



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

PETROLOGÍA, ESTRATIGRAFÍA Y PROCEDENCIA DE
LAS UNIDADES VOLCANOCLÁSTICAS MIOCÉNICAS
DE LAS FORMACIONES SUCHILQUITONGO Y MITLA,
ESTADO DE OAXACA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

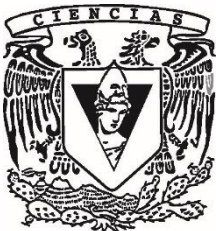
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A:

AURA MARTINEZ RODRIGUEZ

DIRECTOR DE TESIS:

DR. DANTE JAIME MORÁN ZENTENO



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Hoja de datos del jurado

1. Datos del alumno

Apellido paterno: Martínez
Apellido materno: Rodríguez
Nombre(s): Aura
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Carrera: Ciencias de la Tierra
Número de cuenta: 109002217

2. Datos del tutor

Grado: Dr.
Nombre(s): Dante Jaime
Apellido paterno: Morán
Apellido materno: Zenteno

3. Datos del sinodal 1

Grado: Dra.
Nombre(s): Karina Elizabeth
Apellido paterno: Cervantes
Apellido materno: de la Cruz

4. Datos del sinodal 2

Grado: Dr.
Nombre(s): Raymundo Gerardo
Apellido paterno: Martínez
Apellido materno: Serrano

5. Datos del sinodal 3

Grado: Dra.
Nombre(s): Ana María Lizeth
Apellido paterno: Caballero
Apellido materno: García

6. Datos del sinodal 4

Grado: Dra.
Nombre(s): Barbara Mary
Apellido paterno: Martiny
Apellido materno: Kramer

7. Datos del trabajo escrito

Título: Petrología, estratigrafía y procedencia de las unidades volcanoclásticas Miocénicas de las Formaciones Suchilquitongo y Mitla, estado de Oaxaca
Número de páginas: 75
Año: 2019

Agradecimientos

Primero que nada, quiero agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México por educarme y formarme académicamente y como persona desde hace 11 años y por brindarme tantos conocimientos y tantas experiencias. Ninguna de las cosas maravillosas que he vivido habrían sido posibles sin todas las facilidades que la UNAM me ha otorgado. Mil gracias.

Agradezco a mis padres por todas las facilidades que me han otorgado para que pueda estudiar. Papá, gracias por estar siempre afuera de la escuela desde el primer día y todo lo que eso ha implicado, nunca fallaste. Mamá, gracias por dejarme ser a pesar de todo. Gracias a ambos por no cortar mi libertad de ser y de pensar, los quiero.

Doctor Dante, muchas gracias por recibirme tan bien desde segundo semestre, por todas sus enseñanzas y oportunidades y por los minutos de terapia. He aprendido muchísimo en esta etapa de tesista. También agradezco a la doctora Barbara por su ayuda con la búsqueda de información, sus consejos para el desarrollo de la tesis y su apoyo en las jornadas de campo.

A Aarón por todas las horas de risa, por todos los consejos, por todas las comidas, por escucharme tantas veces y apapacharme tantas veces más, por estar cuando hubo lágrimas y cuando hubo éxitos y por todo el aprendizaje. Sin tu apoyo y tu increíble amistad no sé qué habría sido de mí. Homie, te agradezco todo infinitamente, te quiero.

Gracias a todos mis compañeros de vida. Ulises eres la mejor compañía que me pudieron dar, te quiero hermano. Gracias a mis amistades más antiguas, Omar, Kelly, Iván, Flor y Julián. Gracias por los años de amistad, las anécdotas y los consejos. A mis amistades más recientes, Violeta, Kike y Mario, por su grata y divertida compañía, ojalá seamos amigos mucho tiempo más. Violeta, qué bueno ha sido tenerte como compañera de trámites, ha sido más llevadero.

Agradezco a mis sinodales, Dra. Karina Cervantes de la Cruz, Dr. Raymundo Martínez Serrano, Dra. Lizeth Caballero García y Dra. Barbara Martiny Kramer, por sus recomendaciones y correcciones a mi trabajo, fueron muy valiosas. A Rufino Lozano y a Santiago por los análisis de fluorescencia de rayos X y a Rufino por su ayuda con la interpretación de difractogramas.

Al Instituto de Geología por todas las facilidades para las jornadas de campo y para los análisis geoquímicos que requirió este trabajo de tesis.

Agradezco a las siguientes personas que prestaron su ayuda en diferentes etapas de la tesis: Cinthia Lázaro, por su colaboración en la primera etapa de descripción e interpretación de las tobas de Etlá. A Hermes, Samantha, Violeta y Cinthia por su ayuda en las jornadas de campo.

Esta tesis fue financiada por el proyecto PAPIIT IN104217, titulado “Estudio de la geocronología y petrogénesis de los batolitos de la región de Pinotepa Nacional, Oaxaca”.

A la Tierra.

Índice

1. Introducción	1
1.1 Antecedentes	1
1.2 Planteamiento del problema	4
1.3 Objetivos	5
1.4 Metodología	5
1.5 Ubicación del área de estudio	6
2. Marco geológico y marco teórico de referencia	8
2.1 Marco geológico	8
2.1.1 Sierra Madre del Sur	8
2.1.2 Terrenos Oaxaca y Cuicateco	8
2.1.3 Tectónica del Valle de Oaxaca	9
2.2 Marco teórico de referencia	10
2.2.1 Depósitos volcanoclásticos	10
2.2.2 Tipos de depósitos piroclásticos	11
2.2.3 Clasificación general de los depósitos de tipo flujo de acuerdo con la litología y estructuras sedimentarias.	12
2.2.4 Corrientes de densidad piroclástica: enfoque actual	13
2.2.5 Origen de las corrientes de densidad piroclástica	13
2.2.6 Estructura de las corrientes de densidad piroclástica	17
2.2.7 Clasificación de las corrientes de densidad piroclásticas.	19
2.2.8 Esquema de litofacies para la descripción de los depósitos de corriente de densidad piroclástica	21
3. Petrografía y estratigrafía	24
3.1 Zona Etna	24
3.1.1 Miembro Etna	27
3.1.2 Sucesión volcanoclástica-sedimentaria	31
3.1.3 Unidad Falla de Oaxaca	35
3.2 Zona Mitla	36
3.2.1 Miembro Inferior	40
3.2.2 Miembro Superior	44
3.3 Cuerpos hipabisales	55
3.3.1 Cuello de domo félsico	55

