia de varios pulsos anteriores y que la distribución más estrecha de los edades de los circones de la ignimbrita indica que este pulso se construyó más rápidamente (lapso aparentemente menor). La cercanía en las edades sugiere que están conectados genéticamente aunque no son exactamente contemporáneos.

Las simples consideraciones térmicas excluyen la posibilidad de que una gran cámara magmática puede existir como un fundido a poca profundidad durante largo tiempo. Varias líneas de evidencia indican que independientemente del mecanismo de emplazamiento de algunos plutones, la construcción gradual de un plutón grande, por el emplazamiento sucesivo de plutones individuales más pequeños, se extiende por un orden de magnitud mayor que el tiempo de vida térmica de una gran masa de fundido ([Coleman et al., 2004](#); [Coleman et al., 1995](#)).

A medida que el sistema magmático evoluciona la temperatura de la corteza se va elevando debilitándola mecánicamente y favoreciendo la progresiva acumulación de grandes volúmenes de magmas a través del tiempo ([de Silva y Gosnold, 2007](#)). Los plutones homogéneos pueden irse emplazando gradualmente durante millones de años y formarse gradualmente cuerpos de granito de gran tamaño.

Otros procesos que ocurren en las paredes de las cámaras magmáticas como la cristalización fraccionada y mezcla de magmas, pueden explicar también las variaciones geoquímicas del plutón y las rocas volcánicas asociadas ([Glazner et al., 2004](#)).

La parte principal del trabajo de tesis se centra en el plutón de Coxcatlán. Al realizar los estudios petrográficos sobre este cuerpo se pudieron identificar al menos cinco facies distintas descritas petrográficamente en el capítulo 3, las cuales pueden indicarnos la presencia de *mingling* (mezcla incompleta entre dos magmas) dentro del plutón.

Una de las facies que destaca en el plutón son los enclaves máficos magmáticos (MME por sus siglas en inglés), son siempre de grano mas fino en comparación a los granitoides de acogida, evidenciando un liquido básico en contra de uno relativamente más frio representado por magmas félsicos. Estas diferencias en el tamaño de grano se atribuyen a las primeras intrusiones sinplutonicas ([Castro et al., 2008](#)).

La evidencia que se tiene de la presencia de *mingling* son los dos tipos diferentes de enclaves:

1. En el primer tipo de enclave se puede observar que los minerales ferromagnesianos (principalmente piroxeno, hornblenda y biotita) tienen una mayor abundancia, es claro el contacto que los enclaves tienen con la roca encajonante (granitoide) ya que, a pesar de que la mineralogía es parecida, los enclaves presentan un tamaño en los minerales menor con respecto a la roca encajonante, además de la abundancia mayor de los ferromagnesianos.
2. En el segundo tipo de enclaves se puede observar que el tamaño de los minerales es parecido al del granitoide, presenta piroxeno y hornblenda en trazas, la biotita es más abundante exhibiéndose comúnmente formas subeudrales, en tanto que su contacto no se encuentra bien definido ya que se presenta de forma transicional.

La presencia de MME en rocas graníticas es la característica más sobresaliente de los cuerpos silíceos plutónicos, los cuales aparecen formando grandes batolitos en los márgenes continentales activos y orógenos de colisión ([Didier y Barbarin 1991](#)). Los MME en los granitos indican que el magma de acogida debe haber poseído una alta viscosidad aparente o un límite de elasticidad del para evitar el hundimiento de los enclaves durante el ascenso del magma ([Fernandez y Barbarin, 1991](#)).

La viscosidad de los dos magmas puede ser lo suficientemente diferente para permitir solamente la mezcla inhomogénea (*mingling*) de los magmas. El magma máfico puede romperse formando gotas y dispersarse en el magma félsico. Por otra parte, si el magma máfico se introduce cuando el magma félsico ya cristalizó la parte máfica se canaliza a través de fracturas de la roca casi sólida interactuando con los últimos líquidos magmáticos a nivel local para formar compuestos o diques fragmentados ([Barbarin et al., 2005](#)).

Si la viscosidad de los dos magmas es prácticamente la misma, los enclaves tienen un comportamiento reológico pasivo que puede ser utilizado como indicadores de esfuerzos naturales asociados a la deformación magmática. Si la diferencia en la viscosidad es grande, los MME y roca huésped son diferentes (no coaxiales) ([Hrouda et al., 1999](#)).

Actualmente existen dos interpretaciones para explicar el origen de los MME, en la primera los diques se inyectan en el magma y se rompen, la segunda se inyectan laminas máficas que se emplazan en el piso de la cámara ([Paterson et al., 2004](#)).

Trabajos recientes sugieren que los enclaves no son siempre anteriores a la roca huésped ya que en algunos casos estos surgen de la mezcla de magmas, siendo coetáneos con los granitoides que los rodean ([Didier et al., 1991](#)).

La textura distinta de los enclaves es producto de un rápido enfriamiento entre el límite del magma máfico y el magma félsico, ya que el primero se introduce poco a poco ([Browne et al., 2006](#)).

Los enclaves suelen tener diferentes nomenclaturas, [Didier y Barbarin 1991](#) sugieren dos tipos de enclaves: uno se clasifica como enclave microgranular máfico, y el otro se clasifica como félsico siendo el primero el más abundante en toda la zona de estudio.

Los tipos y morfologías de los enclaves presentan información sobre el estilo y dinámica de la mezcla de magmas por eso a menudo son interpretados como marcadores de tensión. La mezcla (*mingling*) se produce posiblemente en cuerpos de magma que se rompen al encontrarse con el cuerpo principal de magma para formar los enclaves los cuales se dispersan en el magma huésped ([Paterson et al., 2004](#)). Varios procesos químicos y mecánicos influyen en la forma y el tamaño de la distribución de los enclaves así como su distribución y sus asociaciones minerales ([Adamuszek et al., 2009](#)). La forma lobulada que la mayoría de los MME presentan indica que los dos magmas coexistieron al menos en estados parcialmente fundidos

La mayor parte de la deformación en los MME ocurre probablemente a temperaturas altas (950-1050 °C), por lo que el registro de MME es tan solo un limitado intervalo de temperatura-tiempo en la historia de enfriamiento del anfitrión ([Browne et al., 2006](#)).

Al realizar los trabajos de campo se tomaron diversas medidas de poblaciones de enclaves en diversos puntos (Tabla 1), en el análisis de la forma (*aspect ratio*) se puede observar que el rango es de 1-3.1 cm teniendo en su mayoría forma elíptica (Figura 15), lo que sugiere que los dos tipos de magmas coexistieron en forma líquida, la foliación magmática que presentan los enclaves en su mayoría no es similar la foliación que presentan en la plutón esto nos indica que la población de enclaves son heterogéneos (Figura 16).

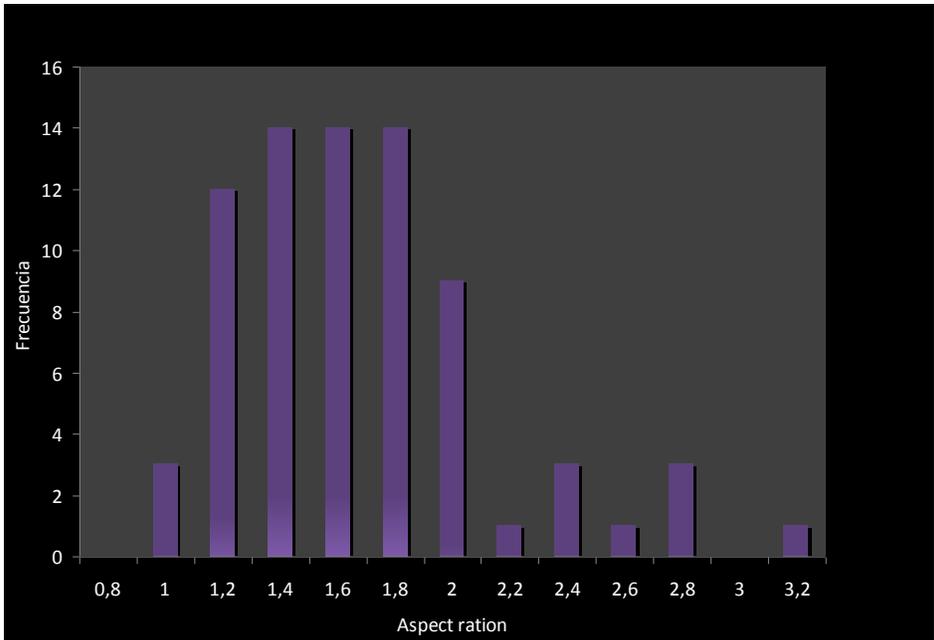


Figura 15. Relación de *aspect ratio* de los datos de la Tabla 1, en donde se muestra el histograma el cual nos indica la frecuencia de las relaciones de ancho-largo obtenidas para el plutón de Coxcatlán.

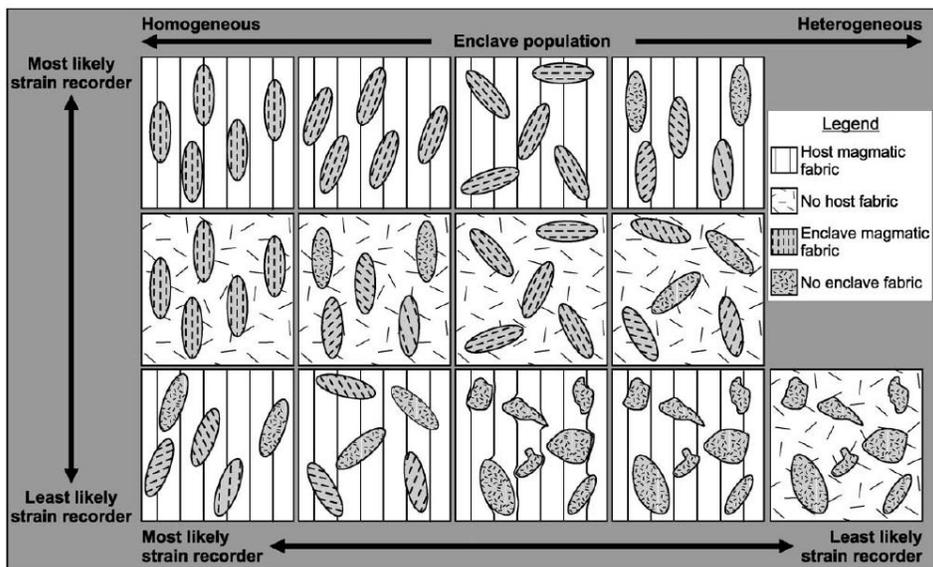


Figura 16. Esquema que muestra la gama de posibles relaciones entre las formas de enclaves, construcción interna de minerales magmáticos en enclaves, y construcción de minerales magmáticos en el granito de acogida. A pesar de que es imposible hacerlo por completo, los ejemplos se han organizado para enfatizar las relaciones más probables en el resultado de presión simultánea de los enclaves y la matriz (arriba a la izquierda), lo que indica que los enclaves fueron objetos rígidos durante la tensión de la matriz final. Nótese, sin embargo, que probablemente podrían haberse formado por la tensión a alta temperatura de los enclaves (para formar el aspecto de enclave y la alineación de minerales interna) y la rotación rígida posterior paralelos a la foliación de la matriz (Paterson et al., 2004).

Existen varios puntos de vista con respecta a que si los enclaves pueden o no ser utilizados como marcadores de esfuerzo, uno de los autores que están a favor de utilizarlos como marcadores es Scaillet et al. (2000), los cuales dicen que los MME en granitoides se comportan esencialmente

como objetos rígidos durante un intervalo de cristalización en los magmas huésped, lo que implica que los análisis de esfuerzos finitos llevados a cabo en los marcadores pueden dar solo una estimación mínima de la cantidad total de deformación experimentada por los enclaves en el plutón. Los MME en magmas graníticos se comportan como marcadores pasivos sólo con condiciones cercanas a la solidificación, por lo general cuando el anfitrión granítico muestra un comportamiento casi sólido, éste no puede ser utilizado como indicador de la dirección del flujo magmático.

[Paterson et al. \(2004\)](#) por el contrario comenta que los MME no son como otros marcadores de elipsoidales utilizados para determinar el esfuerzo al que se encuentra sometido el plutón debido a que pueden formarse en momentos y lugares distintos, en diferentes temperaturas, por cambios sutiles en la composición, por la viscosidad variable entre el MME y el magma de acogida, por el esfuerzo interno y por rotación rígida causada por el flujo del magma durante el ascenso.

En cuanto a las unidades de ignimbrita revela tres flujos piroclásticos diferentes que se describen en el capítulo 3 y sugiere que el episodio volcánico fue rápido, al tener tres unidades distintas, esto nos dice que existieron fluctuaciones en la energía y temperatura de los flujos emitidos.

Para la química de minerales se muestra en el Apéndice 2 varias gráficas en donde se puede observar la relación de los bordes y centros de diversas plagioclasas del magma máfico y félsico. Además, se observa que en los distintos gráficos no siempre se cumple la regla de un centro más cálcico. En ocasiones esto se invierte, lo cual nos dice posiblemente en el sistema se inyectó un magma de composición intermedia o básica, el cual provocó un desequilibrio térmico en la cámara magmática, produciendo así la erupción y el colapso de la caldera de Tilzapotla. También se observan que se tienen dos distintos grupos de plagioclasa: una que conserva la composición química del centro al borde y otra que varía en su composición química del centro al borde. En la Figura 15a es la relación $An(Ca/Ca+Na)$ vs SiO_2 aquí podemos observar la variación composicional de las plagioclasas en el magma félsico y máfico del plutón de Coxcatlán.

Al comparar las variaciones en el contenido de An del plutón de Coxcatlán con respecto a las provenientes de la ignimbrita de Tilzapotla (Figura 17), se observa una menor variabilidad de estas últimas lo que probablemente se debe a la extracción rápida del magma durante la erupción. Esto es razonable debido a que es mayor vida térmica de una gran masa magmática como el plutón de Coxcatlán ([Coleman et al., 2004](#)). En cambio las ignimbritas son rocas efusivas por lo tanto cristalizan más rápido.

En la Figura 21b se graficó la biotita del plutón de Coxcatlán y de la ignimbrita de Tilzapotla. Se observan diferentes relaciones Fe/Mg en las biotitas del plutón de Coxcatlán y la ignimbrita Tilzapotla, indicando que corresponden a distintos *batches* de magma.

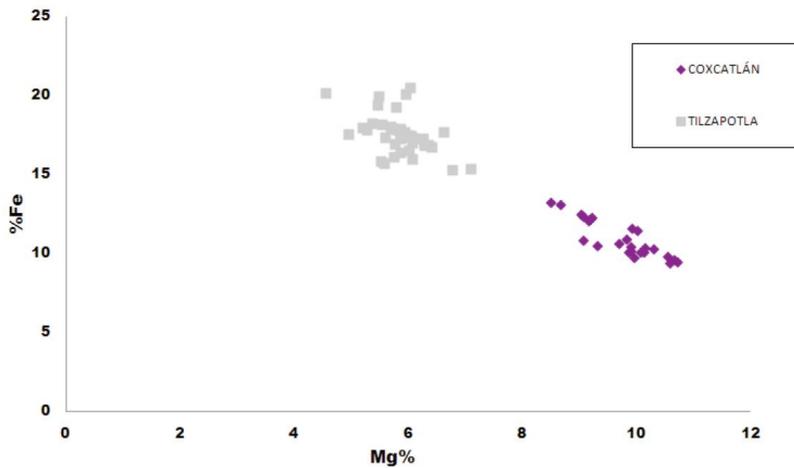
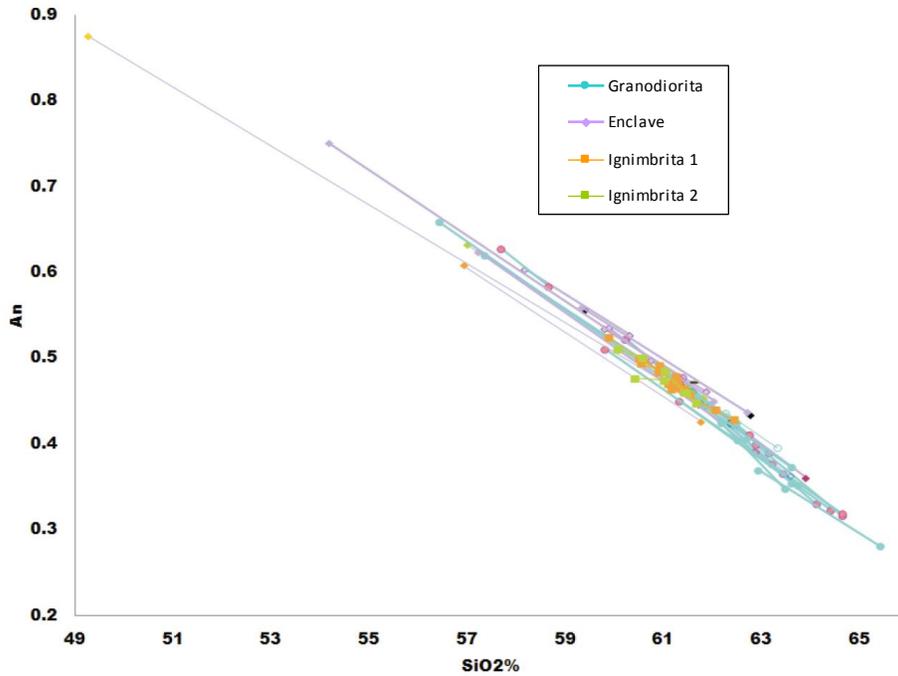


Figura 17a) Diagrama %SiO₂ vs %Al₂O₃ el cual muestra la variación que tienen las plagioclasas del magma félsico (azul-verde), máfico (morado) y las provenientes de la ignimbrita de Tilzapotla (naranjas y verdes). b) Diagrama %Mg vs %Fe, en biotitas del plutón de Coxcatlán y la ignimbrita Tilzapotla.

El análisis de la hornblenda se basó en la metodología de [Ridolfi et al. \(2010\)](#) el cual propone que para obtener tanto temperaturas, como presiones y contenido de agua en masa fundida (H₂O_{melt}). Al graficar los datos se obtuvieron tres clases de hornblendas; uno de estos grupos es de composición máfico, lo cual impidió que fuera graficada en el programa.

La comparación entre el $T(^{\circ}\text{C})$ vs $\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}}$ (porcentaje en peso) y $T(^{\circ}\text{C})$ vs P (Mpa) se puede observar que de las muestras del plutón y la ignimbrita forman dos grupos: la primera son provenientes del área de Coxcatlán (cruz roja), la cual tiene una menor temperatura que va de 721.8 a 757.8 $^{\circ}\text{C}$, por lo tanto la pérdida por contenido de agua va de 4.6 a 4.9% en peso. El segundo grupo tiene una temperatura mayor que va de 768.9 a 842.8 $^{\circ}\text{C}$, la presión que una pérdida por contenido de agua de 3.6 a 4.2% en peso. En este último grupo se encuentran la ignimbrita, la cual a su vez forma dos grupos: el primero tiene temperaturas que van de 767 a 799 $^{\circ}\text{C}$ y su pérdida de agua es de 4.0 a 4.3% en peso, en tanto que su segundo grupo tiene temperaturas de 802 a 813 $^{\circ}\text{C}$ y su pérdida de agua va de 3.5 a 3.8% en peso (Figura 18b). Esta grafica representa el error que indica la variación en la $T(^{\circ}\text{C})$ vs $\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}}$.

Al comparar la temperatura y presión podemos ver que los dos tipos de roca forman distintos grupos (Figura 18a). El primero (ovalado verde) se localizan por debajo de la curva roja que divide los productos experimentales con propiedades cristalinas diferentes, el rango de temperatura que abarcan las muestras de la ignimbrita Tilzapotla es de 767 a 779 $^{\circ}\text{C}$ en tanto que las muestras de el plutón de Coxcatlán varían de 722 a 769 $^{\circ}\text{C}$, por otra parte la presión va de 101 a 113 y 71 a 101(MPa) respectivamente. El segundo (rectángulo negro) grupo los rangos de temperatura y presión varían para la ignimbrita Tilzapotla en 798 a 813 $^{\circ}\text{C}$ y para el plutón de Coxcatlán va de 792 a 843 $^{\circ}\text{C}$, en tanto las presiones van de 118 a 137 (MPa) y de 101 a 126 (MPa) respectivamente.

Podemos observar que el primer grupo (ovalado verde) de las dos localidades se localiza en la isopleta que tiene un porcentaje en peso de 76% de SiO_2 , en tanto que en el segundo grupo (rectángulo negro) se encuentran muestras en el límite de isopleta de 76% en peso de SiO_2 .