3.3.2 Diques intermedios	56
3.3.3. Dique piroclástico	57
4. Geoquímica	58
5. Discusión	64
5.1 Acerca del origen y emplazamiento de las tobas en la Zona Etna	64
5.2 Acerca del origen y emplazamiento de las tobas en la Zona Mitla	66
5.3 Acerca de los contrastes y relación entre las dos regiones	68
6. Conclusiones	69
7. Referencias.....	70
8. Anexo	73
8.1 Geoquímica	73
8.2 Difractogramas	75

Índice de figuras

Fig. 1. Valle de Oaxaca.....	7
Fig. 2. Posibles orígenes por colapso de domo. Modificada de Cas y Wright (1988).....	14
Fig. 3. Posibles orígenes de las corrientes de densidad piroclástica. Modificada de Branney y Kokelaar (2002) y de Cas y Wright (1988).....	16
Fig. 4. Etapas de formación de una caldera. Modificada de Lockwood y Hazlett (2010).....	17
Fig. 5. Partes principales de las corrientes de densidad piroclástica.....	18
Fig. 6. Corrientes completamente diluidas.....	19
Fig. 7. Corrientes granulares de base fluida.....	21
Fig. 8. Columna estratigráfica y por litofacies de la Zona Etna	25
Fig. 9. Mapa geológico de la Zona Etna.....	26
Fig. 10. Afloramiento del Miembro Etna Verde	29
Fig. 11. Fotomicrografía de la litofacies del Miembro Etna Verde en luz paralela	29
Fig. 12. Afloramiento correspondiente al Miembro Etna Blanco (mLTp).....	30
Fig. 13. Fotomicrografía del Miembro Etna Blanco, litofacies mLTp, luz paralela.....	30
Fig. 14. Afloramiento del Miembro Etna Amarillo (mLT).....	31
Fig. 15. Fotomicrografía de la Toba Amarilla, mLT, luz paralela.....	32
Fig. 16. Afloramiento correspondiente a la Toba Rosa. mLTp.....	32
Fig. 17. Fotomicrografía de lítico de milonita de la Toba Rosa, nícoles cruzados.....	33
Fig. 18. Fotomicrografía de la Toba Rosa, mLTp, luz paralela.....	33
Fig. 19. Afloramiento perteneciente a la sucesión volcanoclástica-sedimentaria.....	34
Fig. 20 Litofacies pertenecientes a la sucesión volcanoclástica-sedimentaria. A) fotomicrografía con luz paralela de mSpip de S2-VS3 y B) fotomicrografía con nícoles cruzados, mSpip de S2-VS3.....	35
Fig. 21. Afloramiento correspondiente a la toba emplazada en la falla de Oaxaca	36
Fig. 22. Fotomicrografía de la toba de la Unidad falla de Oaxaca, mLT, nícoles cruzados.....	36
Fig. 23. Columna estratigráfica y por litofacies para la Zona Mitla, formato de columna y simbología de Branney y Kokelaar.....	38
Fig. 24. Mapa geológico de la Zona Mitla en el que se observan mapeados el Miembro Mitla Inferior y Superior y domos riolíticos.....	39

Fig. 25. Afloramiento de la sucesión de litofacies del Miembro Inferior de la Formación de Toba Mitla.....	41
Fig. 26. Afloramiento correspondiente a la litofacies mLTcrp del Miembro Inferior	42
Fig. 27. Litofacies del Miembro inferior mLTcrp, nícoles cruzados.	42
Fig. 28. Cantera de Mitla, afloramiento en el que se observa la litofacies mLTcr del Miembro Inferior (Mi6).....	43
Fig. 29. Litofacies del Miembro Inferior mLTcr, nícoles cruzados.....	43
Fig. 30. Afloramiento de litofacies mLTcr del Miembro Superior	44
Fig. 31. Fotomicrografía de la litofacies mLTcr, nícoles cruzados	44
Fig. 32. Litofacies mLTlcrp del Miembro Superior	45
Fig. 33. Fotomicrografía de mLTlcr del Miembro Superior, nícoles cruzados	46
Fig. 34. Litofacies pml del Miembro Superior	46
Fig. 35. Litofacies mLTpqr del Miembro Superior	47
Fig. 36. Fotomicrografía de mLTpqr del Miembro Superior, nícoles cruzados	47
Fig. 37. Litofacies mLTcrp(n) del Miembro Superior	48
Fig. 38. Fotomicrografía de la litofacies mLTcr, nícoles cruzados	48
Fig. 39. Litofacies //sT	49
Fig. 40. Fotomicrografía de la litofacies //sT, nícoles cruzados	49
Fig. 41. Fotomicrografía de la litofacies mLTcr del Miembro Superior, nícoles cruzados	50
Fig. 42. Fotomicrografía de la litofacies mLT del Miembro Superior, nícoles cruzados	50
Fig. 43. Afloramiento del Miembro Superior en el que se observa parte de la sucesión de brechas líticas masivas y bloques cortada por una falla normal.....	51
Fig. 44. Afloramiento del Miembro Superior. Se observa debajo la litofacies mLTpqr de Ms12, encima se observa litofacies mLBr de Ms13.....	51
Fig. 45. Fotomicrografía de la litofacies mLTpqr del Miembro Superior, luz paralela (izquierda) y nícoles cruzados (derecha).....	52
Fig. 46. Afloramiento de la litofacies //sT del Miembro Superior	53
Fig. 47. Fotomicrografía de la litofacies mLTp del Miembro Superior, nícoles cruzados.....	53
Fig. 48. Afloramiento correspondiente a la litofacies mLTpqr del Miembro Superior	54