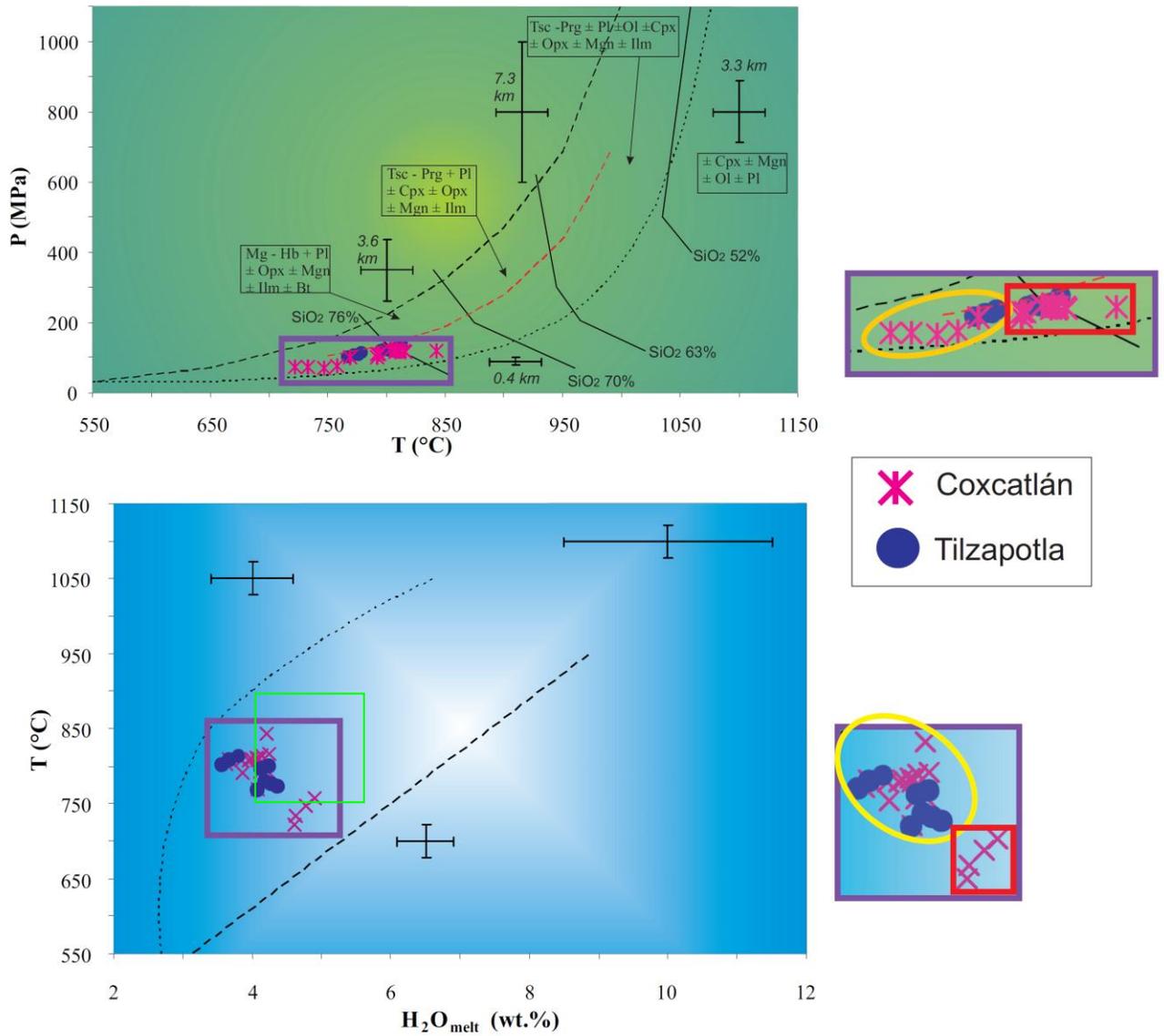


Figura 18. a) Diagrama T (°C) vs %H₂O_{fusión} (% en peso) el cual muestra la variación que tiene la hornblenda del magma félsico teniendo en cuenta las variables de agua y temperatura, pudiendo así distinguir dos grupos de hornblenda. b) Diagrama T (°C) vs P (MPa) que muestra la variación que tienen la hornblenda teniendo como variantes la presión y temperatura, distinguiendo dos tipos de hornblenda.

CONCLUSIONES

- La relación espacial que hay entre la caldera y el plutón contenidos dentro del domo regional estructural, así como la semejanza de las edades de cristalización obtenidas indican que ambos se evolucionaron como parte del mismo sistema magmático.
- La diversidad petrológica del plutón de Coxcatlán es un indicio de la construcción gradual de un batolito a profundidad.
- El domo estructural regional dentro de lo cual se encuentra el área de estudio se construyó a partir de la inyección de diferentes lotes de magma que construyeron a pasos un sistema de cámaras magmáticas. La apófisis de Coxcatlán es una expresión somera de este sistema. La caldera de Tilzapotla representa la evolución volcánica explosiva de una de estas cámaras magmáticas.
- Los datos indican que el sistema magmático evolucionó de magmas menos diferenciados (andesitas anteriores a la ignimbrita Tilzapotla) a magmas diferenciados (el plutón de Coxcatlán y la ignimbrita Tilzapotla). Posteriormente, el sistema evolucionó hacia magmas nuevamente andesíticos representado por las andesitas de la carretera entre Buenavista de Cuellar y Coxcatlán.
- Lo anterior expresa probablemente que la gradual maduración térmica en la corteza en esta zona alcanzó un máximo durante el magmatismo silíceo (36 – 34 Ma) y posteriormente declinó.
- La termobarometría realizada mediante el método de Ridolfi et al. (2010) nos indica que el proceso de cristalización se realizó a baja presión 71 a 126 MPa y con un intervalo de temperatura que va de 722 a 843°C para el plutón de Coxcatlán, en tanto que para la ignimbrita de Tilzapotla se tienen presiones de 101 a 137 MPa y temperaturas de 767 a 813°C.
- El magma que dio origen al plutón de Coxcatlán se cristalizó a una profundidad de 2.73 a 4.64 km en tanto que los valores que se obtuvieron para la ignimbrita de Tilzapotla se tienen profundidades de 4.70 a 6.9 km. Esto indica que la ignimbrita fue extraída directamente de la cámara magmática, a mayor profundidad de aquella a la que cristalizó el apófisis de Coxcatlán.

- Las diferencias en las relaciones Fe/Mg de las biotitas del plutón de Coxcatlan y la ignimbrita Tilzapotla indican que corresponden a *batches* diferentes de magma.

REFERENCIAS

- [Adamuszek, M., John, T., Dabrowski, M., Podladchikov, Y.Y., Gertisser, R., 2009, Assimilation and diffusion during xenolith-magma interaction: a case study of the Variscan Karkonosze Granite, Bohemian Massif: Mineralogy and Petrology, v. 97, núm 3-4, p. 203-222.](#)
- [Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno D.J., Alba-Aldave L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 118, p. 1-14.](#)
- [Ávila-Lugo, F., Cardoso-Vásquez, E.A., 2004, Carta Geológico-Minera Iguala E14-A78, escala 1:50 000: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.](#)
- [Barbarin, B., 2005, Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts: Lithos, v. 80, p. 155-177.](#)
- [Browne, B.L., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A., Dehn, J., Uto, K., Hoshizumi, H., 2006, Generation of porphyritic and equigranular mafic enclaves during magma recharge events at Unzen volcano, Japan: Journal of Petrology, v. 47, núm. 2, p. 301-328.](#)
- [Bustamante-García, J., Ramírez-Espinosa, J., Miranda-Huerta, A., 1998, Carta Geológico-Minera Taxco E14-A68, escala 1:50 000: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.](#)
- [Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.](#)
- [Carrizales-Aguilar, A., 1997, Informe de la visita de reconocimiento a los lotes mineros Cristo Rey, Arroyo y Arroyo 2, ubicados en el ejido Tlamacazapa municipio de Buenavista de Cuellar estado de Guerrero: Consejo de Recursos Minerales, Archivo Técnico 120374, 22 pp.](#)
- [Castro, A., Martino, R., Vujovich, G., Otamendi, J., Pinotti, L., D'eramo, F., Tibaldi, A., Viñao, A., 2008, Top-down structures of mafic enclaves within the Valle Fértil magmatic complex \(Early Ordovician, San Juan, Argentina\): Geologica Acta, v. 6, núm. 3, p. 217-229.](#)
- [Cerca-Martínez, L.M., 2004, Deformación y magmatismo Cretácico Tardío-Terciario temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos: Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis doctoral, 175 pp.](#)
- [Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriondo, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean–North American plate interaction: Tectonics, v. 26, TC3007, doi: 10.1029/2006TC001981.](#)
- [Chávez González, O., 2005, Estratigrafía y petrología de las rocas volcánicas del flanco Occidental de la Sierra de Huautla, región de Valle de Vázquez-Teocaltzingo, Estados de Morelos y Guerrero: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 76 pp.](#)
- [Coleman, D.S., Glazner, A.F., Miller, J.S., Bradford, K.J., Frost, T.P., Joye, J.L., Bachl, C.A., 1995, Exposure of a Late Cretaceous layered mafic-felsic magma system in the central Sierra Nevada batholith, California: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 120, p. 129-136.](#)
- [Coleman, D.S., Gray, W., Glazner, A.F., 2004, Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California: Geology, v. 32, núm. 5, p. 433-436.](#)

Cox, K. G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks: Allen and Unwin, London, 450 pp.

de Silva, S.L., Gosnold, W.D., 2007, Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 167, p. 320-335.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992, An introduction to the rock-forming minerals (2nd Edition): Longman Scientific & Technical, 696 pp.

Díaz-Bravo, B.A., 2005, Estratigrafía volcánica y estructuras tectónicas de la porción norte de la Sierra de Huautla, Estado de Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 69 pp.

Díaz-Bravo, B.A., Morán-Zenteno, D.J., 2011, The exhumed Eocene Sultepec-Goleta Volcanic Center of southern Mexico: record of partial collapse and ignimbritic volcanism fed by wide pyroclastic dike complexes: Bulletin of Volcanology, v.73, núm 7, p. 445-460.

Didier, J., Barbarin, B. (eds.), 1991, Enclaves and granite petrology: Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 625 pp.

Farfán-Panamá J.L., González-Partida, E., 2010, Edad de la mineralización del distrito minero Taxco, Estado de Guerrero, México por medio del método Ar/Ar: XX Congreso Nacional de Geoquímica, Actas INEGEQ, Temixco, Morelos v. 16, p. 289-294.

Fernandez, A.N., Barbarin, B., 1991, Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves, en, Didier, J., Barbarin, B., (eds.), Enclaves and granite petrology; Elsevier Science Publishers, Amsterdam, p.263.

Flores-Huerta, D., Litofacies, emplazamiento y procedencia de la ignimbrita Tilzapotla en el sector Tilzapotla-Santa Fe Tepetlapa, estado de Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional.

Fries, C., Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 60, 229 pp.

Fries, C., Jr., 1966, Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), Geología de la hoja Cuernavaca, estado de Morelo, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta geológica de México, serie 1:100,00, mapa con texto.

Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W., Taylor, R.Z., 2004, are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?: GSA Today, v. 14, p. 4-11.

González-Torres, E., Morán-Zenteno, D.J., Chapela-Lara, M., Sole-Viñas, J., Valencia, V., Pompa-Mera, V., 2008, Geocronología del campo volcánico de Huautla, Morelos y del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones en el conocimiento de la evolución magmática del Cenozoico (resumen): Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, v. 28, núm. 2, p352.

González-Torres, E., Morán-Zenteno, D., Mori, L., Roberge, J., Luna-Gonzalez, L., Martiny, B.M., 2011, Geology of the Huautla volcanic field and its significance for understanding the origin and temporal evolution of silicic magmatism in the north-central Sierra Madre del Sur of Mexico (resumen): Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 43, núm. 5, p. 105.

[Hrouda, F., Táborská, S., Schulmann, K., Ježek, J., Dolejš, D., 1999, Magnetic fabric and rheology of co-mingled magmas in the Nasavrky Plutonic Complex \(E Bohemia\): implications for intrusive strain regime and emplacement mechanism: Tectonophysics, v. 307, p. 93-111.](#)

[Irvine, T.N. Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, núm 5, p. 523-548.](#)

[Kerr, P.F., 1977, Optical Mineralogy: McGraw Hill, New York, 492pp.](#)

[Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals: American Mineralogist, v. 68, p. 277-279.](#)

[Lacroix, F. A. A., 1890, Sur les enclaves acides des roches volcaniques d'Anvergne: Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France, núm. 11, p. 25-56.](#)

[Le Bas, M., LE Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram: Journal of Petrology, v. 27, núm. 3, p. 745-750.](#)

[Lozano-Santa Cruz, R., Bernal, J., P., Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 22, núm. 3, p. 329-344.](#)

[Meza-Figueroa, D., Valencia-Moreno, M., Valencia, V.A., Ochoa-Landina L., Pérez-Segura E., Díaz-Salgado, C., 2003, Major and trace element geochemistry and \$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}\$ geochronology of Laramide plutonic rocks associated with gold-bearing Fe skarn deposits in Guerrero state, southern Mexico: Journal of South American Earth Sciences, v. 16, p. 205-217.](#)

[Miyashiro, A., 1978, Nature of alkalic volcanic rock series: Contribution of Mineralogy and Petrology, Earth and Environmental Science, v. 66, núm. 1, p. 91-10.](#)

[Monter-Ramírez, A., 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: Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, v. 25, núm. 1, p. 161.](#)

[Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Martínez-Serrano, R.G., 1998, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region, southern Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 15, núm. 2, p. 167-180.](#)

[Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., 1999, Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Journal of South American Earth Sciences, v. 12, p. 513-535.](#)

[Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G.N., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Silva-Romo, G., 2000, *en* Alaniz-Alvarez, S.A., Ferrari, L. \(eds.\), Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, A.C., 27-58 pp.](#)

[Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., Iriondo, A., 2004, A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of late Eocene Tilzapotla ignimbrite: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 136, p. 97-119.](#)

[Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, núm. 3, p. 319-341.](#)

[Morán-Zenteno, D.J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L.A., Solé J., 2007, Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico: relationship with Eocene](#)

[volcanism and deformation of the Tilzapotla-Taxco sector: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 24, núm. 1, 2007, p. 68-80.](#)

[Moreno Murillo, J., M., Cancha Perdomo, A., E., Tenjo Gil, N., C., Patarroyo, P., 2004, Caracterización Geoquímica y Petrográfica del “Gabro de La Corona”, Municipio de La Victoria, Boyacá – Colombia: Geología Colombiana, v. 29, p. 107-125.](#)

[Mori, L., Morán-Zenteno, Martiny, B.M, Gonzáles-Torres, E.A., Chapela-Lara, M., Díaz-Bravo, B.A., Roberge, J., 2011, Thermomechanical maturation of the continental crust and its effects on the Late Eocene–Early Oligocene volcanic record of the Sierra Madre del Sur Province, southern Mexico: International Geology Review, DOI:10.1080/00206814.2011.644745.](#)

[Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A, Silva-Romo, G., Eguiza-Castro M.H., Mendoza-Rosales C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: Geological Society of America Bulletin, v. 118, núm. 1/2, p. 238-252.](#)

[Ontiveros-Tarango, G., 1973, Estudio estratigráfico de la porción noroccidental de la Cuenca Morelos-Guerrero: super intendencia de exploración PEMEX, p. 189-234.](#)

[Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macias-Romo, C., y López, R., 1999, Late Ordovician-Early Silurian continental Collisional Orogeny in southern México and its bearing on Gondwana-Laurentia Connections: Geology, v. 27, núm. 8, p. 719-722.](#)

[Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., 2009, El controvertido límite oriental del terreno Guerrero en el sur de México: ubicación e implicaciones tectónicas \(resumen\), en GeoGuerrero, El origen, naturaleza y evolución geológica del Terreno Guerrero y sus conexiones regionales, Taxco, Guerrero, p. 15.](#)

[Paterson, S.R., Pignotta, G.S., Vernon, R.H., 2004, The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations: Journal of Structural Geology, v. 26, p. 1456-1481.](#)

[Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, v. 25, p. 956-983.](#)

[Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010, Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes: Contributions to Mineralogy and petrology, v.160, núm. 1, p. 45-66.](#)

[Rollinson, H.R., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation: Harlow, Essex: Longman Scientific & Technical, 352 pp.](#)

[Scaillet, B., Whittington, A., Martel, C., Pichavant, M., Holtz, F., 2000, Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas with implications for mafic-silicic mixing processes: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, p. 1-53.](#)

[Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper 278, 153 pp.](#)

[Streckeisen, A., 1975, To each plutonic rock is proper name: Elsevier Science Publishers, Amsterdam, The Netherlands, v.12, p 1-33.](#)

[Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Geological Society, London, Special Publications, v. 42, p. 313-345.](#)

[Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals: American Mineralogist, v. 95, p. 185-187.](#)

Tabla 1. Datos de enclaves máficos del plutón de Coxcatlán, en donde se determinó el ancho/largo de varios afloramientos.

Zona	Ubicación	Enclave	Largo (cm)	Ancho (cm)	Aspect ratio	Observaciones
1	14Q 0451 559 2044 393 1742m	1	7	5	1.4	bloque caído
		2	1.5	1.5	1.0	
		3	2	1.7	1.2	
		4	3.3	3	1.1	
		5	6	3.2	1.9	
		6	4	3.2	1.3	
2	Mismo lugar que la zona 1, al otro lado del camino.	7	4	3.5	1.1	afloramiento <i>in situ</i>
		8	8.5	5	1.7	
		9	3.5	2.5	1.4	
		10	2.5	2.5	1.0	
		11	4	3	1.3	
		12	4	1.5	2.7	
3	14Q 0451 513 2044 422 1751m	13	20.3	13	1.6	bloque caído
		14	3.2	2.8	1.1	
		15	3	2.6	1.2	
		16	4.7	3.1	1.5	
4	14Q 0451 475 2044 435 1743m	17	8	4.6	1.7	bloque caído
		18	5	2.3	2.2	
		19	3	2.8	1.1	
4a	ubicado 3 m hacia el sur del punto anterior	20	5	4.5	1.1	bloque caído
4b	ubicado a unos 25 m al sur	21	5.5	4.4	1.3	
5	ubicado dentro de una zona del plutón rica en ferromagnesianos	22	4.6	3.3	1.4	posiblemente <i>in situ</i>
		23	7.2	4.5	1.6	
		24	3	1.8	1.7	
		25	11.3	6.2	1.8	
6	14Q 451 436 2044 235 1739	26	8.3	5.5	1.5	bloque caído
7	14Q 451 547 2044 496 1748 a 8 m hacia el norte	27	4.7	1.7	2.8	bloque caído
		28	6.6	4.8	1.4	
		29	3.6	2.7	1.3	
		30	6	3	2	
		31	12	9.6	1.25	
		32	5.5	3.6	1.5	
		33	5.6	3.2	1.8	
8	14Q 0451 555 2044 523 1739	34	15	5.8	2.6	<i>in situ</i>
9	14Q 0450 380 2041 857 1376	1	15	8.5	1.8	<i>in situ</i>
		2	6.2	4	1.6	
		3	7.4	6.7	1.1	
		4	11	4.2	2.6	
		5	5.2	4	1.3	
		6	5.9	5.1	1.2	
		7	3.9	2.4	1.6	
		8	8	5.3	1.5	
		9	3.5	2	1.8	
		10	3.9	2	2.0	
		11	5.4	3.2	1.7	
		12	5.7	4.9	1.2	
		13	9.5	5	1.9	
		14	14.2	9	1.6	

		15	3.6	3	1.2	
--	--	----	-----	---	-----	--

Tabla 1 (continuación)

Zona	Ubicación	Enclave	Largo	Ancho	Aspect ratio	Observaciones
10	14Q 0450 156 2040 768 1209m	1	14.3	7.6	1.9	bloques caídos
		2	12	6	2.0	
		3	11	3.5	3.1	
		4	13	8.5	1.5	
		5	4.5	2	2.3	
		6	8	4.5	1.8	
		7	3	1.5	2.0	
		8	7	3	2.3	
		9	4.5	4.2	1.1	
		10	5	3.5	1.4	
		11	8.5	8.5	1.0	
		12	5.5	3.5	1.6	
		13	2.5	2	1.3	
		14	4.5	2	2.3	
		15	6.5	4	1.6	
		16	3.5	2	1.8	
		17	2.5	1.5	1.7	
		18	4.5	3	1.5	
		19	8.5	6	1.4	
		20	14.5	10	1.5	
		21	4.5	3.5	1.3	
		22	2.5	2	1.3	
		23	6	3	2.0	
		24	4.5	2.5	1.8	
		25	8.5	6.5	1.3	
		26	13	8	1.6	

Tabla 2. Estimación visual de los componentes que afloran en el área de estudio.