Fig. 49. Fotomicrografía de la litofacies mLTpcrl del Miembro Superior, luz paralela (izquierda) y nícoles cruzados (derecha).....	55
Fig. 50. Fotomicrografía de roca del cuello de domo, nícoles cruzados	55
Fig. 51. Parte del cuello de domo riolítico, las formas circulares que se observan corresponden a las esferulitas.....	56
Fig. 52. Fotomicrografía del dique intermedio	56
Fig. 53. Afloramiento del Miembro Superior donde debajo de la línea roja punteada se observa la litofacies mLTp, la cual se observa que pliega las litofacies mLBr de Ms11.....	57
Fig. 54. Fotomicrografía del dique piroclástico, mLTp, nícoles cruzados	57
Fig. 55. Diagrama de TAS (Le Bas, et al., 1986) y línea divisoria de campos alcalino y subalcalino (Irvine y Baragar, 1971) en donde se encuentran graficadas las muestras representativas de la Zona Etna en color verde y las muestras representativas de la Zona Mitla en rosa.....	59
Fig. 56. Diagramas de variación de Harker (variación de los elementos mayores de las muestras analizadas respecto al sílice, en verde Zona Etna y en rosa Zona Mitla) (Le Maitre, et al., 1989).....	60
Fig. 57. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) para las muestras correspondientes a la Zona Etna (verde) y Zona Mitla (rosa). Datos en el anexo.....	61

Resumen

En el registro cenozoico del Valle de Oaxaca se tienen unidades volcanoclásticas miocénicas que han sido reportadas en trabajos previos. Dentro de estas unidades se encuentran la Formación Suchilquitongo en el Valle de Etna y la Formación de Toba Mitla en el Valle de Tlacolula.

En este trabajo se estudiaron a detalle los miembros piroclásticos de la Formación Suchilquitongo, lo cual nos permitió identificar tres unidades principales. El Miembro Etna que es un cuerpo ignimbrítico de color verde y blanco, pobre en cristales y líticos, que va de moderado a rico en clastos de pómez. La segunda es un cuerpo ignimbrítico de color amarillo, pobre en cristales y líticos, moderado en clastos de pómez y anillos de Liesegang y la tercera es una toba rosa que se caracteriza por tener un contenido de cristales ligeramente mayor, de los cuales destaca la biotita.

Se estudiaron las litofacies pertenecientes a la Formación de Toba Mitla de 1060 m de espesor, que se conforma por un Miembro Inferior rico en cristales y un Miembro Superior pseudoestratificado y estratificado con horizontes ignimbríticos ricos en cristales, otros ricos en clastos de pómez o en líticos, horizontes de flujo de bloques y ceniza y otros tipos de volcanoclásticos. También se observaron y estudiaron cuellos de domos riolíticos y diques máficos y piroclásticos cortando la sucesión.

La geoquímica arrojó que se trata de rocas de composiciones riolíticas con características de magmatismo de arco, para ambas áreas. Respecto a la coloración de las ignimbritas de la Formación Suchilquitongo se determinó que es de origen deutérico, por formación secundaria de arcillas y zeolitas y por pigmentación debida a los óxidos.

Con las evidencias petrológicas y geoquímicas se interpreta que la fuente de las ignimbritas en la Zona Etna es fisural, asociada con la falla de Oaxaca y fallas derivadas, tomando como evidencia aparte, un dique piroclástico de características similares a los miembros ignimbríticos de la Formación Suchilquitongo, emplazado en la falla de Oaxaca y líticos miloníticos en la matriz. Respecto a la Zona Mitla, por el espesor, las litofacies ricas en cristales, litofacies de brechas y aglomerados y la presencia de domos riolíticos y diques, se

sugirió que su fuente fue un colapso de caldera. Finalmente se determinó que no hay relación genética ni temporal entre ambas zonas por las características ya mencionadas.

1. Introducción

1.1 Antecedentes

De manera general, la Sierra Madre del Sur se compone de un cinturón plutónico a lo largo de la costa y un cinturón volcánico en el interior del continente que se extienden en una dirección NW, desde el estado de Jalisco, hasta el Istmo de Tehuantepec (Morán-Zenteno et al., 2018). El estudio petrográfico, geoquímico y geocronológico de las rocas volcanoclásticas, plutónicas y volcánicas permite entender de manera más completa los procesos que rigieron el magmatismo, sin embargo, hay diversas áreas a lo largo de la Sierra Madre del Sur que hasta la fecha no han sido estudiadas o no han sido estudiadas a profundidad. La diversidad de tipos petrológicos y su relación con ciertos rasgos tectónicos en esta región ofrece la oportunidad de estudiar los procesos de magmatismo de arco, de su migración y de su extinción asociada a los límites convergentes.

Existen antecedentes de algunos estudios geológicos que hacen referencia de las rocas volcánicas del Valle de Oaxaca (Fig. 1). Wilson y Clabaugh (1970) realizaron una descripción de las rocas volcánicas miocénicas de la parte norte del Valle de Oaxaca. Establecieron en su descripción estratigráfica series de conglomerados y flujos de roca y en series intercaladas de sedimentos tobáceos e ignimbritas de colores claros, miocénicas o premiocénicas que yacen discordantes sobre rocas precámbricas y cretácicas.

Estos autores describieron una serie de capas miocénicas que presentaban sedimentos tobáceos intercalados con ignimbritas a los cuales denominaron “Formación Suchilquitongo”. En la descripción establecieron que está compuesta por limos tobáceos de color claro, calizas parcialmente silicificadas, tobas, arcillas e ignimbritas. Dentro de la Formación Suchilquitongo se identificó y describió por primera vez el “Miembro Etlá”, unidad que describieron petrológicamente como una ignimbrita compuesta casi por completo de esquirlas de vidrio frescas y sin deformar, fragmentos de pómez con algunos fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, en una matriz de “polvo” birrefringente. Sugirieron que el posible ambiente de deposición de la Formación Suchilquitongo fue una

planicie lacustre debido a la presencia de calizas y calizas silicificadas además de que hay presencia de gasterópodos y lo que parecían ser esporas de algas.