COMPONENTES EN ANÁLISIS MODAL																
MUESTRA	COORDENADAS		Cz	Olg	Ort	Bt	Hrb	Px	Op	Ap	Zm	Cl	Cal	Min alt	Mtz	Total
MONZONITA																
Cox_26A	450773	2044247	10	40	35	5	0	0	3	Tr	Tr	2	1	3		99
Cox_26B	450773	2044247	5	40	45	3	0	0	2	Tr	Tr	1	2	2		100
Cox_27	450752	2043664	7	40	47	1	0	0	1	Tr	Tr	1	2	1		100
Cox_28	450827	2043825		40	47	5	0	0	1	Tr	Tr	1		1		100
Cox_29	450933	2043890	4	45	40	7	1	0	1	Tr	Tr	1	1	1		101
Cox_35	451053	2045156	15	40	35	5	1	Tr	1	Tr	Tr	1	1	1		100
Cox_37A	450597	2043546	0	40	30	20	0	5	1	Tr	Tr	1		2		99
Cox_37B	450597	2043546	7	40	40	7	1	0	2	Tr	Tr	2		1		100
CUARZOMONZONITA																
Cox_8a	451403	2042500	10	40	35	5	2	1	3	Tr	Tr	3		1		100
Cox_14	451398	2043874	25	37	20	7	1	1	2	Tr	Tr	4	2	1		100
Cox_24	450984	2045193	10	35	35	7	0	0	2	Tr	Tr		3	7		99
Cox_39	450374	2042955	20	35	35	1	Tr	0	1	Tr	Tr	3	3	2		100
Cox_40 A	450309	2042332	7	45	25	7	2	Tr	2	Tr	Tr	3	1	8		100
MONZOGRANITO-GRANODIORITA																
Cox_1b			15	45	20	8	1	Tr	3	1	Tr	2	1	1		98
Cox_3a	450927	2045634	25	30	10	8	1	Tr	3	1	Tr					100
cox_3b	450927	2045634	30	35	15	8	2	1	2	1	Tr	3	2	1		100
Cox_4a	450759	2045758	25	40	20	7	1	1	2	1	Tr	1	1	1		100
Cox_7a	451413	2042434	20	45	20	6	1	Tr	3	1	Tr	2	1	1		99
Cox_7b	451413	2042434	20	35	25	10	3	1	2		Tr	1	2	1		100
Cox_8b	451403	2042500	25	35	30	4	1	1	1	Tr	Tr	1	1	1		100
Cox_9a	451339	2042573	20	35	35	7	0	0	1	Tr	Tr	1		1		100
Cox_9b	451339	2042573	25	40	25	5	0	1	2	Tr	Tr			2		100
Cox_10	451264	2042837	25	30	25	6	2	1	2	Tr	Tr	1		3		100
Cox_11	451226	2043277	10	45	30	6	2	1	2	Tr	Tr	2	1	5		99
Cox_12	451398	2043874	20	45	20	3	1	1	3	Tr	Tr	3	2	2		100

Tabla 2 (continuación)

COMPONENTES EN ANÁLISIS MODAL																
MUESTRA	COORDENADAS		Cz	Olg	Ort	Bt	Hrb	Px	Op	Ap	Zm	Cl	Cal	Min alt	Mtz	Total
Cox_13	451398	2043874	20	40	25	5	0	1	2	Tr	Tr	3	3	1		100
Cox_25	450937	2045125	15	40	35	7	0	0	1	Tr	Tr	1	0	1		100
Cox_38	450468	2043106	25	35	30	3	0	0	1	Tr	Tr	2	0	3		99
Cox_40 B	450309	2042332	20	40	30	1	Tr	0	2	Tr	Tr	2	0	4		99
ENCLAVES MÁFICOS																
Cox-1a			15	40	25	10	3	Tr	2	Tr	Tr	1	1	3		100
Cox_3a	450927	2045634	7	40	15	15	1	15	1	Tr	Tr	1	1	2		98
Cox_4a	450759	2045758	7	30	10	25	10	2	3	1	Tr	5	1	5		99
Cox_8a	451403	2042500	10	35	25	10	5	3	3	Tr	Tr	5		3		99
Cox_9a	451339	2042573	10	40	15	20	1	1	5	Tr	Tr	3		5		100
Cox_9b	451339	2042573	15	30	25	25	0	Tr	3	Tr	Tr	1		1		100
Cox_26A	450773	2044247	7	35	30	20	0	Tr	3	Tr	Tr			5		100
Cox_30	451053	2045156	5	30	20	20	1	7	2	Tr	Tr	2	2	5	5	99
Cox_31	451053	2045156	7	30	30	20	2	3	2	Tr	Tr	2		3		99
Cox_32A	451053	2045156	5	35	23	15	2	5	2	Tr	Tr	2		3	7	99
Cox_32B	451053	2045156	5	30	30	20	3	5	2	Tr	Tr			3		98
Cox_33	451053	2045156	3	30	23	25	2	2	2	Tr	Tr	1	1	4	7	100
Cox_34	451053	2045156	5	20	25	15	1	3	1	Tr	Tr	2	0	2	25	99
Cox_37A	450597	2043546	7	40	20	20	1	3	3	Tr	Tr	3		1		98
APLITA																
Cox_5	450927	2045635	45	50		2			1		Tr			2		100
Cox_51	450128	2041569	4	2	3	Tr	0	0	1						90	100
CUERPO HIPABISAL																
Cox_15	454039	2042970	3	1	1	1	Tr	0	1	Tr	Tr				93	100
Cox_15b	454039	2042970	Tr	2	1	1	1	1	1	Tr	Tr			Tr	93	100

Tabla 2 (continuación)

RIOLITA																
Cox_17b	454901	454901	0	1	2	1			1	Tr	Tr		1	94	100	
Cox_17a	454901	454901	0	3	1	1			1	Tr	Tr			94	100	
INTRUSIVO																
Cox_16	455041	2038948	2	2	2	1	0	2	Tr	Tr	Tr		1	90	100	
Cox_18	455808	2039269	3	20	3	3	0	Tr	Tr	Tr	Tr		2	69	100	
IGNIMBRITA																
C.C. 1	456001	2041669	5		3	1	0	0						91	100	
C.C. 2	456001	2041669	5	0	2	1	0	0						91	99	
VITROFÍDO																
Cox_23	453568	2043698	1	1	1	0	Tr	Tr		Tr	Tr		Tr	1	96	100
TOBA VITROFÍDICA																
Cox_41	456524	2042190	3	15	10	1			1	Tr	Tr			70	100	
CONTACTO NORTE																
Cox_6	450776	2045756												1	99	100

Qz=cuarzo

Olg= Oligoclasa

Or=Ortoclasa

Bt= Biotita

Hbl= Horblenda

Px= Piroxeno

Op= Opacos

Ap= apatito

Zrm= Circón

Chl=Clorita

Cal= Calcita

Mtz= Matriz.

Min alt=Minerales de alteración

Según lo propuesto por Donna L. Whitney et al 2010 y Kretz R. et al 1983

Tabla 3. Conteo de puntos de las rocas que se encuentran en el área de estudio, la tabla se encuentra dividida según el tipo de roca o facies del plutón.

Muestra	CONTEO DE PUNTOS								FENOCRISTALES								Total
	Cz	Olg	Ort	Bt	Hrb	Px	Op	Min alt	Cz	Olg	Ort	Bt	Hrb	Px	Cal	Mtz	
MONZONITA																	
Cox_26B	2.0	45.8	49.0	2.0	0.0	0.0	0.2	1.0									100
Cox_27	0.7	47.3	48.5	1.6	0.0	0.0	0.0	1.9									100
Cox_28	3.2	40.3	49.6	5.6	0.0	0.0	0.4	0.9									100
Cox_29	0.6	47.1	40.3	7.8	0.0	0.0	0.0	4.2									100
Cox_35	1.3	44.3	40.8	10.4	0.2	0.2	0.8	2.0									100
Cox_37B	2.6	42.6	45.3	6.1	0.7	0	0.5	2.2									100
CUARZOMONZONITA																	
Cox_8a	11.5	39.2	37	8	0.1	0.5	0.3	3.4									100
Cox_14	12.9	48	27.7	4.8	0.4	0.5	1.1	4.6								0	100
Cox_24	10	42	37.1	6.5	0	0	0.1	3									100
Cox_39	8.9	36.8	49.0	1.2	0.0	0.0	0.4	3.7									100
Cox_40 A	9	45.8	23	10.2	1.5	0.4	2.9	7.2									100
MONZOGRANITO-GRANODIORITA																	
Cox_1b	20.9	49.7	18.9	5.7	0.4	0.9	0.3	4.1	0	0	0	0	0	0	0	0	100.9
Cox_3b	21.2	40.8	21.7	11.4	0.2	0.9	0.9	2.9								0	100
Cox_4b	22.3	42.7	18.1	11.2	0.2	0.3	1.2	4.0								0.0	100
Cox_7a	18.9	56.6	15.0	5.9	0.9	0.4	0.3	2.0								0.0	100
Cox_7b	21.4	39.4	29.6	6.8	0.6	0.5	0.6	1.1									100
Cox_8b	24.8	43.7	21.3	7.1	0.1	0.8	0.3	1.9									100
Cox_9a	17.7	38.2	33.3	8.9	0	0	0.7	1.2									100
Cox_9b	21.5	44.3	25.0	7.2	0.0	0.1	0.9	1.0									100
Cox_10	22.9	54.2	15.8	5.1	0.0	0.2	0.4	1.4									100
Cox_11	20.2	48.4	20	7.9	0.4	0.6	0.6	1.9									100
Cox_12	19.6	49.5	21	4.2	0.1	0.2	0.8	%									100
Cox_13	18	43.2	28.9	4	0	0.4	0.7	4.8									100
Cox_25	20	41	30.2	6.7	0	0	0.9	1.2									100
Cox_38	27.7	35.6	29.7	2.7	0	0	0.4	3.9									100

Tabla 3 (continuación)

Muestra	CONTEO DE PUNTOS								FENOCRISTALES								Total
	Qz	Olg	Or	Bt	Hbl	Px	Op	Min alt	Qz	Olg	Or	Bt	Hrl	Px	Cal	Mtz	
Cox_40 B	16.6	39.2	33.4	3.7	0.5	0	0.5	6.1									100
ENCLAVES MÁFICOS																	
Cox-1a	20.8	41.3	20.6	9.3	1.3	0.1	1.5	5.2								0	100.1
Cox_3a	3.1	41	6.5	18.7	1	6.8	1.3	1.1	0.9	12.4	3.5	2.1	1.5	0.1	0	0	100
Cox_4a	1.3	35.3	6.1	23.9	0.6	2.1	1.7	4.4	1.6	16.3	2.3	2.1	0.2	0	2.1	0	100
Cox_8a	2.1	36.7	21.3	26.6	1.9	1	1.1	2.9	0	5.5	0.7	0.2	0	0	0	0	100
Cox_9a	3.1	35.5	24.5	18.9	1.8	0.9	1.3	5.4	0.9	4.5	1.3	1.9	0	0	0	0	100
Cox_3a	3.1	41	6.5	18.7	1	6.8	1.3	1.1	0.9	12.4	3.5	2.1	1.5	0.1	0	0	100
Cox_26A	0.9	37.2	26.3	13.7	0	0	1.3	2.8	0	16.1	1.2	0.5	0	0	0	0	100
Cox_30	3	32.7	12.2	16.1	0.9	3.4	1.2	3	0	13.7	12.6	1.2	0	0	0	0	100
Cox_31	1.7	32.8	35.6	16.6	1.9	2	2	3.2	0	1.1	2	0	0	0	1.1	0	100
Cox_32a	0.1	32.1	22.3	23.6	1.8	4.9	1.5	2.6	0	2.5	8.6	0	0	0	0	0	100
Cox_32B	0.7	38.4	16.4	18.2	1.7	4.3	2	3.7	0	4.7	7.3	2.2	0	0	0.4	0	100
Cox_33	0.2	28.9	19.2	20.2	2.9	2.2	1.7	4.7	0.8	5.6	12	0.4	0	0	1.2	0	100
Cox_34	5.4	21.4	20.4	13.6	1.2	1.9	0.9	1.8	2.7	26.5	2.5	1.6	0	0	0.1	0	100
Cox_37A	1	40.9	19.9	19.9	1.9	3.4	2.6	5	0.1	3.7	1.2	0.4	0	0	0	0	100
APLITA																	
Cox_5	45.8	52.4	0	1.4	0	0	0.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100.0
Cox_51	6.1	3.0	4.0	0.6	0	0	0.8	0	0	0	0	0	0	0	0	85.5	100.0
CUERPO HIPABISAL																	
Cox_15	1.2	1.1	0.9	1.4	0.1	0	0.4	0	0	0	0	0	0	0	0	96.9	102
Cox_15b	0	3	1	0.6	0.3	0.1	0.3	0	0	0	0	0	0	0	0	94.7	100
RIOLITA																	
Cox_17a	0				0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	557	557
Cox_17b	0				0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
INTRUSIVO																	
Cox_16	2.8	1.9	3.2	2.2	0	2	0.1	4.9	0	0	0	0	0	0	0	82.9	100
Cox_18	4	23.9	4	3.8	0	0.9	0	2.5	0	0	0	0	0	0	0	60.9	39.1
IGNIMBRITA																	
C:C. 1	3.1	0	3.3	0.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	78.4	7.3
C:C. 2	7.8	0	3.1	0.6	0	0	0	7.8	0	0	0	0	0	0	0	80.7	19.3

Tabla 3 (continuación)

Muestra	CONTEO DE PUNTOS								FENOCRISTALES								Total	
	Qz	Olg	Or	Bt	Hbl	Px	Op	Min alt	Qz	Olg	Or	Bt	Hrl	Px	Cal	Mtz		
VITROFIDO																		
Cox_23	1.1	2.9	1	3.3	0.2	0.4	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	84.7	9
TOBA VITROFÍDICA																		
Cox_41	4	15.1	14.5	0.6	0	0	0.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	65.4	34.6

Qz=cuarzo

Olg= Oligoclasa,

Or=Ortoclasa,

Bt= Biotita,

Hbl= Hornblenda

Px= Piroxeno.

Según lo propuesto por Donna L. Whitney et al 2010 y Kretz R. et al 1983.

Tabla 4. En esta tabla se muestra la clasificación de cada una de las facies del plutón y de las rocas del área, además de mostrar la textura de cada una de ellas

Muestra	Clasificación	TEXTURA
MONZONITA		
Cox_26B	cuarzomonzonita	Holocristalina inequigranular alitriomorfica
Cox_27	cuarzomonzonita	Holocristalina inequigranular alitriomorfica
Cox_28	cuarzomonzonita	Holocristalina inequigranular alitriomorfica
Cox_29	monzonita	Holocristalina inequigranular alotriomorfica
Cox_35	cuarzomonzonita	Holocristalina inequigranular hipidiomorfica
Cox_37B	cuarzomonzonita	Holocristalina inequigranular hipidiomorfica
CUARZOMONZONITA		
Cox_8a	cuarzomonzodiorita	Holocristalina hipidiomorfica glomeroporfidica
Cox_14	monzogranito	Holocristalina inequigranular alitriomorfica
Cox_24	cuarzomonzonita	Holocristalina inequigranular hipidiomorfica
Cox_39	monzogranito	Holocristalina inequigranular pananidiomorfica
Cox_40 A	cuarzomonzonita	Holocristalina equigranular pokilitica hipidiomorfica
MONZOGRANITO-GRANODIORITA		
Cox_1b	cuarzomonzonita	Holocristalina equigranular alitriomorfica pecilitica
Cox_3b	granodiorita	Holocristalina inequigranular hipidiomorfica
Cox_4b	granodiorita	Holocristalina inequigranular hipidiomorfica
Cox_7a	granodiorita	Holocristalina con microlitos inequigranular hipidiomorfica
Cox_7b	monzogranito	Holocristalina con microlitos hipidiomorfica inequigranular
Cox_8b	monzogranito	Holocristalina hipidiomorfica inequigranular
Cox_9a	monzogranito	Holocristalina con microlitos hipidiomorfica
Cox_9b	monzogranito	Holocristalina hipidiomorfica
Cox_10	monzogranito	Holocristalina inequigranular xenomorfica
Cox_11	cuarzomonzodiorita	Holocristalina inequigranular xenomorfica
Cox_13	monzogranito	Holocristalina inequigranular alitriomorfica granofidica
Cox_12	granodiorita	Holocristalina inequigranular hipidiomorfica
Cox_25	cuarzomonzonita	Holocristalina equigranular hipidiomorfica
Cox_38	monzogranito	Holocristalina inequigranular felsosfidica hipidiomorfica
Cox_40 B	monzogranito	Holocristalina inequigranular alotriomorfica
ENCLAVES MÁFICOS		
Cox_1a	cuarzomonzonita	Holocristalina inequigranular alotriomorfica intergranular
Cox_3a	cuarzomonzodiorita	Holocristalina inequigranular hipidiomorfica intergranular
Cox_4a	cuarzomonzodiorita	Holocristalina inequigranular hipidiomorfica intergranular
Cox_8a	cuarzomonzonita	Holocristalina inequigranular alotriomorfica lamprofidica intergranular
Cox_9a	cuarzomonzodiorita	Hipidiomorfica equigranular fluidal
Cox_9b	monzogranito	Hipidiomorfica equigranular fluidal
Cox_26A	cuarzomonzonita	Holocristalina inequigranular alotriomorfica intergranular
Cox_30	cuarzomonzonita	Holocristalina inequigranular hipidiomorfica intergranular
Cox_31	cuarzomonzonita	Holocristalina inequigranular hipidiomorfica intergranular
Cox_32A	cuarzomonzonita	Holocristalina equigranular panidiomorfica intergranular
Cox_32B	cuarzomonzonita	Holocristalina equigranular panidiomorfica intergranular
Cox_33	cuarzomonzonita	Holocristalina inequigranular alotriomorfica intergranular
Cox_34	cuarzomonzonita	Holocristalina inequigranular panidiomorfica pokilitica intergranular
Cox_37A	cuarzomonzodiorita	Holocristalina inequigranular alotriomorfica intergranular poikilitica

Tabla 4 (continuación)

Muestra	Clasificación	TEXTURA
APLITA		
Cox-5	Aplita	Granofidica
Cox_51	Aplita	Holocristalina inequiangular hipidiomorfica criptocristalina
CUERPO HIPABISAL		
Cox-15	Andesita	Traquitica
Cox-15B	Andesita	Traquitica
RIOLITA		
Cox-17A	Riolita	Holocristalina con matriz criptocristalina
Cox-17B	Riolita	Holocristalina con matriz criptocristalina
INTRUSIVO		
Cox-16	Monzogranito	Felsitica hipocristalina vitrofidica criptocristalina granoblastica
Cox-18	Cuarzodiorita	hipocristalina panidiomorfica criptocristalina granoblastica
IGNIMBRITA		
C.C.1		
C.C.2		
VITROFÍDO		
Cox-23	Vitrofidido	Holocristalina hipidiomorfica vitrofidica fluidal
TOBA VITROFÍDICA		
Cox_41	Toba	Hipocristalina hipidiomorfica vitrofidica fluidal
CONTACTO NORTE		
Cox-6	Calcita	Grafica

Tabla 5. Tamaño mínimo y máximo de minerales representativos de cada una de las unidades del área

MUESTRA	TAMAÑO													
	Qz mm		Olg mm		Or mm		Bt mm		Op mm		Cpx mm		Hbl mm	
MONZONITA														
Cox_26A	0.96	0.16	2.6	0.6	1.6	0.28	0.6	0.4	0.4	0.28				
Cox_26B	2.52	0.2	6.8	0.2	2	0.2	1.4	0.4	0.48	0.24				
Cox_27	1.2	0.2	3	0.56	4.8	0.28	0.72	0.24	0.2	0.32				
Cox_28	1.84	0.2	3.6	0.6	1.8	0.2	2	0.2	0.4	0.28				
Cox_29	1.36	0.2	3.64	0.4	1.2	0.2	0.92	0.28						
Cox_35	2.48	0.48	4	0.6	9.44									
Cox_37B	2.2	0.2	7.2	0.32	3.28	0.28	1	0.16	1	0.1			1.4	0.32
CUARZOMONZONITA														
Cox-8a	1.4	0.12	4.2	1.48	2.4	1.4	3.76	1.64	0.24	0.16	0.4	0.16		
Cox-14	6.8	0.28	5.4	0.44	1.64	0.24	1.8	0.24	0.52	0.2	0.6	0.2	0.44	0.24
Cox_24	3.8	0.16	5.16	0.52	3.16	0.2	1	0.28					0.48	0.4
Cox_39	0.96	0.28	0.64	0.32	2.8	0.44	0.16	0.12						
Cox_40 A	1.2	0.32	2.6	0.56	1.2	0.32	0.45	0.4						
MONZOGRANITO-GRANODIORITA														
Cox_1b	4.8	0.6	5.4	0.68	2	0.44	1.84	0.36	0.32		0.2		0.6	0.28
Cox-3a	2	0.36	3.2	0.24	1.4	0.36	1.6	0.24					0.88	0.16
Cox_3b	38	0.28	3.56	0.28	2.96	0.44	1.6	0.24	1.16	0.56	0.56	0.16	0.48	0.16
Cox_4a	2.84	0.28	7.2	3	2.6	2.48	1.28	0.4	0.4	0.024	0.44	0.48	0.4	0.2
Cox-4b	0.4	0.24	4.8	2	11.28	8.88	2.4	0.6	0.28	0.24	0.28	0.12	0.4	0.2
Cox-7a	2.16	1.6	15.2	6.72	4.08	2.92	0.8	0.24	0.48	0.12	0.92	0.2		
Cox_7b	0.48	0.4	7.2	3.8	1.76	0.72	1	0.48	0.48	0.4	0.6	0.16	0.44	0.16
Cox_8b	1.64	0.92	4.8	2.2		0.32	0.8	0.12	0.6	0.2	1.2	0.28		
Cox-9a	0.8	0.32	3.2	0.47	2	0.4	2.32	0.4	1.4	1.4			0.52	0.28
Cox_9b	1	0.2	3.12	0.48	1.4	0.32	4	0.48	0.72	0.2				
Cox-10	3.2	0.24	4.2	0.6	14	0.48	0.96	0.24	0.48	0.12			0.12	0.2
Cox-11	4.4	0.24	5.6	0.4	2.68	0.28	0.72	0.2	0.52	0.24	0.4	0.16	0.28	0.24
Cox-12	1.76	0.48	9.8	0.4	6.6	0.6	1.2	0.32	0.08	0.16	0.4	0.08	0.2	0.12
Cox-13	4.24	0.6	5.2	0.84	4.28	0.68	1.48	0.48	0.44	0.32				
Cox_25	3.28	0.44	3.4	0.56	2.4	0.6	2.2	0.52	0.48	0.36				
Cox_38	4.84	0.2	8.24	0.6	4	0.24	0.52	0.24						
Cox_40B	0.75	0.28	4.84	0.84	2.36	0.32	1.6	0.24						
GEANITO-GRANODIORITA														
Cox_1a	4	0.4	4.6	0.6	3.64	0.4	1	0.36					0.68	0.48
Cox_3a	0.025	0.15	2.5	0.27	0.5	0.3	0.85	0.25	0.34	0.32	0.2	0.16	0.6	0.47
Cox_9b	0.16	0.11	0.16	0.08	0.25	0.13	0.27	0.06						
Cox_26A	1	0.23	2.48	0.22	1	0.21	1.11	0.1	0.4	0.11				
Cox_30	0.85	0.18	6.6	0.21	3.55	0.17	0.12		0.4	0	0.25	0.06	0.55	0.06

Tabla 5 (Continuación)

TAMAÑO														
MUESTRA	Qz		Olg		Ort		Bt		Op		Cpx		Hbl	
	mm		mm		mm		mm		mm		mm		mm	
Cox_31	0.44	0.17	5.65	0.09	3.5	0.3	1.15	0.21	0.4	0.13	0.13	0.07	0.12	
Cox_32A	0.72	0.3	1.15	0.17	0.8	0.12	1.05	0.1	0.44	0.15	0.31	0.16	0.4	0.2
Cox_32B	2.22	0.14	3.21	0.25	2	0.3	2.2	0.14	0.45	0.1	0.4	0.16	0.38	0.12
Cox_33	2.82	0.3	2.7	0.3	2.18	0.2	1.25	0.17	0.4	0.16	0.5	0.19	0.3	0.1
Cox_34	3.75	0.14	2	0.28	2.38	0.2	2.7	0.11	0.7	0.13	0.3	0.13	0.4	0.04
Cox_37A	0.62	0.25	0.87	0.32	1.12	0.14	0.75	0.2	0.11	0.25	0.28	0.12	0.31	0.08
APLITA														
Cox-5	1.4	0.92		1.36	1.92	1.2	0.68							
Cox_51	1	0.04	3.12	0.6	1.72	0.32	0.16	0.04						
CUERPO HIPABISAL														
Cox-15	0.28	0.1	1.08	0.6	1.2	0.72	0.6	0.2			0.32	0.16	0.48	0.4
Cox-15b	0.28	0.22	3.2	1.92	0.24	0.08	0.52	0.28			0.28	0.16	0.28	0.08
RIOLITA														
Cox-17A	5.4	0.52	4.08	1.4	3.36	0.68	1	0.28						
Cox_17B	4.08	0.4	7	0.56	3.8	0.6	0.8	0.28						
INTRUSIVO														
Cox-16	3.6	2.72	11.2	4.96	1.64	1.48	1.36	0.16	0.48	0.36	0.36	0.16		
Cox-18	1.76	1.4	5.6	2.6	2.92	2.4	0.2	0.16	0.32	0.28	0.88	0.32	0.12	0.44
IGNIMBRITA														
C.C.1	4.468	0.72			2	0.76								
C.C.2	1.84	0.24			4.88	0.56	1.08	0.32						
VITROFÍDO														
Cox_23	0.6	0.52	0.48	0.36	0.8	0.6	0.72	0.12	0.44	0.28				
TOBA VITROFÍDICA														
Cox_41	3.36	0.28	4.48	0.28	1.72	0.48	0.64	0.2						

Qz=cuarzo

Olg= Oligoclasa,

Or=Ortoclasa

Bt= Biotita

Hbl= Hornblenda

CPx= Clinopiroxeno

OpX= Ortopiroxeno.

Según lo propuesto por Donna L. Whitney et al 2010 y Kretz R. et al 1983

Tabla 6. Comparación entre el análisis modal y el conteo de puntos, esta tabla nos ayudo a determinar los porcentajes de cada mineral esencial y secundario, además de determinar las facies del plutón.

	MODAL						CONTEO					
	Qz	Oli	Or	Bt	Hbl	Px	Qz	Oli	Or	Bt	Hbl	Px
MONZONITA												
Cox_26B	5	40	45	3	0	0	6.0	41.8	49.0	2.0	0.0	0.0
Cox_27	7	40	47	1	0	0	5.7	42.3	48.5	1.6	0.0	0.0
Cox_28	5	40	47	5	0	0	4.2	40.3	48.6	5.6	0.0	0.0
Cox_29	4	45	40	7	1	0	2.6	45.1	40.3	7.8	0.0	0.0
Cox_35	15	40	35	5	1	Tr	12.3	43.3	34.8	6.4	0.2	0.2
Cox_37B	7	40	40	7	1	0	5.6	42.6	40.3	6.1	0.7	0.0
CUARZOMONZONITA												
Cox_8a	10	40	35	5	2	1	11.5	39.2	37.0	8.0	0.1	0.5
Cox_14	25	37	20	5	1	1	27.9	40.0	20.7	4.8	0.4	0.5
Cox_24	10	35	35	7	0	0	10.0	42.0	37.1	6.5	0.0	0.0
Cox_39	20	35	35	1	Tr	0	18.90	36.80	39.00	1.20	0	0
Cox_40 A	7	45	25	10	2	Tr	9.0	45.8	23.0	10.2	1.5	0.4
MONZOGRANITO-GRANODIOTITA												
Cox_1b	15	45	20	7	1	Tr	20.9	49.7	18.9	5.7	0.4	0.9
Cox_3b	30	35	15	7	2	1	27.2	40.8	18.7	9.4	0.2	0.9
Cox_4a	25	40	20	7	1	1	22.1	45.6	21.4	8.5	0.0	0.3
Cox_4b	25	40	20	10	2	Tr	22.3	42.7	18.1	11.2	0.2	0.3
Cox_7a	20	45	20	2	1	Tr	18.9	50.6	21.0	5.9	0.9	0.4
Cox_7b	20	35	25	10	3	1	21.4	39.4	29.6	6.8	0.6	0.5
Cox_8b	25	35	30	4	1	1	24.8	40.7	31.3	7.1	0.1	0.8
Cox_9a	20	35	35	7	0	0	17.7	38.2	33.3	8.9	0.0	0.0
Cox_9b	25	40	25	5	0	1	21.5	44.3	25.0	7.2	0.0	0.1
Cox_10	25	30	25	7	2	1	24.9	40.2	27.8	5.1	0.0	0.2
Cox_11	10	45	30	7	2	1	10.2	48.4	30.0	7.9	0.4	0.6
Cox_12	20	45	20	3	1	1	19.6	49.5	21.0	4.2	0.1	0.2
Cox_13	20	40	25	5	0	1	18.0	43.2	28.9	4.0	0.0	0.4
Cox_25	15	40	35	7	0	0	20	41	30.2	6.7	0	0
Cox_38	25	35	30	3	0	0	27.70	35.60	29.70	2.70	0	0
ENCLAVE MÁFICO												
Cox_3a	7	40	15	15	1	15	3.1	41.0	13.5	11.7	1.0	6.8
Cox_4a	7	30	10	25	10	2	5.3	31.3	6.1	23.9	0.6	2.1
Cox-1a	15	40	25	10	3	Tr	15.8	41.3	25.6	9.3	1.3	0.1
Cox_8a	10	35	25	10	5	3	13.1	36.7	23.3	13.6	1.9	1.0
Cox_9a	10	40	15	20	1	1	7.1	39.5	16.5	18.9	1.8	0.9
Cox_9b	15	30	25	25	0	Tr	14.0	35.3	25.0	23.0	0.0	0.2
Cox_26A	7	35	30	20	0	Tr	2.9	35.2	26.3	13.7	0.0	0.0
Cox_30	5	30	20	20	1	7	3.0	32.7	12.2	16.1	0.9	3.4
Cox_31	7	30	30	20	2	3	6.7	32.8	30.6	16.6	1.9	2.0
Cox_32A	5	35	30	15	2	5	3.1	32.1	26.3	16.6	1.8	4.9

Tabla 6 (continuación)

	MODAL						CONTEO					
	Qz	Oli	Or	Bt	Hbl	Px	Qz	Oli	Or	Bt	Hbl	PIX
Cpx_32B	5	30	23	20	3	5	3.7	30.4	21.4	18.2	1.7	4.3
Cox_33	3	30	23	25	2	2	2.0	28.9	19.2	21.2	2.9	2.2
Cox_34	5	20	25	15	1	3	5.4	21.4	20.4	14.4	1.2	1.9
Cox_37A enclave	7	40	20	20	1	3	3.0	38.9	19.9	19.9	1.9	3.4
APLITA												
Cox_5	45	50	0	2	0	0	45.8	52.4	0	1.4	0	0
Cox_51	4	2	3	Tr	0	0	6.1	3	4	0.6	0	0
CUERPO HIPABISAL												
Cox_15	3	1	1	1	Tr	0	1.2	1.1	0.9	1.4	0.1	0.0
Cox_15b	Tr	2	1	1	1	1	0.0	3.0	1.0	0.6	0.3	0.1
RIOLITA												
Cox_17b	0	1	2	1	0	0	0				0	0
Cox_17a	0	3	1	1	0	0	0				0	
INTRUSIVO												
Cox_16	2	2	2	1	0	2	2.8	1.9	3.2	2.2	0.0	2.0
Cox_18	3	20	3	3	0	Tr	4	23.9	4	3.8	0	0.9
IGNIMBRITA												
C:C. 1	3	0	3	1	0	0	3.1	0	3.3	0.9	0	0
C:C. 2	5	0	2	1	0	0	7.8	0	3.1	0.6	0	0
VITROFIDO												
Cox_23	1	1	1	0	Tr	Tr	1.1	2.9	1.0	3.3	0.2	0.4
TOBA VITROFÍDICA												
Cox_41	3	15	10	1	0	0	4.0	15.1	14.5	0.6	0.0	0.0

Qz= cuarzo

Olg= Oligoclasa

Or= Ortoclasa

Bt= Biotita

Hrb= Horblenda

Px= Piroxeno

Según lo propuesto por Donna L. Whitney et al 2010 y Kretz R: et al 1983.

Tabla 7. Análisis químicos de elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) de rocas magmáticas del área de Coxcatlán y áreas adyacentes.

DATOS ORIGINALES													
Muestra	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3t	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	PXC	Total	REFERENCIA
PLUTONICAS													
Cox_7	68.95	0.52	15.15	4.15	0.07	1.27	2.87	3.34	3.52	0.14	0.35	100.35	1
Cox_26	70.97	0.32	14.78	2.44	0.03	0.77	1.783	3.36	4.38	0.14	0.76	99.75	1
Cox_32	53.20	1.11	17.15	9.32	0.15	4.36	7.62	3.26	2.52	0.20	0.84	99.73	1
Bv21	66.32	0.64	15.53	4.76	0.09	1.39	3.44	3.54	3.38	0.11	1.17	100.36	2
COXCA	66.019	0.57	14.912	4.774	0.067	1.412	3.435	3.51	3.42	0.158	1.41	99.69	4
VOLCÁNICAS													
Cox_15B	56.50	1.11	18.47	7.28	0.11	3.68	6.74	3.35	1.42	0.34	0.39	99.38	1
Cox_54	65.48	0.48	15.58	3.26	0.07	1.34	3.76	3.03	3.33	0.19	3.63	100.16	1
Bv20	57.38	1.17	17.87	7.57	0.11	3.63	6.85	3.43	1.38	0.29	1.06	100.74	2
Tz17-98	62.14	0.65	17	5.3	0.08	2.53	5.22	3.66	1.94	0.16	1.49	100.13	2
Tz18-98	63	0.97	15.7	5.62	0.192	2.17	4.99	3.2	2.11	0.159	1.82	99.94	2
Tz19-98	61.87	0.73	16.97	5.56	0.1	2.44	5.21	3.81	1.79	0.18	1.54	100.03	2
Tz20-98	59.91	0.63	17.24	5.98	0.1	2.72	5.61	3.85	2.01	0.16	1.97	100.17	2
Tz21-98	60.39	0.68	18.08	6.34	0.06	1.29	4.21	3.49	2.45	0.15	2.53	99.67	2
Tz101-00	61.09	0.95	18.11	6.75	0.05	1.41	5.29	3.53	1.65	0.25	1.67	100.7	2
Tz171-01	61.33	0.86	16.95	5.78	0.05	2.06	5.01	3.2	2.21	0.32	2.1	99.86	2
Tz193-01	62.73	0.69	16.83	5.4	0.07	2.25	4.94	4.16	2.04	0.19	0.9	100.2	2
Tz57-02	60.66	0.65	17.51	5.72	0.09	2.6	5.77	4.27	1.51	0.2	1.27	100.25	2
Tz77-02	60.73	0.78	17.73	6.69	0.08	1.3	5	3.96	2.07	0.26	1.74	100.34	2
Tz80-02	61.09	0.6	16.32	6.24	0.12	2.41	5.17	3.61	1.95	0.16	2.77	100.44	2
Tz62-02	59.52	0.76	17.35	6.36	0.13	2.29	5.79	4.28	2.05	0.25	1.62	100.4	2
Tz17a-02	57.26	0.72	18.11	6.83	0.1	3.29	5.25	4.28	1.66	0.2	1.83	99.53	2
Tz190b-01	64.96	0.6	16.46	4.88	0.14	1.01	4.05	4.03	2.77	0.17	1.17	100.24	2
Tz190c-01	64.26	0.6	16.33	4.75	0.05	1.2	3.97	3.39	2.85	0.16	2.61	100.27	2
Tx-16	75.63	0.1	13.67	1.51	0.03	0.01	1.12	2.16	5.61	0.003	0.21	100.053	3
Tx-25	70.52	0.25	13.39	3.29	0.06	0.08	1.77	3.51	3.9	0.03	3.34	100.14	3

Tabla 7 (continuación)

DATOS ORIGINALES															
Muestra	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb	REFERENCIA
PLUTONICAS															
Cox_7	168	201	419	48	188	10	50	17	8	8	6	74	11	23	1
Cox_26	207	139	451	44	160	11	21	2	8	8	6	41	14	25	1
Cox_32	96	303	471	34	105	6	194	49	19	10	35	117	5	16	1
Bv21	98	338	487	24	108	12	78	2	27	5		57	6	10	2
COXCA	139.	239	611	40	25	12	80		8	4		82	9	15	4
VOLCANICAS															
Cox_15B	30	676	381	19	200	8	137	28	17	12	9	91	2	7	1
Cox_54	124	419	719	29	182	9	33	0	7	8	5	73	8	26	1

1) Datos del presente estudio.

2) Datos de la Formación El Salto (muestras Tz) y el Cuerpo hipabisal Buenavista (muestra Bv20) tomados de Morán-Zenteno et al. (2004).

3) Datos de Taxco (muestra Tx) tomados de Morán et al. (1998).

4) Datos no publicados del grupo de investigación.

Tabla 8. Análisis de microsonda en plagioclasas

MUESTRA:	CLAVE	CaO	K2O	Na2O	TiO2	Al2O3	SrO	FeO	SiO2	NiO	MgO	BaO	TOTAL
cox3a	c1-Pl-1	6.41	0.331	7.464	0.002	24.013	0	0.207	62.279	0.009	0.003	0.028	100.746
cox3a	c1-Pl-2	6.603	0.396	7.386	0	24.161	0.033	0.202	61.987	0.011	0	0.007	100.786
cox3a	c1-Pl-3	6.798	0.442	7.312	0.011	24.331	0	0.238	61.61	0.005	0	0.034	100.781
cox3a	c1b-Pl-1	6.259	0.377	7.567	0.009	24.002	0	0.237	62.532	0.001	0.016	0.062	101.062
cox3a	c1b-Pl-2	6.546	0.471	7.399	0.023	24.265	0.039	0.213	62.299	0	0.012	0.044	101.311
cox3a	c2b-Pl-1	5.797	0.56	7.646	0	23.603	0	0.236	62.977	0.016	0.012	0.039	100.886
cox3a	c2b-Pl-2	6.059	0.564	7.574	0.002	23.695	0	0.276	62.364	0	0.003	0.02	100.557
cox3a	c2b-Pl-3	5.842	0.512	7.531	0	23.366	0	0.221	62.248	0.007	0.002	0	99.729
cox3a	c7-Pl-1	5.956	0.623	7.419	0	23.583	0.004	0.237	62.454	0	0.009	0.032	100.317
cox3a	c7-Pl-2	6.222	0.614	7.268	0.011	23.799	0	0.238	62.016	0	0	0.043	100.211
cox3a	c7-Pl-3	5.311	0.547	7.821	0	22.59	0	0.219	63.054	0.006	0.01	0.049	99.607
cox3a	c7-Pl-4	6.287	0.516	7.273	0.004	23.745	0	0.202	61.218	0.005	0	0.055	99.305
cox3a	c7-Pl-5	6.705	0.451	7.078	0.013	24.113	0	0.231	61.309	0	0	0.049	99.949
cox3a	c7-Pl-6	6.747	0.45	7.162	0	24.185	0	0.201	61.198	0	0.011	0.022	99.976
cox3a	c7a-Pl-1	0.185	11.886	2.855	0.033	18.36	0	0.125	67.303	0	0	0.751	101.498
cox11	z3-Pl-1	6.562	0.462	7.308	0.004	24.089	0	0.205	61.55	0	0.002	0	100.182
cox11	z3-Pl-2	6.144	0.516	7.404	0.013	23.602	0.031	0.239	61.79	0	0	0.033	99.772
cox11	z3-Pl-3	6.049	0.579	7.515	0.002	23.637	0	0.225	62.221	0.031	0.028	0.017	100.304
cox11	z3-Pl-4	5.748	0.718	7.501	0.02	23.296	0	0.231	62.21	0	0.007	0.021	99.752
cox11	z3-Pl-5	5.974	0.397	7.795	0.01	23.456	0	0.217	62.279	0.002	0.019	0.023	100.172
cox11	z3-Pl-6	6.302	0.447	7.388	0.018	23.659	0.004	0.236	61.685	0	0	0.05	99.789
cox11	z3-Pl-7	7.149	0.307	7.146	0	24.613	0	0.179	60.657	0	0.007	0.009	100.067
cox11	z3-Pl-8	6.659	0.348	7.449	0.016	24.123	0	0.238	60.785	0	0.003	0.027	99.648
cox11	z3-Pl-9	4.77	0.463	8.616	0.001	22.649	0	0.145	63.754	0	0.011	0	100.409
cox11	z3a-Pl-1	6.496	0.371	7.295	0	23.524	0	0.174	60.742	0	0.012	0	98.614
cox11	z3a-Pl-2	4.238	0.609	8.258	0.002	21.896	0	0.212	64.385	0.009	0	0	99.609
cox11	z3a-Pl-3	5.554	0.461	7.596	0.018	23.117	0.006	0.19	62.814	0	0.003	0.036	99.795
cox11	z3a-Pl-4	6.273	0.378	7.463	0.009	23.834	0.002	0.234	61.665	0	0.014	0.017	99.889
cox11	z6-Pl-2	6.607	0.468	7.096	0.016	23.846	0	0.201	61.397	0	0	0.029	99.66
cox11	z6-Pl-3	6.119	0.514	7.481	0	23.501	0	0.202	61.923	0	0	0	99.74
cox11	z6-Pl-4	6.174	0.623	7.31	0	23.657	0	0.201	61.804	0	0	0.051	99.82
cox11	z6-Pl-5	6.541	0.411	7.384	0.017	23.982	0	0.169	61.443	0	0.008	0.011	99.966
Cox26a	1a-Pl-1	5.172	0.478	8.207	0	23.105	0.073	0.057	63.645	0.003	0	0.001	100.741
Cox26a	1a-Pl-2	6.103	0.445	7.576	0.002	23.453	0	0.086	61.851	0	0.01	0.009	99.535