Finalmente, Wilson y Clabaugh (1970) mencionaron que la Formación Suchilquitongo se extiende hacia la Ciudad de Oaxaca en el Valle de Tlacolula (Fig. 1) y que hay unas ignimbritas en Yagul, Mitla y Matatlán que pueden ser correlacionables. La edad la infirieron del registro fósil encontrado en el Miembro Etna (mandíbula de oreodonton *Merycodus*) que les indicó el Mioceno tardío.

Mumpton (1973) hizo difracción de rayos-X en la toba verde, lo cual lo llevó a determinar la presencia de abundante mordenita y clinoptilolita. Marca la similitud entre las características físicas y el contenido de zeolitas de la toba verde con tobas marinas de Japón.

Ferrusquía et al. (1974) obtuvieron edades isotópicas de las rocas volcánicas del Valle de Oaxaca. Las muestras fechadas pertenecen al Miembro Etna de la Formación Suchilquitongo, antes ya descrito por Wilson y Clabaugh (1970). Los fechamientos se realizaron por el método K-Ar usando muestras que no presentaran indicios de recalentamiento posterior a su acumulación. Los resultados obtenidos para el Valle de Oaxaca fueron 16.5 ± 0.3 Ma y 17.4 ± 0.3 Ma, lo cual ubicó al Miembro Etna en el Mioceno temprano, edad que fue establecida en ese momento gracias a que en la fracción clástico-sedimentaria de la Formación Suchilquitongo se encontraron fósiles de mamíferos pertenecientes al Mioceno tardío. Hicieron descripción de la estratigrafía, mencionan que la base de la secuencia está conformada por derrames lávicos, latíticos y basálticos, interestratificados con conglomerados calizos y volcánicos y se encuentra en contacto discordante con la Formación Suchilquitongo. Se describió que dicha formación está conformada por areniscas y sedimentos tobáceos interestratificados con calizas lacustres y tobas semi-piroconsolidadas riolíticas vítreas pertenecientes al Miembro Etna.

Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca (2001) hicieron estudios paleomagnéticos de la Formación Suchilquitongo. Describieron a la Formación Suchilquitongo como una secuencia volcánica fluviolacustre que se compone de capas delgadas de limolitas, areniscas, conglomerados volcareníticos de grava a guijarros, interestratificados con calizas

biomicríticas lacustres de capas delgadas y terrígenos. Al Miembro Etlá lo describieron como una ignimbrita formada por cenizas de caída y tobas de ceniza fluida de color verde pistache, bien consolidadas, de media a densamente estratificadas, vítreas a vítreas-líticas y bien soldadas. Mencionan que su depósito fue alrededor de un lago de agua dulce, indicado por el análisis de los depósitos de carbonatos y el contenido fósil de acuerdo con Wilson y Clabaugh (1970).

Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca (2001) hicieron una aclaración respecto a las edades reportadas en Ferrusquía et al. (1974) referentes a la descripción de los fósiles en el área. Mencionan que se hizo un estudio de los fósiles que arrojó como resultado que pertenecen a Hemingfordiano tardío - Barstoviano temprano lo cual discrepa de la edad que habían asignado, por lo que se volvieron a hacer fechamientos K-Ar que arrojaron una edad de 19-20 Ma. Indicaron que en Mitla y Yagul hay afloramientos de ignimbritas similares y con respecto a la sugerencia de Wilson y Clabaugh (1970) de que sean correlacionables con la Formación Suchilquitongo; determinaron mediante fechamientos K-Ar que dan edades de 14.3 ± 0.3 – 16.0 ± 0.4 Ma que las secuencias de Mitla y Yagul no se correlacionan con la Formación Suchilquitongo debido a que son más jóvenes. Los resultados de análisis de polaridad paleomagnética indicaron una dirección inversa, lo cual ajusta con las escalas de tiempo de las polaridades magnéticas reportadas que indican cronos de polaridad inversa entre 18.7 y 20.9 Ma. Se menciona que la fuente de las ignimbritas no ha sido localizada y reportaron que los datos de anisotropía de susceptibilidad magnética determinados para la Ignimbrita Etlá presentan alta dispersión angular por lo cual no fue posible inferir las direcciones de flujo ni localizar su fuente.

Martínez-Serrano et al. (2008) y Delgado-Durán (2004) en su tesis, estudiaron las regiones volcánicas de Etlá, Mitla-Tlacolula y Nejapa, donde determinaron las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas de muestras volcánicas. Para el área de Etlá mencionan que se trata de una secuencia de afloramientos discontinuos de flujos de lava, depósitos volcanoclásticos, lacustres y piroclásticos. Se describe que la Formación Suchilquitongo está compuesta de tobas epiclásticas, calizas silicificadas lacustres y depósitos ignimbríticos gruesos. Mencionan que la conforman dos miembros, uno formado

por capas de tobas epiclásticas intercaladas, productos piroclásticos y depósitos lacustres con fragmentos angulares a subangulares de cuarzo, feldespato, pómez, fragmentos volcánicos y óxidos de hierro en una matriz criptocrystalina y el otro miembro se conforma de pómez silícica, fragmentos volcánicos, cuarzo feldespato y biotita abundante en una matriz vítrea alterada. Este miembro es el Miembro Etna o Ignimbrita Etna, nombre que fue asignado por Wilson y Clabaugh (1970).

Respecto al área Mitla-Tlacolula, Martínez-Serrano et al. (2008) describieron la presencia de ignimbritas y depósitos tobáceos emplazados discordantemente sobre rocas sedimentarias Mesozóicas y rocas volcánicas paleógenas. Ese paquete de rocas es la llamada “Formación de Toba Mitla” descrita por Ferrusquía-Villafranca (1990) en un texto inédito, donde se divide a dicha formación en “Miembro Inferior” y “Miembro Superior”. Consideran la formación como tobas no consolidadas riolíticas a riolíticas vitro-cristalinas, ignimbritas y depósitos de caída. Enuncian las edades reportadas por Ferrusquía-Villafranca (1990) e Iriando et al. (2004) de 22 a 15 Ma. Mencionan que no se conoce la fuente pero que debe estar cerca debido al grosor, también mencionan que se observan diques hipabisales o cuellos volcánicos erosionados. Sobreyaciendo discordantemente a la Formación de Toba Mitla se encuentra la Formación Matatlán, la cual se compone de depósitos epiclásticos y algunos depósitos de caída.