Tabla 8 (continuación)

MUESTRA:	CLAVE	CaO	K2O	Na2O	TiO2	Al2O3	SrO	FeO	SiO2	NiO	MgO	BaO	TOTAL
Cox26a	1a-Pl-3	5.454	0.59	7.952	0	22.844	0.018	0.131	62.814	0	0	0.031	99.834
Cox26a	1a-Pl-4	7.687	0.403	6.92	0.001	24.8	0	0.168	60.015	0.034	0.017	0.06	100.105
Cox26a	1a-Pl-5	8.999	0.325	5.954	0.011	26.198	0.048	0.11	58.098	0	0	0.033	99.776
Cox26a	1a-Pl-6	7.536	0.493	6.924	0.004	24.906	0.037	0.097	59.976	0	0	0.067	100.04
Cox26a	1a-Pl-7	7.565	0.469	6.635	0	25.104	0.008	0.119	60.471	0.013	0	0.077	100.461
Cox26a	1b-Pl-1	6.764	0.293	7.349	0.001	24.312	0	0.06	61.29	0.027	0	0.007	100.103
Cox26a	1b-Pl-2	4.519	0.498	8.685	0	22.408	0	0.098	64.123	0.019	0	0.003	100.353
Cox26a	1b-Pl-3	4.401	0.626	8.602	0	22.274	0	0.055	64.304	0.011	0	0	100.273
Cox26a	1b-Pl-4	5.679	0.444	8.027	0	23.334	0	0.092	62.658	0.002	0	0.045	100.281
Cox26a	1b-Pl-5	6.517	0.354	7.44	0.012	23.924	0	0.072	61.497	0	0.013	0.008	99.837
Cox26a	1b-Pl-6	5.582	0.422	7.846	0.006	23.294	0	0.077	62.597	0.013	0.009	0.004	99.85
Cox26a	1c-Pl-1	5.366	0.453	8.035	0	22.973	0.002	0.072	62.496	0.007	0	0.052	99.456
Cox26a	1c-Pl-2	4.632	0.455	8.63	0.004	22.561	0	0.042	63.953	0.004	0	0.007	100.288
Cox26a	1c-Pl-3	4.984	0.428	8.32	0.016	22.722	0	0.051	63.351	0.007	0	0.026	99.905
Cox26a	1c-Pl-4	4.863	0.387	8.542	0	22.662	0	0.082	63.883	0	0.004	0	100.423
Cox26a	1c-Pl-5	4.318	0.359	8.77	0.005	22.372	0	0.03	64.018	0	0	0.03	99.902
Cox26a	1c-Pl-6	4.797	0.35	8.522	0.015	22.528	0	0.052	63.801	0	0.008	0.014	100.087
Cox26a	1f-Pl-1	5.29	0.421	7.968	0	23.033	0.033	0.049	63.024	0.002	0.005	0.011	99.836
Cox26a	1f-Pl-2	6.908	0.29	7.197	0	24.273	0	0.088	61.13	0.015	0	0.058	99.959
Cox26a	1f-Pl-3	7.728	0.242	6.802	0	24.95	0	0.064	60.223	0	0	0	100.009
Cox26a	z2-Pl-1	5.532	0.543	8.017	0	23.158	0.01	0.096	63.268	0	0	0	100.624
Cox26a	z2-Pl-2	8.468	0.369	6.377	0.007	25.456	0.08	0.117	59.08	0	0.012	0.04	100.006
Cox26a	z2-Pl-3	5.842	0.522	7.746	0	23.564	0	0.103	62.448	0.003	0	0.009	100.237
Cox26a	z2-Pl-4	4.117	0.675	8.557	0.001	21.995	0	0.043	64.737	0	0	0.036	100.161
Cox26a	z2-Pl-5	9.592	0.3	5.665	0.011	26.693	0	0.098	56.996	0	0.012	0.02	99.387
Cox26a	z2-Pl-6	8.518	0.288	6.29	0.023	25.736	0.062	0.146	58.671	0	0	0.05	99.784
Cox26a	z2-Pl-7	5.865	0.408	7.636	0.012	23.467	0	0.107	62.489	0	0	0.054	100.038

Tabla 8 (continuación)

MUESTRA:	CLAVE	CaO	K2O	Na2O	TiO2	Al2O3	SrO	FeO	SiO2	NiO	MgO	BaO	TOTAL
Cox26a-enc	z4a-Pl-3	6.745	0.369	7.339	0.011	24.101	0	0.074	61.378	0	0.007	0	100.024
Cox26a-enc	5a-Pl-1	6.456	0.569	7.258	0.01	23.831	0.01	0.162	62.169	0	0	0.042	100.507
Cox26a-enc	5a-Pl-2	6.668	0.551	6.994	0	23.917	0.014	0.178	61.794	0	0.012	0	100.128
Cox26a-enc	5a-Pl-3	7.572	0.527	6.903	0	24.629	0	0.161	60.456	0	0.012	0.007	100.267
Cox26a-enc	5a-Pl-4	7.985	0.373	6.692	0.017	25.069	0	0.118	59.896	0	0.012	0.037	100.199
Cox26a-enc	5b-Pl-1	7.999	0.4	6.686	0.01	25.161	0.025	0.111	60.256	0	0	0.012	100.66
Cox26a-enc	5b-Pl-2	8.168	0.35	6.635	0	25.223	0	0.095	59.839	0.008	0	0.041	100.359
Cox26a-enc	5b-Pl-3	7.269	0.425	7.045	0	24.565	0	0.106	61.013	0	0.002	0.002	100.427
Cox26a-enc	z7-Pl-1	6.39	0.461	7.603	0.023	23.77	0	0.163	61.913	0.013	0	0.047	100.383
Cox26a-enc	z7-Pl-2	6.624	0.48	7.157	0.02	23.853	0	0.153	61.465	0.014	0	0.023	99.789
Cox26a-enc	z7-Pl-3	6.742	0.433	7.086	0.022	23.998	0	0.147	61.131	0	0	0.007	99.566
Cox26a-enc	z7-Pl-4	8.328	0.323	6.307	0.001	25.552	0	0.12	59.335	0	0.007	0.024	99.997
Cox26a-enc	z7-Pl-5	6.053	1.593	6.961	0.026	23.709	0	0.116	61.947	0	0	0.148	100.553
Cox26a-enc	z7-Pl-6	6.837	0.396	7.138	0	24.105	0	0.066	61.355	0	0.009	0.005	99.911
Cox26a-enc	z7-Pl-7	5.786	0.517	7.175	0	22.745	0	0.11	61.119	0	0.01	0.014	97.476
Cox26a-enc	z7a-Pl-1	9.777	0.275	5.574	0	26.528	0	0.107	57.618	0	0.001	0.029	99.909
Cox26a-enc	z7a-Pl-2	7.567	0.345	6.825	0.012	24.721	0	0.112	60.52	0.003	0.005	0.004	100.114
Cox26a-enc	z7a-Pl-3	8.864	0.25	6.078	0	26.084	0	0.077	58.66	0	0	0.01	100.023
Cox26a-enc	7b-Pl-1	6.641	0.458	7.045	0.006	24.128	0	0.114	60.949	0	0	0.04	99.381
Cox26a-enc	7b-Pl-2	6.718	0.439	7.092	0	24.251	0.01	0.184	61.51	0	0.01	0.018	100.232
Cox26a-enc	7b-Pl-3	5.573	0.587	7.699	0	23.145	0	0.11	62.553	0.02	0	0	99.687
Cox26a-enc	7b-Pl-4	12.467	0.149	3.984	0.018	29.038	0.031	0.111	54.104	0	0	0	99.902
Cox26a-enc	7b-Pl-5	9.848	0.265	5.461	0.037	26.841	0.021	0.099	57.181	0.006	0	0.033	99.792
Cox26a-enc	7b-Pl-6	6.369	0.465	7.474	0.008	23.579	0	0.114	62.116	0	0	0.04	100.165

Tabla 9. Análisis de microsonda para biotitas. En la tabla 1 se encuentran exclusivamente para la parte de los granitos, en la tabla dos se localizan las biotitas de los enclaves.

Muestra: clave	cox3a c1a- Bt-1	cox3a c1a- Bt-2	cox3a c2-Bt- 1	cox3a c2-Bt- 2	cox3a c3-Bt- 1	cox3a c3-Bt- 2	cox3a c6-Bt- 1	cox3a c6-Bt- 2	cox3a c6b- Bt-1	cox3a c6b- Bt-2	cox26a z2b- Bt-1	cox26a z2b- Bt-2	cox26a z2b- Bt-3	cox26a 1-Bt-1	cox26a 1-Bt-2	cox26a 1c-Bt- 1	cox26a 1c-Bt- 2	cox26a 1g-Bt- 1	cox26a 1g-Bt- 2
CaO	0	0,002	0	0	0	0	0	0,01	0	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0,022	0	0
K2O	9,639	9,685	9,669	9,682	9,899	9,72	9,661	9,644	9,604	9,641	9,848	9,577	9,801	9,809	9,772	9,838	9,328	9,68	9,713
Na2O	0,327	0,289	0,163	0,134	0,163	0,199	0,222	0,2	0,317	0,245	0,277	0,268	0,292	0,286	0,303	0,245	0,28	0,242	0,265
TiO2	4,333	4,24	3,306	3,231	4,405	4,394	4,349	4,333	4,372	4,247	3,878	3,991	3,951	3,738	4,473	4,099	4,194	3,964	3,844
Al2O3	12,029	11,915	12,168	12,167	12,54	12,517	12,265	12,319	12,507	12,669	13,203	13,597	13,821	14,302	13,515	14,988	14,878	13,647	13,364
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,006	0	0	0	0	0	0	0	0,001
FeO	16,267	16,099	13,972	14,146	15,398	15,278	14,907	14,803	14,964	15,189	11,595	11,804	11,625	12,243	11,844	13,151	12,495	13,217	12,583
F	0,008	0,001	0,009	0,006	0	0,018	0,012	0,009	0	0,003	0	0,008	0,012	0,014	0	0,01	0	0,03	0,006
NiO	0,008	0	0	0,02	0	0,008	0,02	0	0	0	0	0,012	0	0	0	0,001	0	0	0
SiO2	39,407	39,66	39,833	39,841	39,35	39,627	39,422	39,598	39,035	39,493	39,607	39,522	39,707	38,442	39,28	37,843	37,046	38,257	39,265
MnO	0,24	0,258	0,218	0,176	0,221	0,165	0,161	0,167	0,113	0,139	0,261	0,257	0,305	0,394	0,336	0,361	0,348	0,352	0,292
MgO	13,442	13,747	15,733	15,597	14,381	14,44	14,516	14,473	14,522	14,684	16,937	16,736	16,855	15,798	15,658	14,182	14,294	15,376	16,284
Total	95,697	95,896	95,067	94,997	96,357	96,358	95,53	95,552	95,434	96,31	95,612	95,769	96,364	95,02	95,182	94,714	92,885	94,752	95,614

Muestra: clave	cox26a- enc z7-Bt-1	cox26a- enc z7-Bt-2	cox26a- enc 7b-Bt-1	cox26a- enc 7b-Bt-2	cox26a- enc z4-Bt-1	cox26a- enc z4-Bt-2	cox26a- enc z4a-Bt-1	cox26a- enc z4a-Bt-2
CaO	0	0	0,007	0	0,03	0,014	0	0,014
K2O	9,963	9,897	9,953	10,077	9,763	9,769	9,859	9,966
Na2O	0,167	0,181	0,267	0,24	0,238	0,227	0,177	0,242
TiO2	4,52	4,436	4,097	4,029	4,015	3,945	4,417	4,466
Al2O3	14,044	14,077	13,8	13,497	14,052	14,205	13,509	13,578
Cr2O3	0	0	0	0	0,015	0	0	0
FeO	12,298	12,386	12,067	11,739	12,241	12,64	12,6	12,962
F	0,017	0,001	0	0	0,008	0,008	0,014	0,008
NiO	0,01	0	0,032	0,002	0,019	0	0,001	0,007
SiO2	38,093	38,4	38,536	38,504	38,048	38,091	38,142	38,567
MnO	0,224	0,246	0,294	0,267	0,356	0,444	0,28	0,335
MgO	15,474	15,597	16,682	16,758	15,834	15,487	15,928	15,282
Total	94,803	95,221	95,735	95,113	94,616	94,827	94,921	95,424

Tabla 10. Análisis de microsonda en anfíboles, específicamente por horblendas únicamente de la parte de los granitos.

Muestra:	cox3a	cox3a	cox3a	cox3a	cox3a	cox3a	cox3a-gd	cox3a-gd	cox3a	cox3a	cox3a	cox11	cox11
clave:	c1a-Anf-1	c1a-Anf-2	c2-Anf-1	c2-Anf-2	c2a-Anf-1	c2a-Anf-2	c2a-Anf-3	c2a-Anf-4	c6-Anf-1	c6a-Anf-1	c6a-Anf-2	z5b-Anf-1	z5b-Anf-2
CaO	11,021	11,067	10,833	10,789	10,918	10,918	10,883	10,963	10,934	11,003	11,067	10,836	10,736
K2O	0,998	0,984	1,051	1,037	1,007	1,044	1,043	1,048	1,017	1,023	1,051	0,934	0,893
Na2O	1,762	1,704	1,702	1,738	1,759	1,708	1,672	1,75	1,657	1,85	1,793	1,779	1,689
TiO2	1,771	1,706	1,738	1,728	1,701	1,713	1,75	1,706	1,672	1,668	1,732	1,602	1,44
Al2O3	7,211	7,017	7,125	7,06	7,149	7,142	7,13	7,151	6,938	7,317	7,194	7,075	6,47
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,002
FeO	22,062	21,908	21,461	21,439	21,824	21,802	21,941	22,188	21,638	20,263	21,481	21,836	21,047
SiO2	44,243	44,46	44,313	44,384	44,596	44,027	44,07	44,223	42,696	44,15	44,005	44,277	45,417
NiO	0,001	0	0	0,001	0,025	0	0	0,002	0	0,005	0	0	0
SrO	0	0	0,019	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	9,044	9,045	9,46	9,492	9,479	9,187	9,211	9,108	9,142	9,763	9,047	8,838	9,586
Total	98,113	97,891	97,702	97,668	98,458	97,541	97,7	98,139	95,694	97,042	97,37	97,177	97,28

Tabla 11. Datos obtenidos por medio del programa de Riodif 2010 para hornblendas.

MUESTRA	T (°C)	P (MPa)	H2Omelt (wt.%)	logfO2	REFERENCIA
cox3a-gd-c2-Anf-1	808,728	119,019	3,983	-13,527	1
cox3a-gd-c2-Anf-2	807,415	117,015	3,955	-13,539	1
cox3a-gd-c2-Anf-3	816,139	117,848	4,239	-13,305	1
cox3a-gd-c2a-Anf-1	809,593	118,322	4,103	-13,514	1
cox3a-gd-c2a-Anf-2	811,533	120,580	4,071	-13,552	1
cox3a-gd-c2a-Anf-3	815,033	119,674	4,142	-13,428	1
cox3a-gd-c4-Anf-1	793,440	111,675	4,113	-13,884	1
cox3a-gd-c6-Anf-1	842,819	118,901	4,209	-12,723	1
cox3a-gd-c6a-Anf-1	808,465	126,501	3,848	-13,600	1
cox3a-gd-c7-Anf-1	808,565	122,311	4,073	-13,547	1
cox3a-gd-c7-Anf-2	802,847	122,762	3,632	-13,602	1
cox3a-gd-c7-Anf-3	809,031	120,510	3,668	-13,409	1
cox3a-gd-c9-Anf-1	746,508	70,989	4,767	-14,438	1
cox3a-gd-c9-Anf-2	757,861	76,556	4,905	-14,235	1
cox11-z1-Anf-2	721,813	72,447	4,608	-15,003	1
cox11-z1-Anf-3	733,296	73,710	4,635	-14,773	1
cox11-z5-Anf-1	791,670	102,370	3,855	-13,726	1
cox11-z5b-Anf-2	792,215	111,017	4,221	-13,940	1
cox11-z3a-Anf-2	768,949	100,741	4,089	-14,363	1
736-Br-SC1-Anf-1	813,256	137,333	-13,434	3,812	2
736-Br-SC1-Anf-2	807,843	125,662	-13,567	3,673	2
736-Br-SC1-Anf-3	801,704	118,330	-13,567	3,576	2
736-Br-SC4-Anf-7	772,385	107,406	-14,148	4,381	2
736-Br-SC4-Anf-8	779,346	112,810	-14,079	4,189	2
736-Br-SC7-Anf-9	767,480	100,870	-14,355	4,071	2
736-Br-SC7-Anf-10	776,337	106,038	-14,254	4,283	2
736-Br-SC6-Anf-11	798,824	122,044	-13,699	4,250	2
736-Br-SC6-Anf-12	796,105	119,681	-13,824	4,141	2

1) Datos del área de estudio

2) Datos del área de flores Huerta proveniente de la ignimbrita de Tilzapotla

APÉNDICE 1

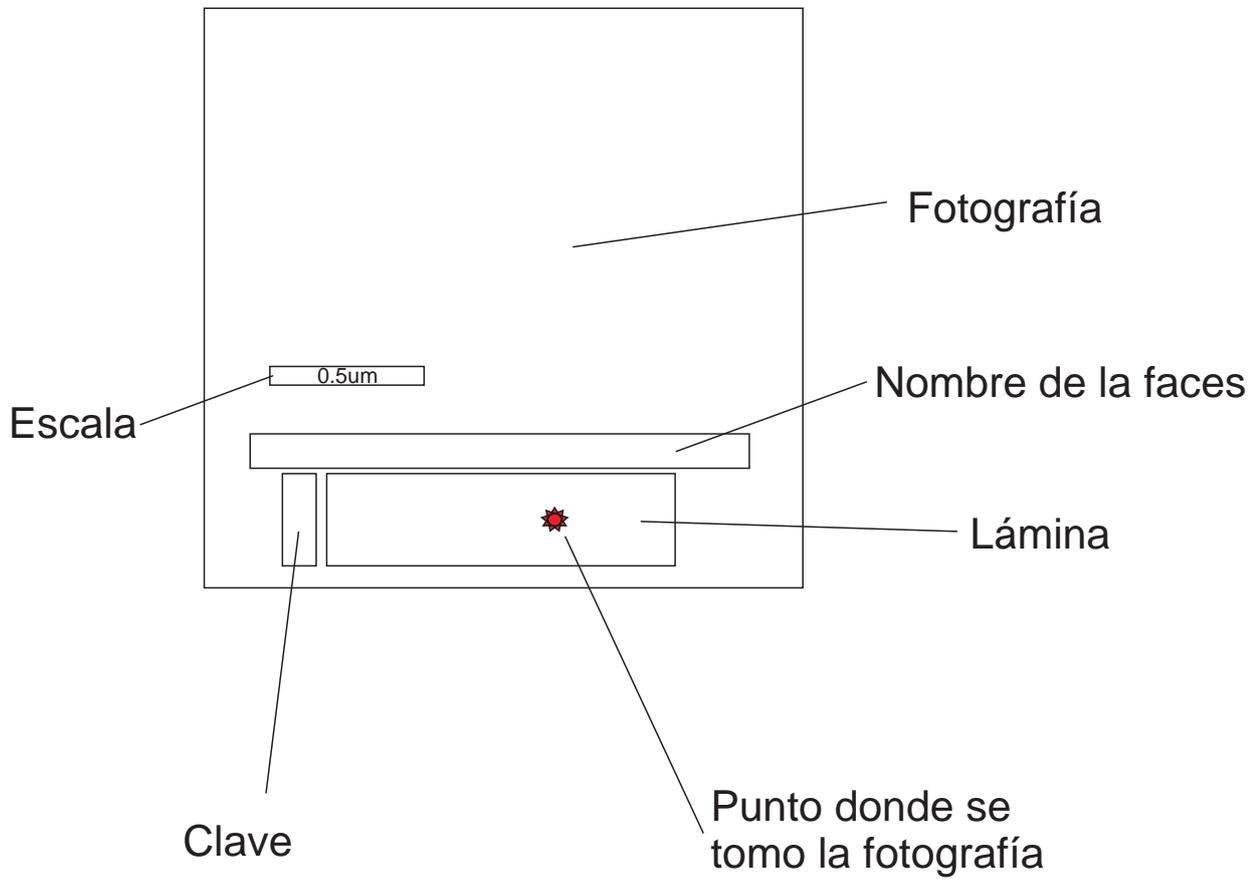




Foto 9

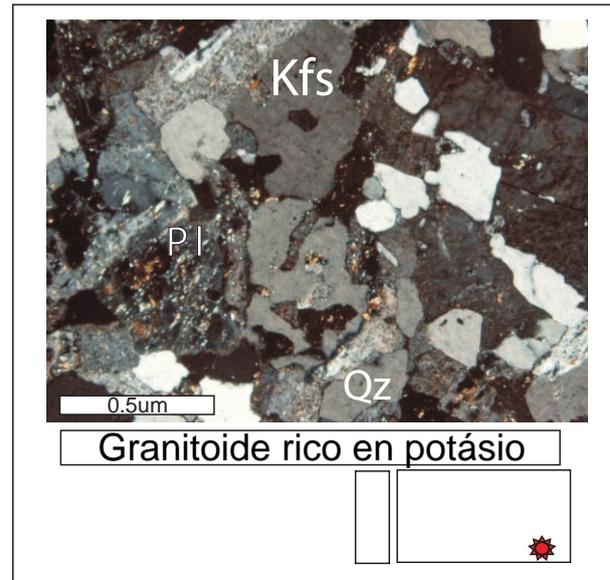


Foto 12

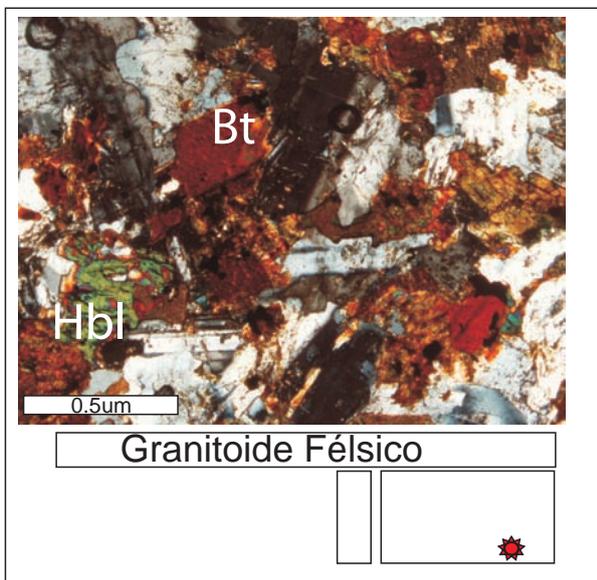


Foto 10

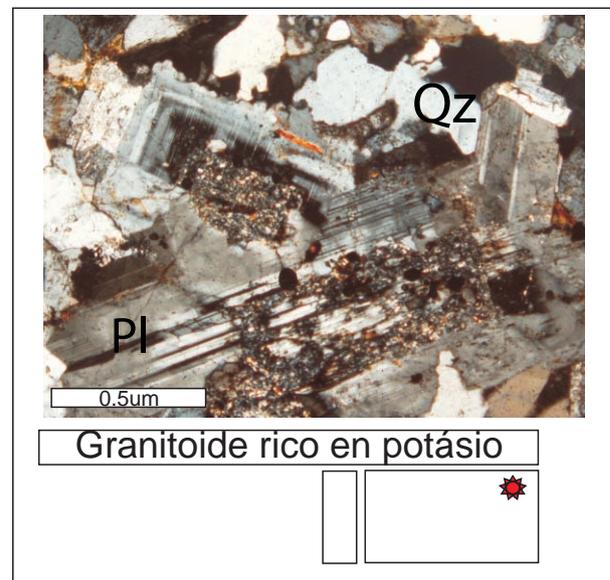


Foto 13

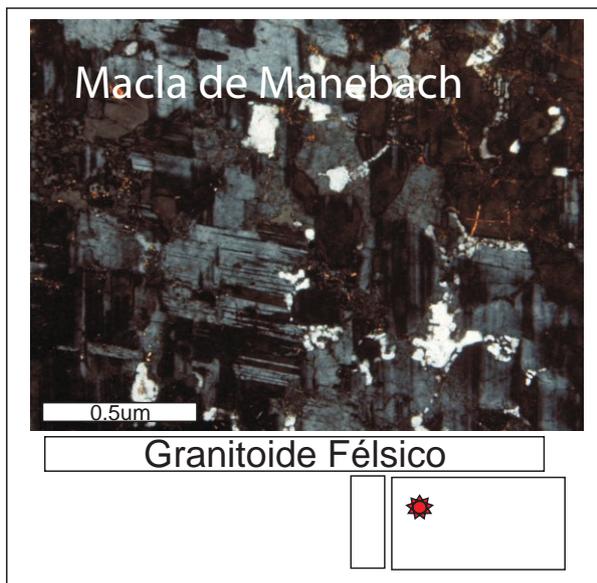


Foto 11

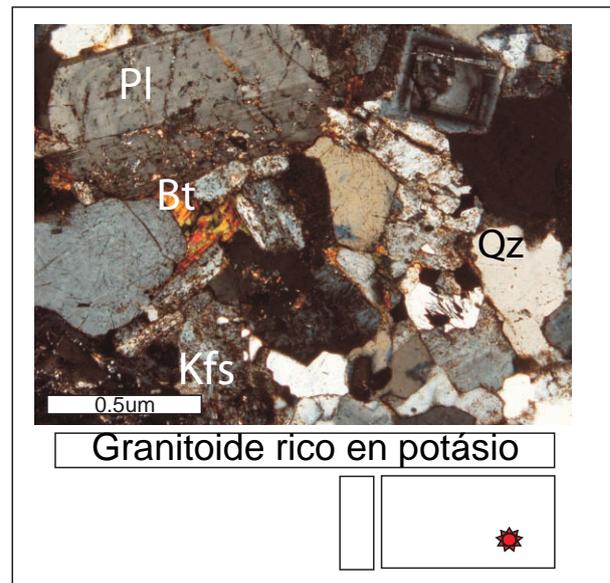


Foto 14

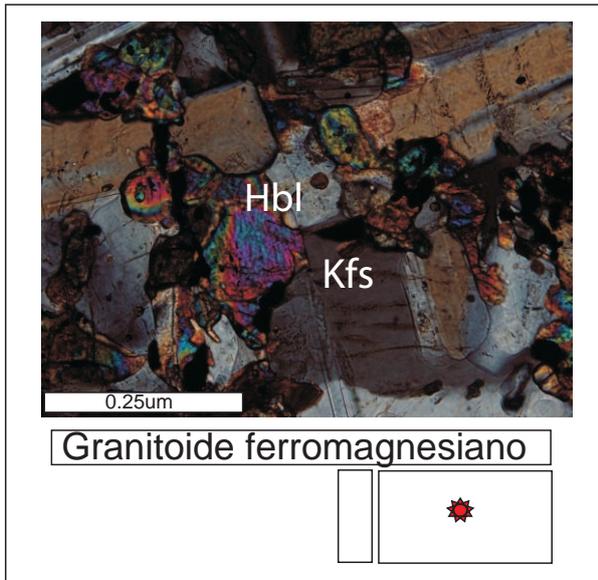


Foto 15

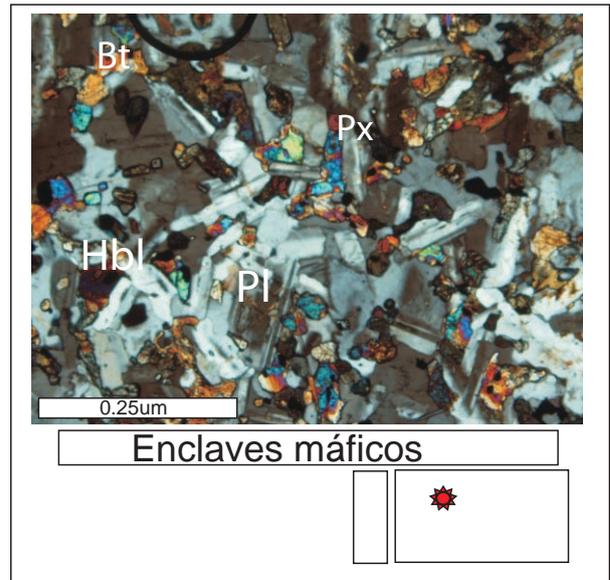


Foto 18

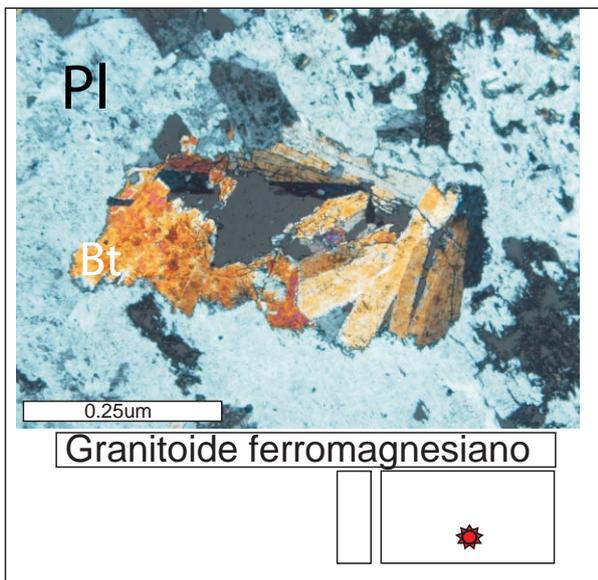


Foto 16

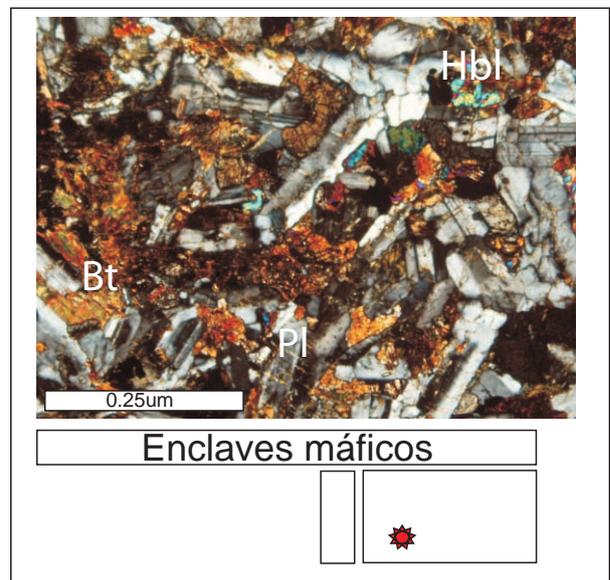


Foto 19

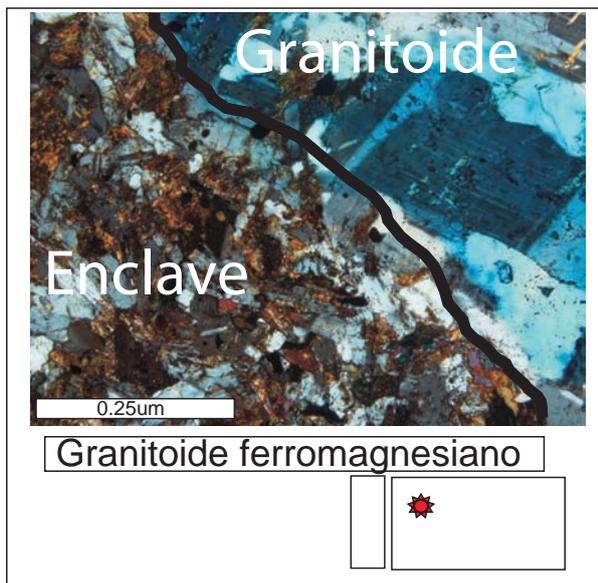


Foto 17

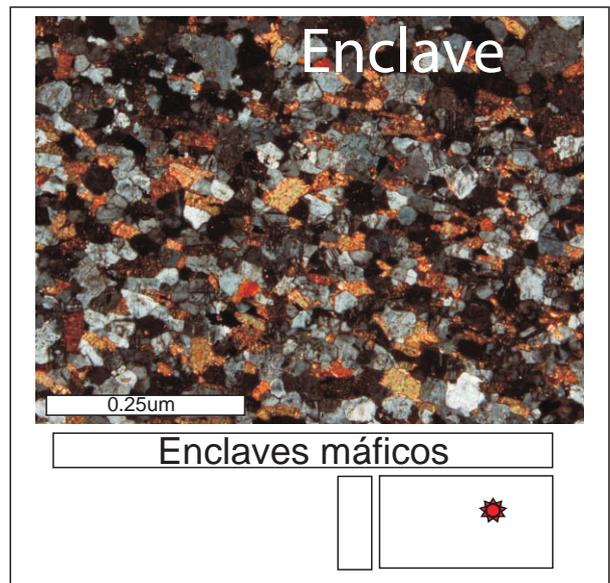


Foto 20

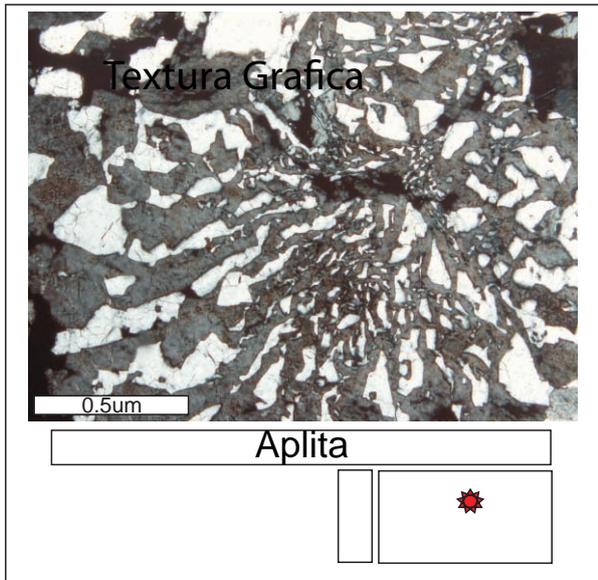


Foto 21

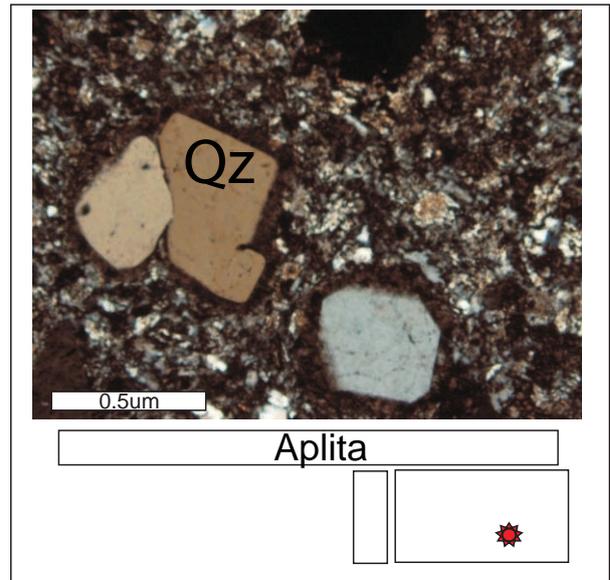


Foto 22

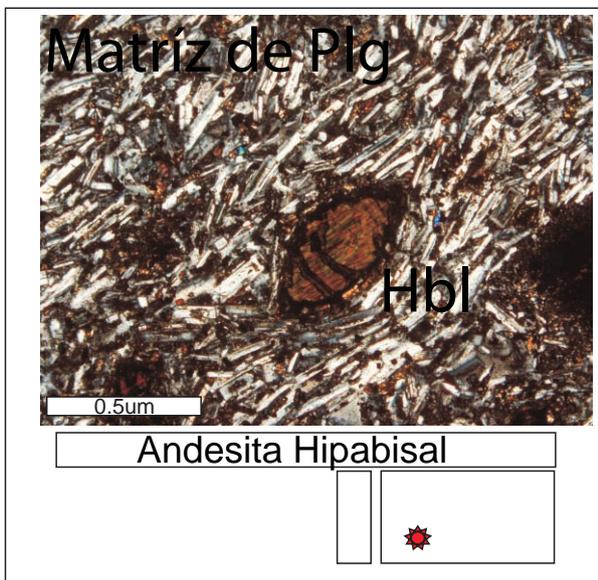


Foto 23

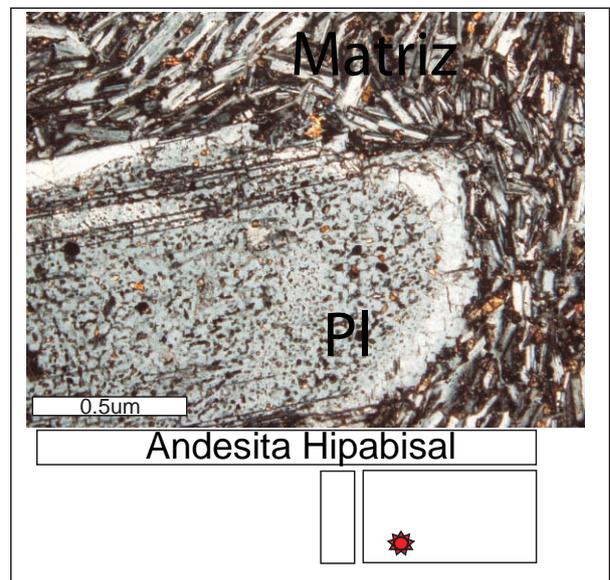


Foto 24

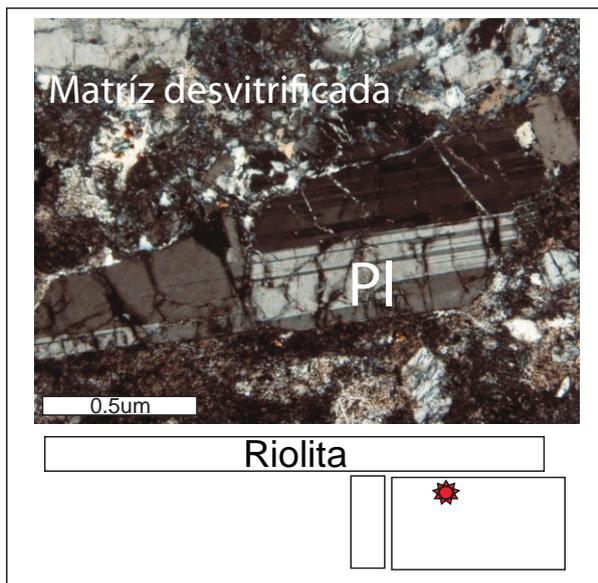


Foto 25

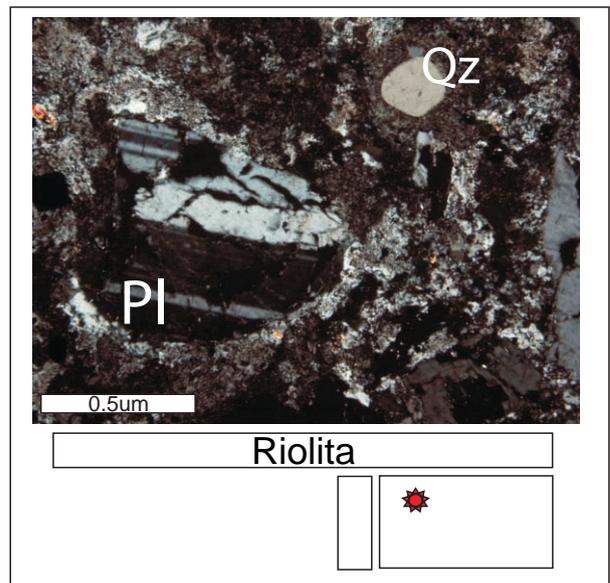


Foto 26

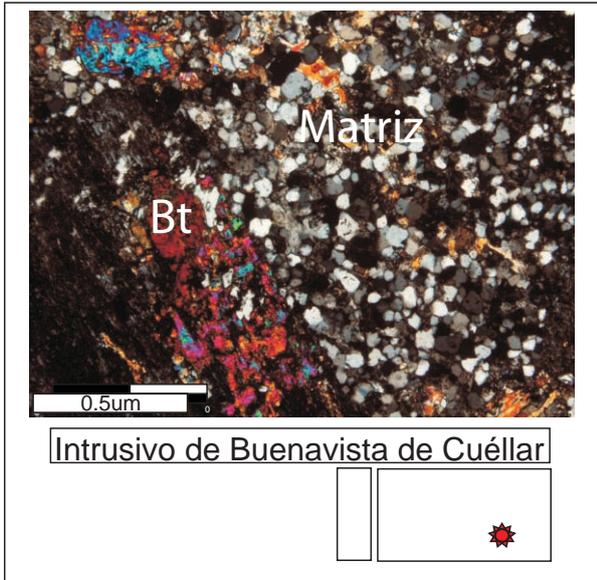