Respecto a la clasificación geoquímica de las rocas analizadas de las diversas áreas estudiadas Martínez-Serrano et al. (2008) menciona que los datos arrojan que se trata de rocas andesíticas y riolíticas que siguen un patrón subalcalino bimodal. Respecto a los elementos traza hay un enriquecimiento en elementos litófilos respecto a los elementos de alto potencial iónico y un enriquecimiento de las tierras raras ligeras respecto a las tierras raras pesadas, lo cual se asoció con rocas de arco volcánico.

1.2 Planteamiento del problema

Como se puede ver, las rocas volcanoclásticas pertenecientes al Valle de Etna y al Valle de Tlacolula (Fig. 1) han sido descritas, pero desde puntos de vista diferentes. Existen artículos y tesis donde se hicieron estudios estratigráficos y geoquímicos, en los cuales se han hecho

descripciones petrográficas generales ya que los trabajos fueron enfocados en aspectos diferentes al detalle petrográfico. Tampoco se ha hecho una descripción por litofacies en las zonas, como la que propone Branney y Kokelaar (2007).

Por otra parte, la fuente de las rocas volcanoclásticas no se conoce. Para las rocas del Valle de Tlacolula, por el espesor de las unidades se piensa que debe ser cercana a las sucesiones de rocas, sin embargo, no hay evidencia que indique de donde pueden provenir.

1.3 Objetivos

Por lo ya mencionado, el objetivo general es estudiar a detalle las características petrográficas, geoquímicas y estratigráficas de las sucesiones miocénicas de las rocas volcanoclásticas del Valle de Oaxaca, para poder entender su mecanismo de emplazamiento, origen y su posible procedencia, así como hacer una descripción por litofacies como la que proponen Branney y Kokelaar (2007).

De manera particular:

- Estudiar petrográficamente por litofacies las rocas volcanoclásticas con el objetivo de tener estudios petrológicos que nos permitan inferir su origen y evolución.
- Encontrar las litofacies de rocas, así como su distribución con el fin de poder hacer columnas estratigráficas que nos permitan ubicarlas temporalmente.
- Obtener datos geoquímicos para determinar una clasificación geoquímica y el tipo de magmatismo asociado a la zona.
- Entender el porqué de las coloraciones de las tobas de Etna por medio de análisis de difracción de rayos X.
- Entender los mecanismos de emplazamiento y determinar o inferir cuál es la fuente de las sucesiones de rocas volcanoclásticas.

1.4 Metodología

Para cumplir con los objetivos planteados primero se realizó trabajo de campo, que incluyó un análisis estratigráfico y colecta de muestras del Valle de Etna y del Valle de Tlacolula. Para

el Valle de Etna se buscaron canteras y afloramientos que presentaran características litológicas diferentes con el fin de poder contar con todas las variedades disponibles en el área, así como también se buscó que la recolección permitiera observar las relaciones estratigráficas entre ellas. Para el Valle de Tlacolula se recolectaron muestras de una sucesión de rocas volcanoclásticas en Mitla, así como muestras a lo largo de la autopista Oaxaca-Istmo siguiendo la misma metodología que en el Valle de Etna.

Posteriormente se realizaron láminas delgadas de las muestras colectadas para su estudio y análisis petrográfico, analizando texturas y asociaciones minerales y de los demás componentes de la roca, con el fin de obtener información suficiente para realizar una interpretación de las rocas recolectadas y del área en general. Se realizaron dos columnas estratigráficas, una para cada zona, de acuerdo con las observaciones y datos obtenidos en campo.

Se realizaron análisis geoquímicos de elementos mayores en el LFRX, adscrito al Instituto de Geología, UNAM, con el fin de obtener datos de la composición porcentual de elementos mayores de muestras representativas del Valle de Etna y del Valle de Tlacolula, los cuales posteriormente se procesaron y dieron a conocer las afinidades geoquímicas de las muestras y ayudaron a determinar sus composiciones y el tipo de magmatismo al que se encuentran asociadas.

Se realizaron análisis de difracción de rayos X con el fin de conocer las arcillas presentes en las muestras de la Zona Etna y así determinar el porqué de sus coloraciones. El análisis e interpretación de difractogramas los realizó el Quím. Rufino Lozano, responsable del LFRX del Instituto de Geología, UNAM.

Finalmente, se hizo una interpretación general, tomando en cuenta los estudios petrográficos, geoquímicos y estratigráficos realizados.

1.5 Ubicación del área de estudio

El Valle de Oaxaca (Fig. 1) se encuentra en la zona central del estado de Oaxaca, dentro de la Sierra Madre del Sur, en su borde sureste intercontinental. Está conformado por tres

valles principales, el Valle de Etla que abarca del poblado San Francisco Telixtlahuaca a la Ciudad de Oaxaca en una dirección NW-SE, el Valle de Tlacolula que va de la Ciudad de Oaxaca a los poblados San Pablo Villa de Mitla y Santiago Matatlán en una dirección NW-SE y finalmente el Valle de Zimatlán que abarca de la Ciudad de Oaxaca al poblado Miahuatlán en dirección N-S (Wilson, et al., 1970) entre la Sierra de Juárez y la Mixteca Alta. En este trabajo se abarcará el Valle de Etla y el Valle de Tlacolula.