Foto 27



Foto 28

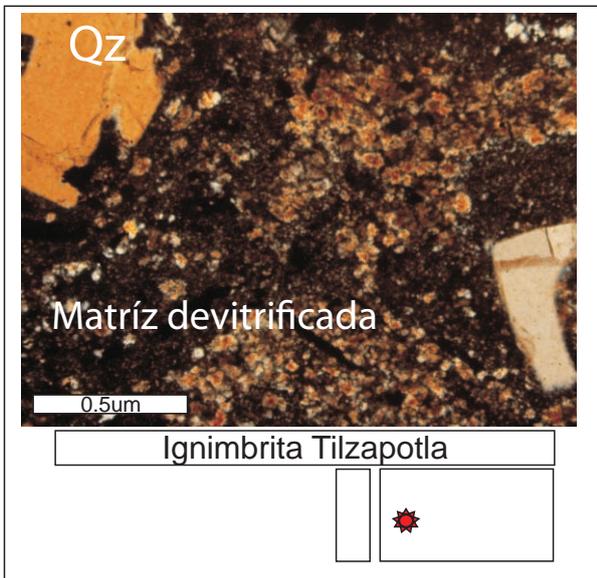


Foto 29

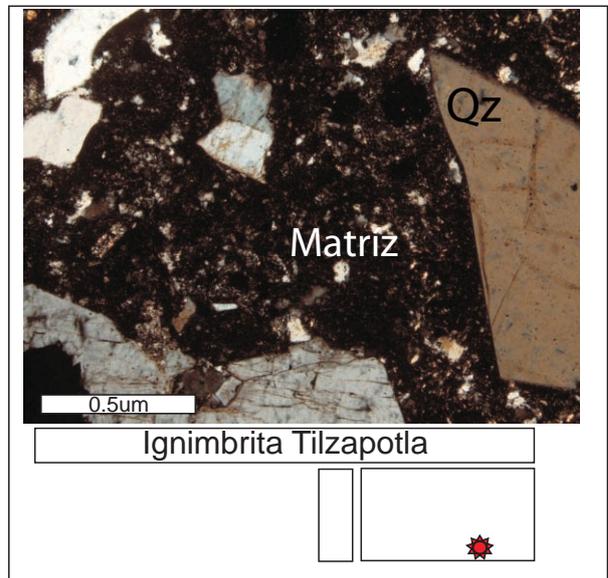


Foto 30

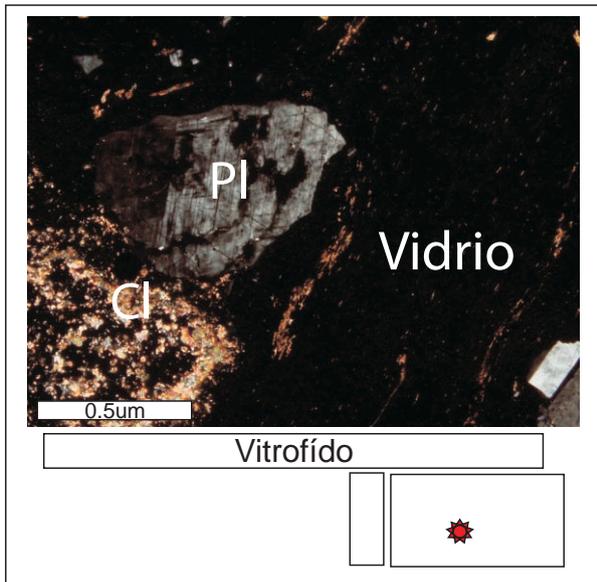


Foto 31

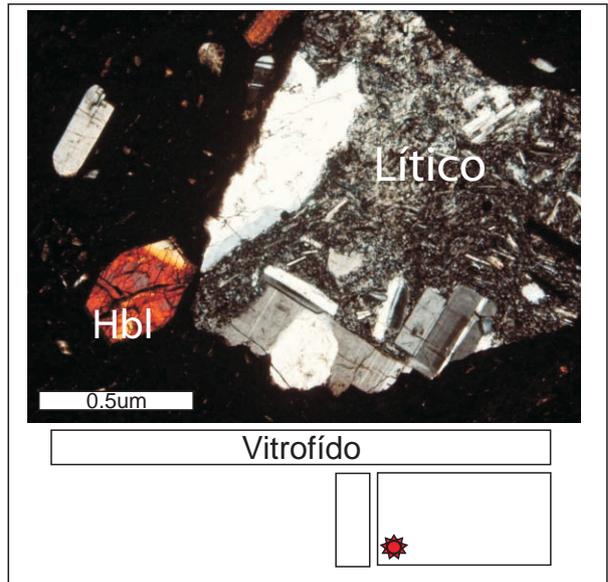


Foto 32

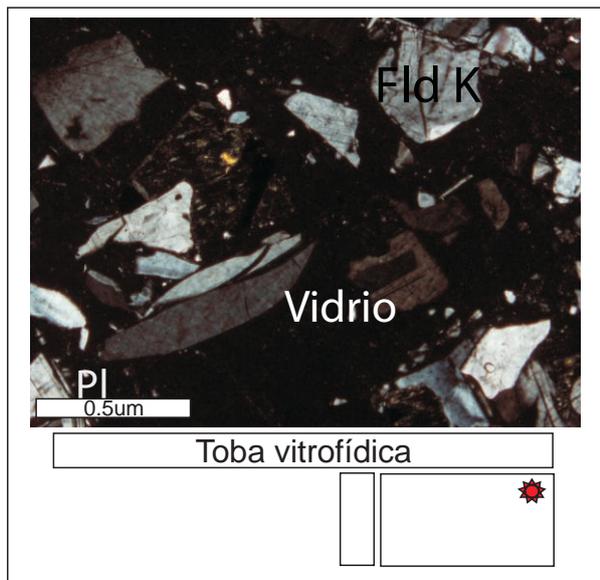


Foto 33

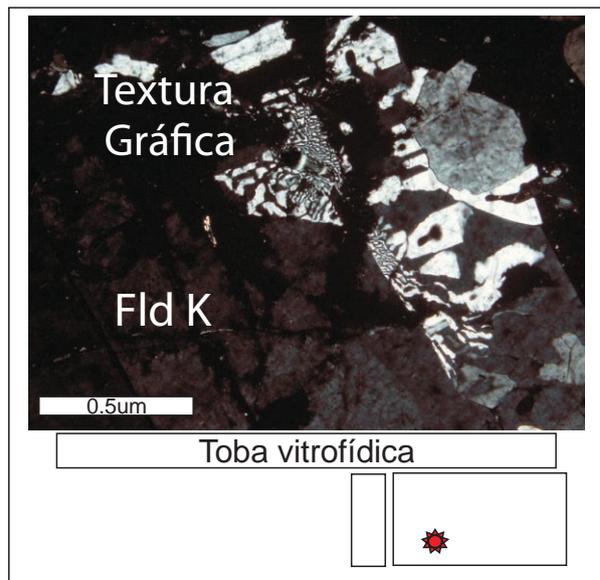
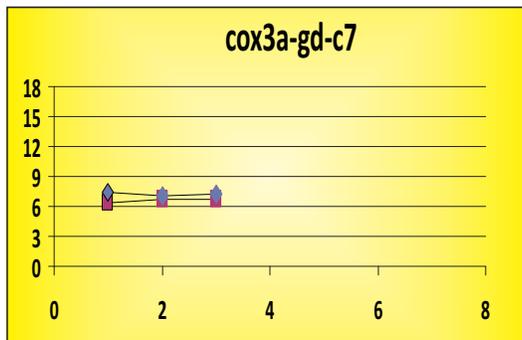
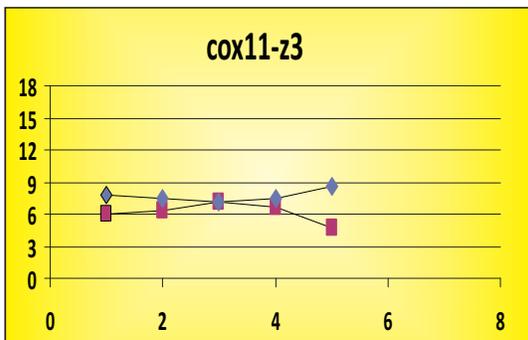
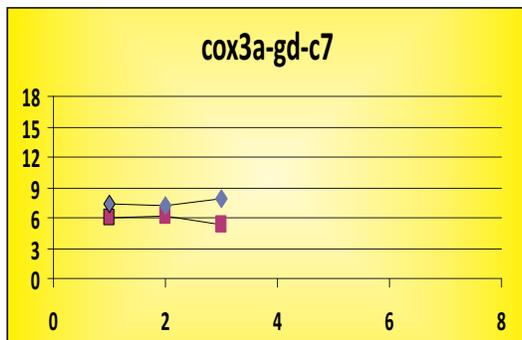
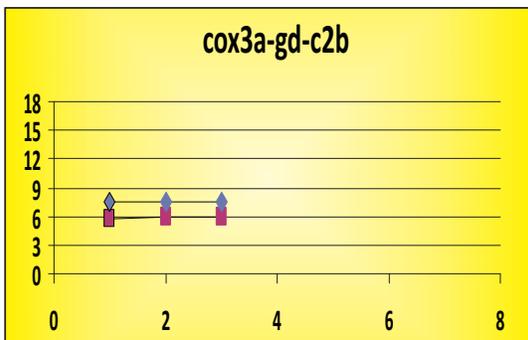
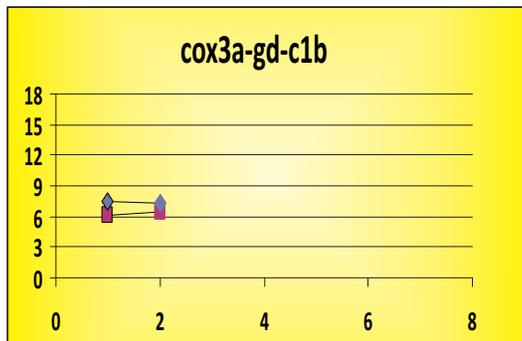
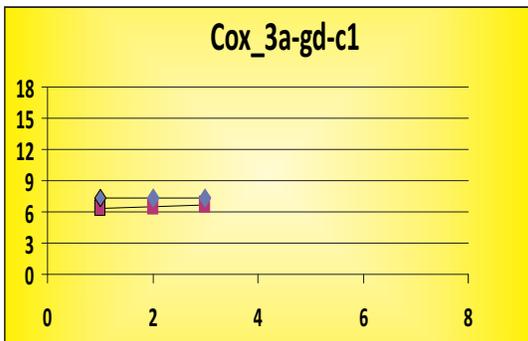
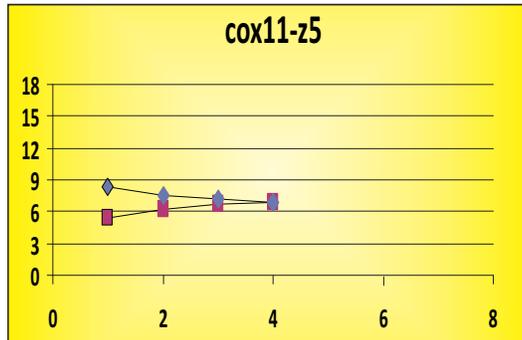
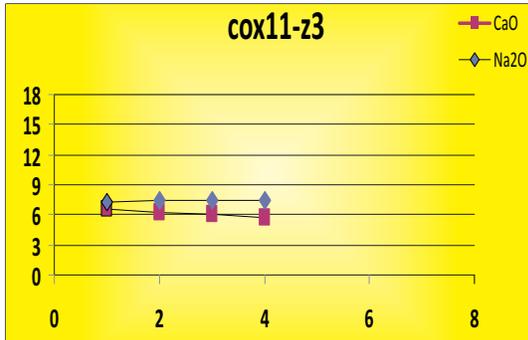
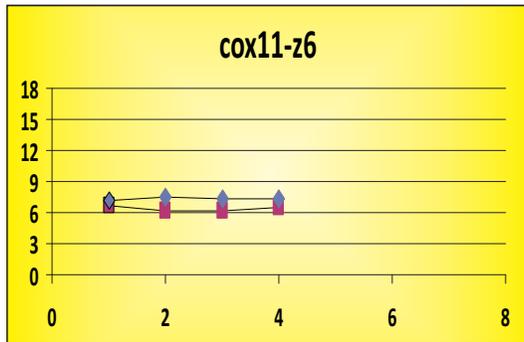
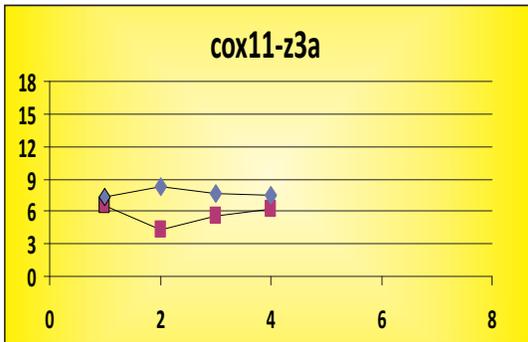


Foto 34

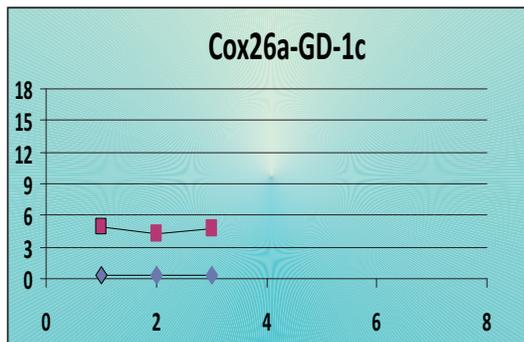
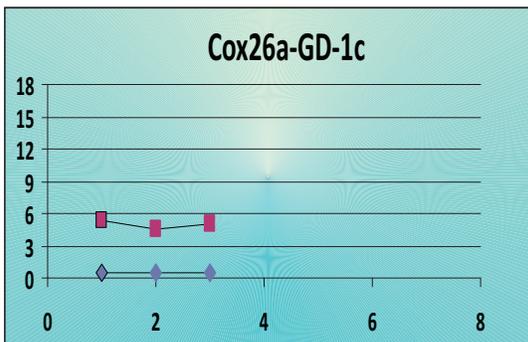
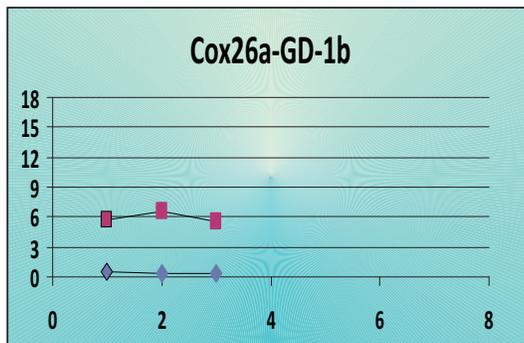
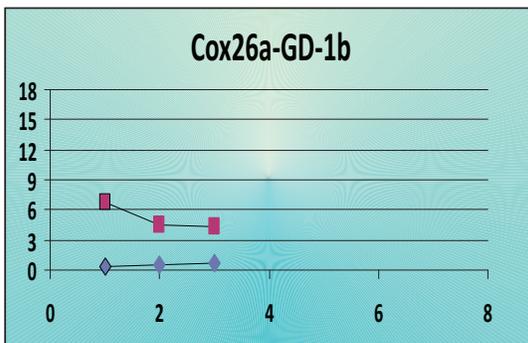
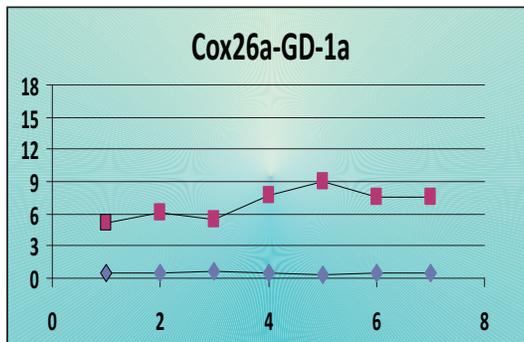
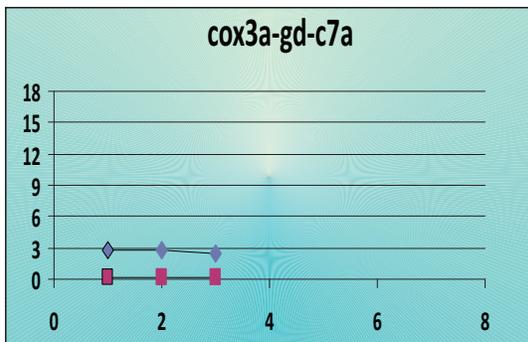
APÉNDICE 2. Relación entre las plagioclasas únicamente del área de estudio

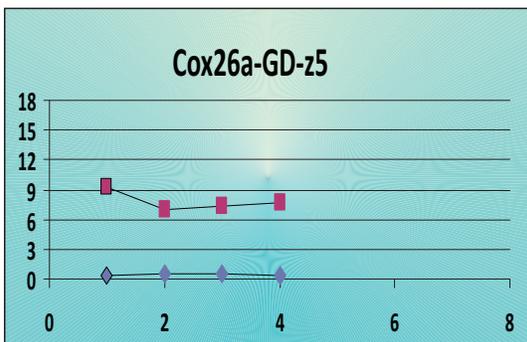
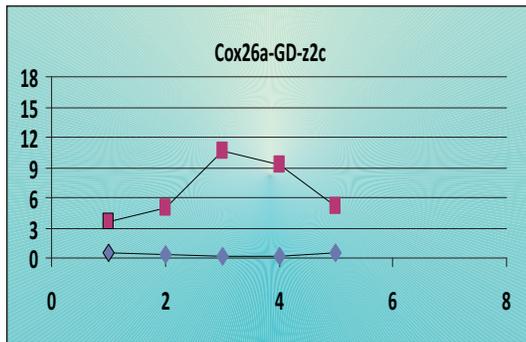
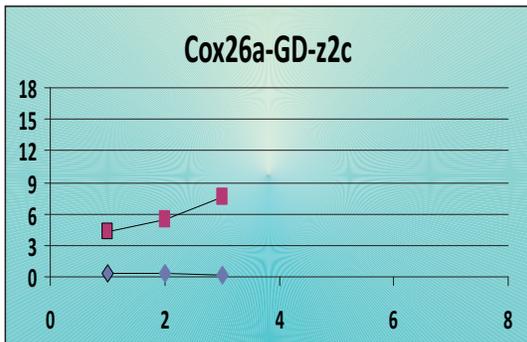
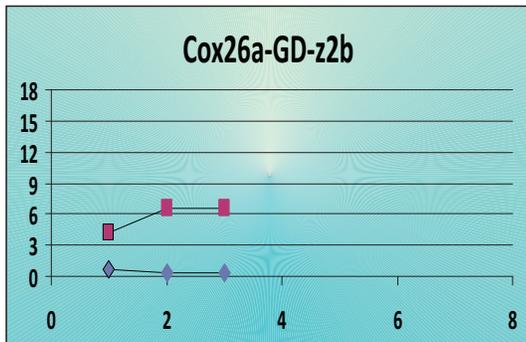
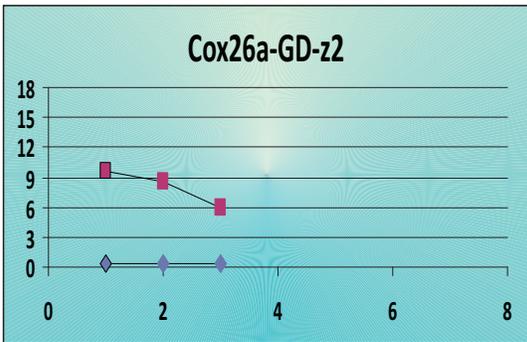
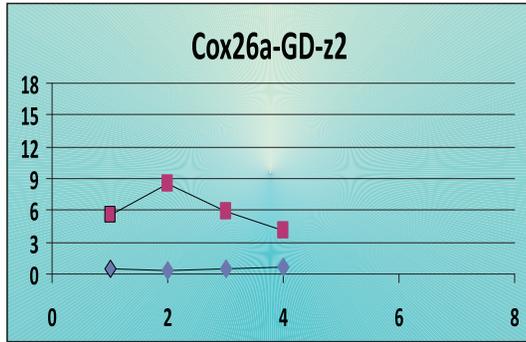
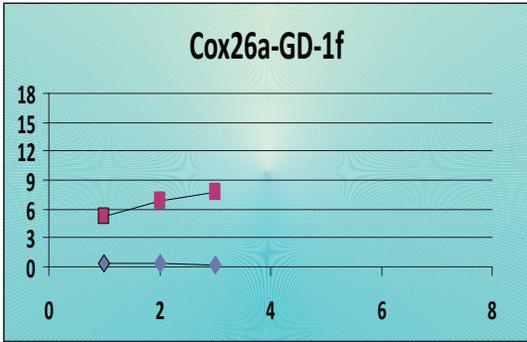
Magma félsico en donde la plagioclasa muestra variación composicional



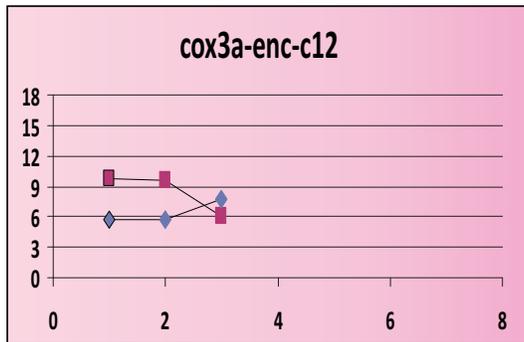
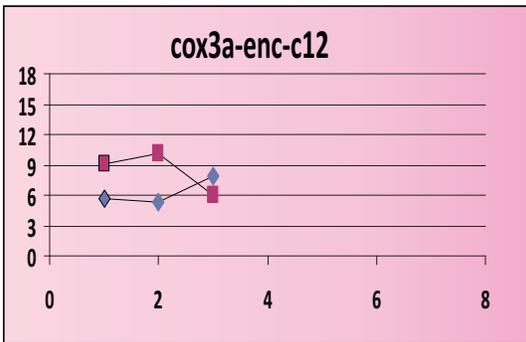
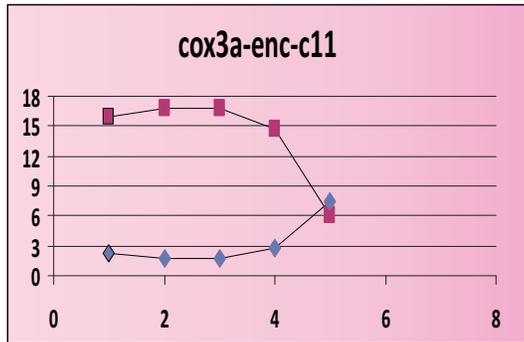
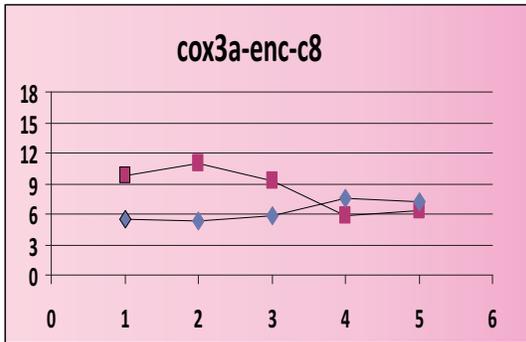


Magma félsico en donde la plagioclasa no muestra variación composicional

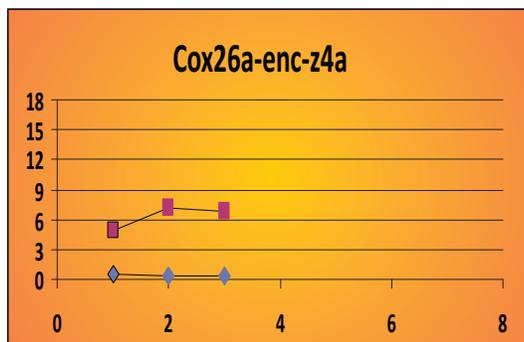
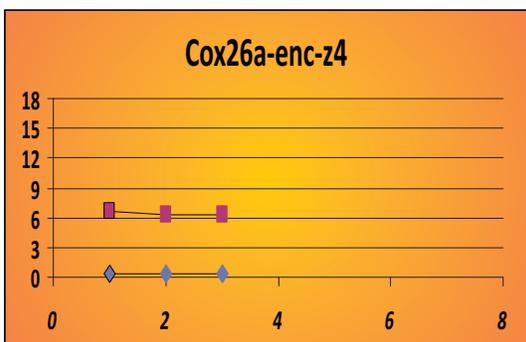
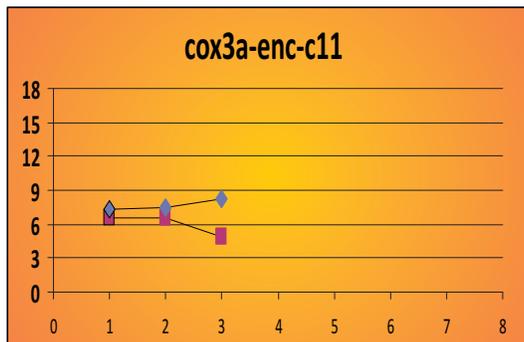
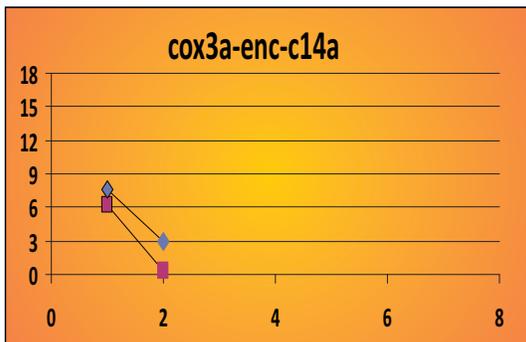


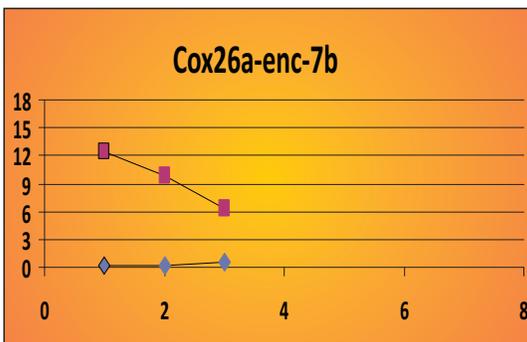
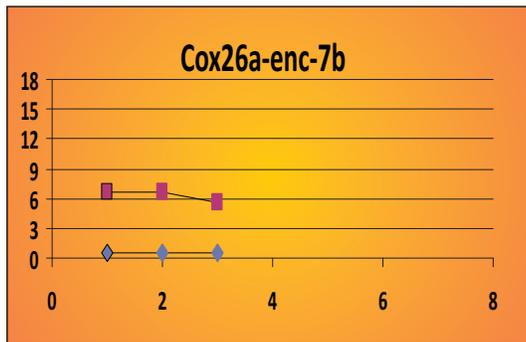
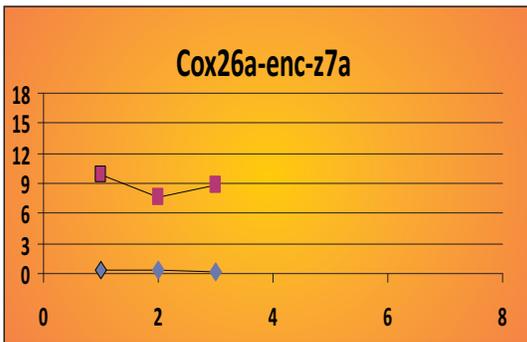
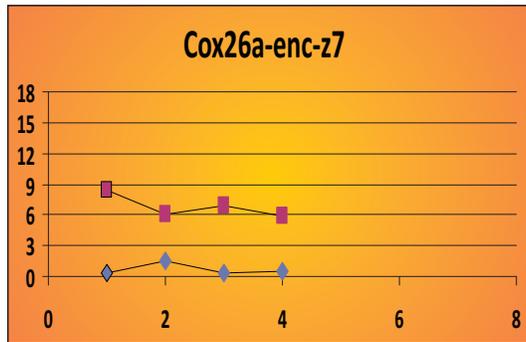
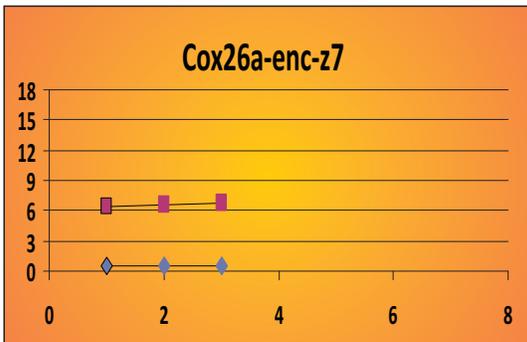
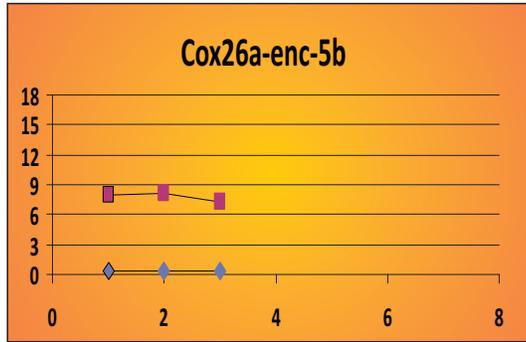
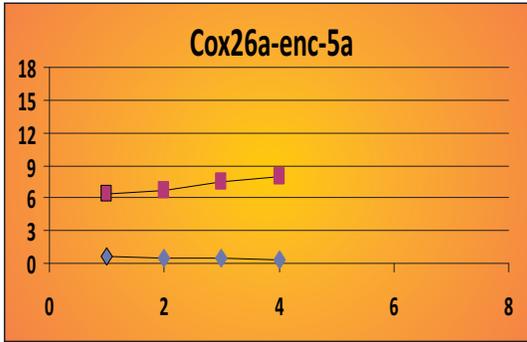


Magma máfico en donde la plagioclasa muestra variación composicional

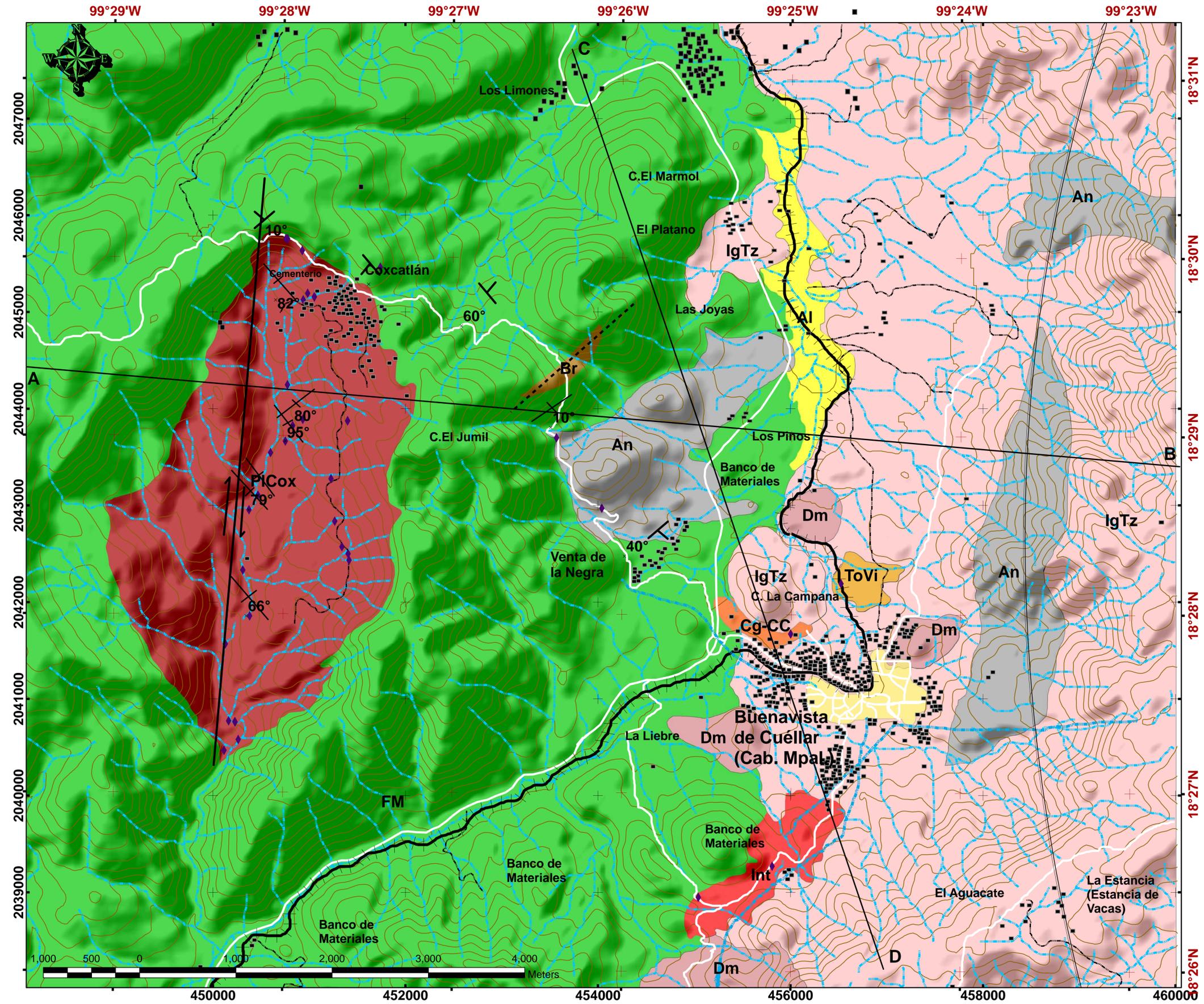


Magma máfico en donde la plagioclasa no muestra variación composicional





MAPA GEOLÓGICO REGIONAL



Geología	
CLAVE	LITOLOGÍA
Al	Aluvi3n
An	Andesita y Andesitas no-diferenciadas
Dm	Domo
ToVi	Toba vitrofídica Cerro de la Campana
IgTz	Ignimbrita Tilzapotta
Int	Intrusivo de Buenavista de Cuellar
PiCox	Plut3n de Coxcatl3n
Br	Brecha
Cg-CC	Conglomerado Cerro de la Campana
FM	Formaci3n Morelos
Rumbos y echados	
Falla inferida	
Falla	
Anillo de la Caldera	
Fractura	

Columna Estratigráfica



Elipsoide WGS84
Zona 14Q




UNIVERSIDAD NACIONAL
AUT3NOMA DE M3XICO

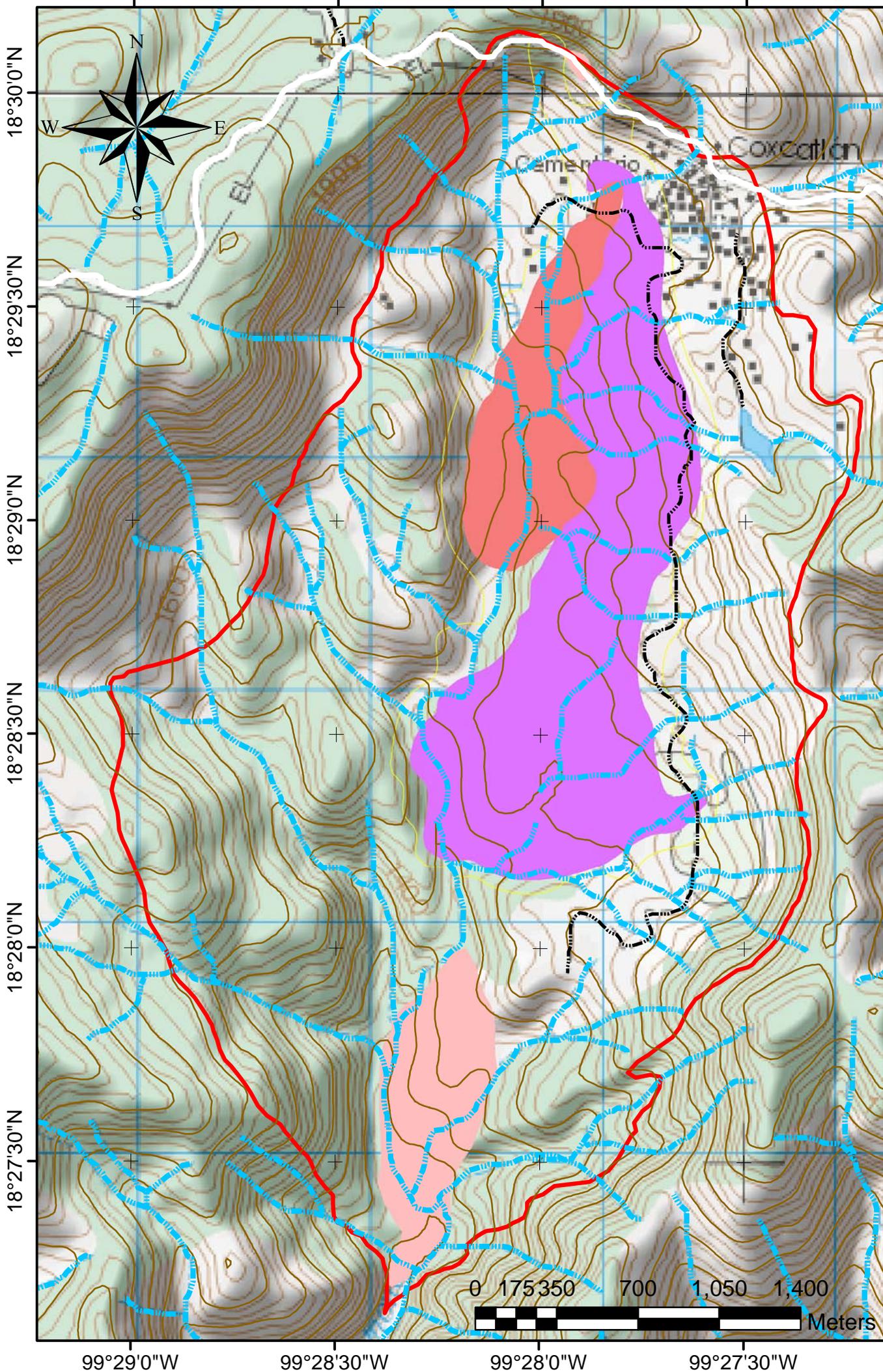
FACULTAD DE INGENIER3A

Mapa Geol3gico de la Tesis:
Características petrográficas de
las rocas magmáticas del 3rea
de Coxcatl3n-Buenavista de
Cuéllar, estado de Guerrero.

Por: Zuñiga Lagunes Lilibeth

M3xico D.F. 2012

FACIES DEL PLUTÓN DE COXCATLÁN



LEYENDA

FACIES

-  Aplita
-  Cuarzodiorita
-  Monzonita
-  Monzogranito-Granodiorita
-  Rios



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Mapa de facies de la tesis:
Característica petrográficas de
las rocas magmáticas del área
de Coxcatlán-Buenavista de
Cuéllar, estado de Guerrero.

Por: Zuñiga Lagunes Lilibeth.

México D.F 2012