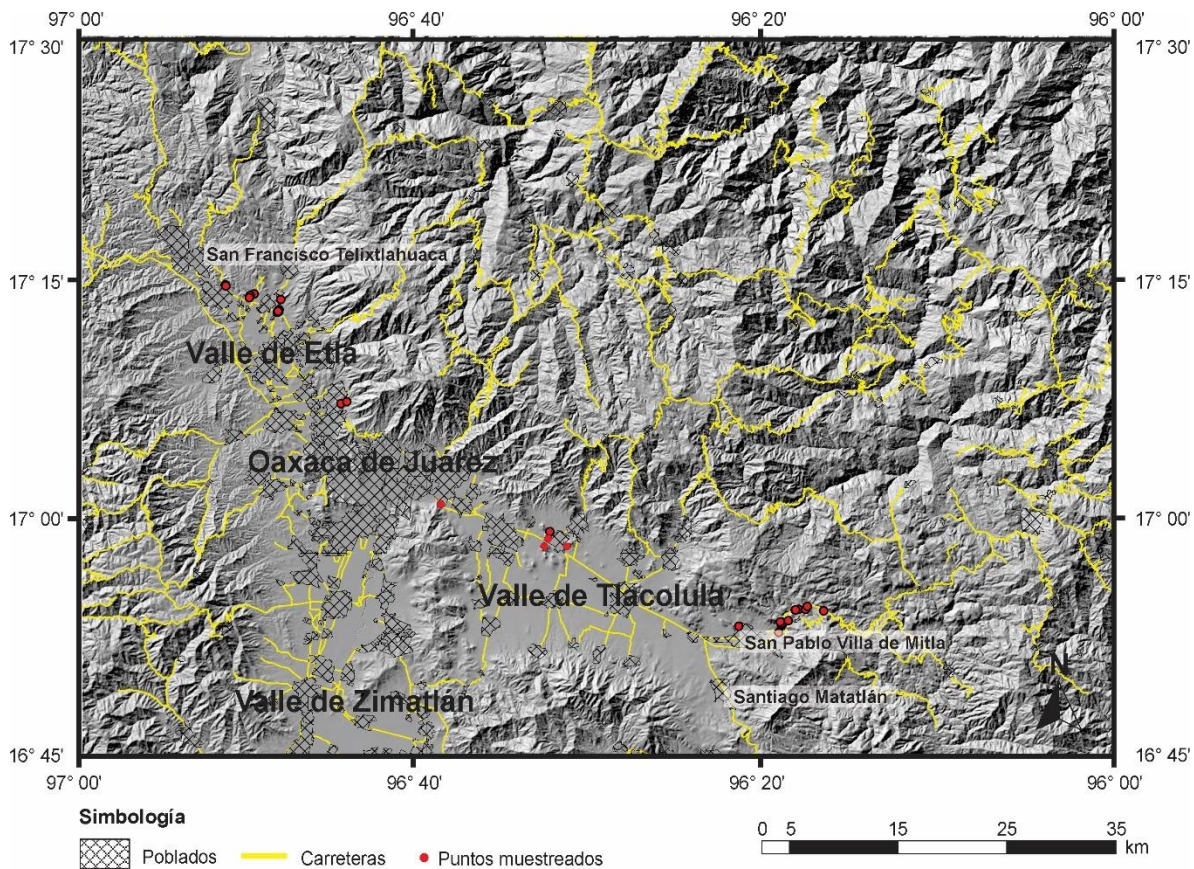


Fig. 1. Modelo digital de elevación de terreno obtenido a partir de los datos de INEGI, se observa parte del Valle de Oaxaca formada por el Valle de Etla y el Valle de Tlacolula (zonas de estudio). Se observan las ciudades principales, las vías de comunicación y los puntos muestreados.

2. Marco geológico y marco teórico de referencia

2.1 Marco geológico

2.1.1 Sierra Madre del Sur

La Sierra Madre del Sur es un arco magmático remanente que cubre un área de ~90,000 km² abarcando de los estados de Michoacán y Colima al estado de Oaxaca. Está asociado a la subducción de la placa de Farallón y las placas subsecuentes, cuyos eventos magmáticos ocurrieron del Cretácico tardío al Mioceno temprano empezando en el noroeste y desplazándose hacia el sureste del margen continental (Morán-Zenteno et al., 2018).

La Sierra Madre del Sur se compone de un cinturón plutónico en la costa con presencia de cuerpos intrusivos máficos a félsicos y de un cinturón volcánico en tierra, ambos cinturones de composiciones intermedias a silíceas que cubren o intruyen el Complejo Oaxaqueño, el Complejo Acatlán del Terreno Mixteco, el Terreno Guerrero y el Terreno Cuicateco (Morán-Zenteno et al., 2018).

2.1.2 Terrenos Oaxaca y Cuicateco

Las sucesiones de rocas volcanoclásticas Cenozoicas del Valle de Oaxaca se encuentran sobreyaciendo los terrenos tectonoestratigráficos Oaxaca y Cuicateco. El terreno Oaxaca consiste en un basamento metamórfico cristalino de granulita de edad Grenvilliana, sobre el que yacen depósitos terrígenos del Paleozoico, sedimentos Carboníferos y Pérmicos (Campa y Coney, 1983), secuencias sedimentarias Mesozóicas y rocas volcánicas Cenozoicas (Martínez-Serrano et al., 2008).

El terreno Cuicateco es un prisma limitado por fallas dirección oeste que se encuentra estructuralmente sobre el terreno Maya y debajo del terreno Oaxaqueño. Se compone de rocas muy deformadas dentro de las cuales existen pizarras calcáreas y areniscas jurásicas y calizas y rocas volcánicas andesíticas cretácicas y también hay presencia de cuerpos ultramáficos. En el margen oeste se encuentra como base del ensamble una zona de cizalla de gneis milonítico reactivada en el Jurásico Medio y el Cenozoico (Campa y Coney, 1983; Martínez-Serrano et al., 2008).

2.1.3 Tectónica del Valle de Oaxaca

Los eventos tectónicos presentes en el área a lo largo del tiempo han sido principalmente tres. El primero es la orogenia Laramide del Cretácico Tardío al Eoceno medio en la cual hubo eventos de deformación O-E debidos a un proceso de acortamiento (Martínez-Serrano et al., 2008) que migró del Santoniano al Campaniano aproximadamente a 100°W de longitud, posteriormente en el post-Maastichtiano y pre-Bartoniano aproximadamente a 98°W de longitud y terminando en el Eoceno medio aproximadamente a 96°W de longitud en la cuenca de Veracruz (Nieto-Samaniego et al., 2006). En estos periodos la falla de Oaxaca tuvo varios procesos de reactivación, el bloque Acatlán-Oaxaca se desplazó encima del cinturón milonítico que se encuentra en su borde este y en la zona este del bloque hubo sobrerrecubrimiento por rocas del basamento dirección N-S (Nieto-Samaniego et al., 2006).

El segundo evento consistió en la activación de fallas de deslizamiento debidas a un acortamiento NE-SO, generadas del Eoceno al Oligoceno. Esto generó una serie de estructuras dúctiles y frágiles que indican un régimen transtensional con una componente lateral, desplazamientos laterales que marcaron el acortamiento (Nieto-Samaniego et al., 2006).

Finalmente, el tercer evento ocurrido fue el de las fallas de deslizamiento asociadas con los procesos extensivos de dirección NE-SO durante el Oligoceno al Mioceno. En el borde este del bloque Acatlán-Oaxaca se formaron una serie de fallas normales que indican que la deformación extensional se acomodó alrededor del bloque (Nieto-Samaniego et al., 2006).

La falla de Oaxaca y la falla de Donají son los rasgos geomorfológicos que dan origen al Valle de Oaxaca. La falla de Oaxaca va desde Tehuacán, Puebla hasta la Ciudad de Oaxaca de Juárez, Oaxaca, donde se intersecta con la falla de Donají que tiene dirección perpendicular y continúa hacia el sur, pero de manera segmentada, tiene dirección N10°W. Fue controlada por el complejo milonítico de la Sierra de Juárez, el desplazamiento mínimo de la falla de Oaxaca ocurrió entre el Mioceno y el Pleistoceno por los procesos extensivos, lo cual permitió la deposición de la Formación Suchilquitongo (Nieto-Samaniego et al., 1995).

La falla de Donají marca el límite entre el complejo milonítico de la Sierra de Juárez y rocas sedimentarias marinas cretácicas y rocas volcánicas o sedimentarias continentales terciarias, tuvo un fallamiento de tipo normal. Las depresiones con orientación transversal debajo de la falla de Donají se consideran como fosas tectónicas. Ambas fallas se considera que se generaron sincrónicamente y su perpendicularidad es debida a un cambio de dirección de foliación de las rocas miloníticas de la Sierra de Juárez (Nieto-Samaniego et al., 1995).

2.2 Marco teórico de referencia

2.2.1 Depósitos volcanoclásticos

De acuerdo con Fisher y Schmincke (1984), existen diferentes tipos de fragmentos y depósitos que pueden agruparse en epiclásticos, autoclásticos, aloclásticos y volcanoclásticos.

- Epiclástico: producto de la erosión o el intemperismo de rocas volcánicas anteriores.
- Autoclástico: producto de la fragmentación por fricción mecánica o explosión gaseosa durante movimientos de lava o colapso de domos.
- Aloclástico: producto de la ruptura de rocas volcánicas preexistentes por procesos ígneos en la superficie, con o sin intrusiones de magma fresco.
- Volcanoclástico: es un término no genético que se aplica a todos los materiales clásticos volcánicos formados por cualquier proceso de fragmentación, dispersados por cualquier tipo de agente de transporte, depositados en cualquier ambiente o mezclados en cualquier porción significativa con fragmentos no volcánicos. Se puede decir que agrupa todos los tipos de fragmentos y depósitos anteriores y es un término general.

Los fragmentos que componen a las rocas volcanoclásticas pueden ser producidos por procesos primarios contemporáneos a la erupción y por procesos secundarios en superficie que son posteriores a la erupción (intemperismo, erosión y remoción de masa) (Cas y Wright, 1988).

Dentro de los procesos primarios se encuentran las erupciones explosivas que pueden ser explosiones magmáticas, explosiones freáticas o de vapor y explosiones freatomagmáticas y los procesos autoclásticos que pueden ser la rotura o fragmentación por enfriamiento rápido y la fragmentación del flujo o autobrechamiento, mientras que dentro de los procesos secundarios se encuentra la fragmentación epiclástica (Cas y Wright, 1988).

2.2.2 Tipos de depósitos piroclásticos

De acuerdo con Cas y Wright (1988) los depósitos piroclásticos se clasifican en tres tipos:

- Depósitos piroclásticos de caída
- Depósitos de flujo piroclástico
- Depósitos de oleada piroclástica

Depósitos piroclásticos de caída

Los depósitos piroclásticos de caída son el producto de columnas eruptivas por actividad explosiva y de las nubes de ceniza derivadas de los flujos piroclásticos. Al formarse la columna eruptiva y al expandirse, los piroclastos comienzan a caer por influencia de la gravedad generando los depósitos, con variaciones de acuerdo con la dirección del viento y la densidad y tamaño de los piroclastos, mientras que en las nubes de ceniza la elutriación de partículas de la cima de los flujos piroclásticos genera los depósitos (Cas y Wright, 1988).

De acuerdo con estos orígenes podemos encontrar los siguientes tipos de depósitos de caída:

- Depósitos de caída de escoria o pómez.
- Depósitos de caída de ceniza.

En las zonas cercanas al conducto ambos tipos de depósitos pueden tener presencia de balísticos.

Depósitos de flujo piroclástico

Son aquellos derivados del colapso de domo o flujo de lava o por colapso de columna eruptiva. El colapso de domo o flujo de lava pueden ser gravitacionales, por explosión dirigida o por un deslizamiento seguido de una explosión dirigida, mientras que el colapso de columna eruptiva se da por inestabilidades en la columna o parte de ella (Cas y Wright, 1988).

Se reconocen diferentes tipos de depósitos asociados:

- Depósitos de flujo de bloques y ceniza.
- Depósitos de flujo de escoria o de pómez.

Depósitos de oleada piroclástica

Son productos de flujos superficiales que transportan piroclastos como una dispersión gas-sólido, expandida, turbulenta y de baja concentración. La formación de dichos flujos puede deberse a erupciones freáticas y freatomagmáticas, flujos piroclásticos y caída de piroclastos. En las erupciones freáticas y freatomagmáticas se generan *base surges*, en los flujos piroclásticos se pueden generar *ground surges* y *ash cloud surges* (Cas y Wright, 1988).

2.2.3 Clasificación general de los depósitos de tipo flujo de acuerdo con la litología y estructuras sedimentarias.

En esta clasificación los depósitos de tipo flujo se dividen de manera general en ignimbrita, oleada piroclástica y flujo de bloques y ceniza, tomando en cuenta orígenes similares que generan litologías y estructuras similares.

a) Ignimbrita

Las ignimbritas son una mezcla rica en pómez y lapilli lítico, soportado en una matriz de esquirlas de vidrio y fragmentos de cristales, pueden tener litofacies pobres en pómez y presentar brechas líticas y aglomerados de escoria, se presentan compactadas parcial o totalmente y su volumen y espesor pueden variar (Branney y Kokelaar, 2002).

b) Oleada piroclástica

Se compone de capas estratificadas y mejor clasificadas y suele presentarse como litofacies en las sucesiones de ignimbritas (Branney y Kokelaar, 2002).

c) Flujo de bloques y cenizas

La característica principal es que contienen una gran proporción de bloques juveniles densos, es decir, bloques de lava, con ceniza no pumicítica, que es de composición similar a los bloques. Estos depósitos son de menor volumen, en comparación con los volúmenes que alcanzan a tener las ignimbritas, y están asociados con domos y flujos de lava (Branney y Kokelaar, 2002).

2.2.4 Corrientes de densidad piroclástica: enfoque actual

Actualmente para el estudio de los depósitos originados por flujos se ha cambiado el enfoque y se estudian como productos de corrientes de densidad piroclástica, debido a que los cambios entre los diferentes tipos de flujo son graduales y con el fin de no dar nombres genéticos ni estratigráficos (Branney y Kokelaar, 2002).

Una corriente de densidad piroclástica es una mezcla heterogénea que se compone de partículas y gas de origen volcánico que fluye de acuerdo con su densidad relativa al fluido circundante (la atmósfera) y de acuerdo con la gravedad (Branney y Kokelaar, 2002).

2.2.5 Origen de las corrientes de densidad piroclástica

Las corrientes de densidad piroclástica pueden tener diversos orígenes. En las erupciones el que se genere o no una corriente de densidad piroclástica y la anatomía de esta depende mucho del estilo eruptivo, el cual a su vez está en función de la reología del magma y su flujo de masa, el contenido de volátiles, especies y las tasas de exsolución, el tamaño, abundancia y sincronización de formación de vesículas y grietas y del tamaño y abundancia de fragmentos accidentales (Branney y Kokelaar, 2002), por lo cual existen variaciones que de acuerdo con Cas y Wright (1988) se pueden dividir en:

- Colapso de domo o flujo de lava
- Colapso de columna eruptiva

- Colapso de caldera

Colapso de domo o flujo de lava

a) Colapso de domo de lava y avalancha

Colapso de un domo de lava o de un frente de flujo (Fig. 2a), que desarrollan corrientes únicas de densidad turbulenta, altamente inestables, a partir de avalanchas de roca caliente que generan depósitos de flujos de bloques y cenizas de volúmenes pequeños (Branney y Kokelaar, 2002).

b) Colapso explosivo de domo

Colapso de domo de lava o de flujo de lava con explosión dirigida (Cas y Wright, 1988) (Fig. 2b), que desarrolla corrientes de densidad turbulenta, inestables, a partir de avalanchas de roca caliente que generan depósitos de flujos de bloques y cenizas de volúmenes pequeños (Branney y Kokelaar, 2002).

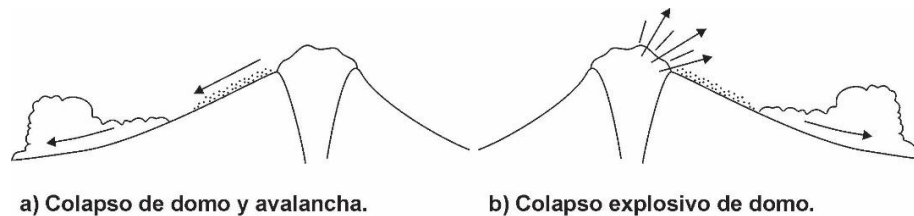


Fig. 2. Posibles orígenes por colapso de domo. Modificada de Cas y Wright (1988).

Colapso de columna eruptiva

a) Formación piroclástica

La formación de la corriente de densidad piroclástica ocurre dentro de la zona de jet en las erupciones explosivas, cuando se pierde impulso y no hay una incorporación o calentamiento de aire que permita la flotabilidad. También se puede generar debido a inestabilidades locales en el margen de la zona de jet y de la zona de flotabilidad, especialmente cuando hay ingreso de piroclastos caídos que causan un aumento de densidad (Branney y Kokelaar, 2002).

Pueden presentarse tres casos, puede surgir una corriente única, corta e inestable a partir del colapso espontáneo de una columna eruptiva pliniana (Fig. 3a), puede presentarse como una corriente sostenida, cuasiestable, alimentada por la zona de jet (Fig. 3b) y puede ser una corriente baja sostenida, cuasiestable, derivada de una formación piroclástica (Fig. 3c) (Branney y Kokelaar, 2002).

b) Colapso de la columna derivada de la explosión vertical del domo

Se genera el colapso de la columna eruptiva que se derivó a partir de la explosión de un domo de lava (Cas y Wright, 1988), lo que genera una corriente de densidad inestable y corta (Fig. 3d).

c) Explosión lateral

Derivada de la descompresión rápida que ocurre de manera lateral o inclinada en el aparato volcánico (Fig. 3e). Esto genera una corriente piroclástica única o múltiple, turbulenta con densidad heterogénea desde un inicio (Branney y Kokelaar, 2002).

d) Colapso retrogresivo de ignimbrita suelta

Corriente de densidad piroclástica única, turbulenta, inestable o cuasiestable derivada del depósito causado por el colapso o avalanchamiento de ignimbrita ya depositada suelta (Fig. 3f) (Branney y Kokelaar, 2002).

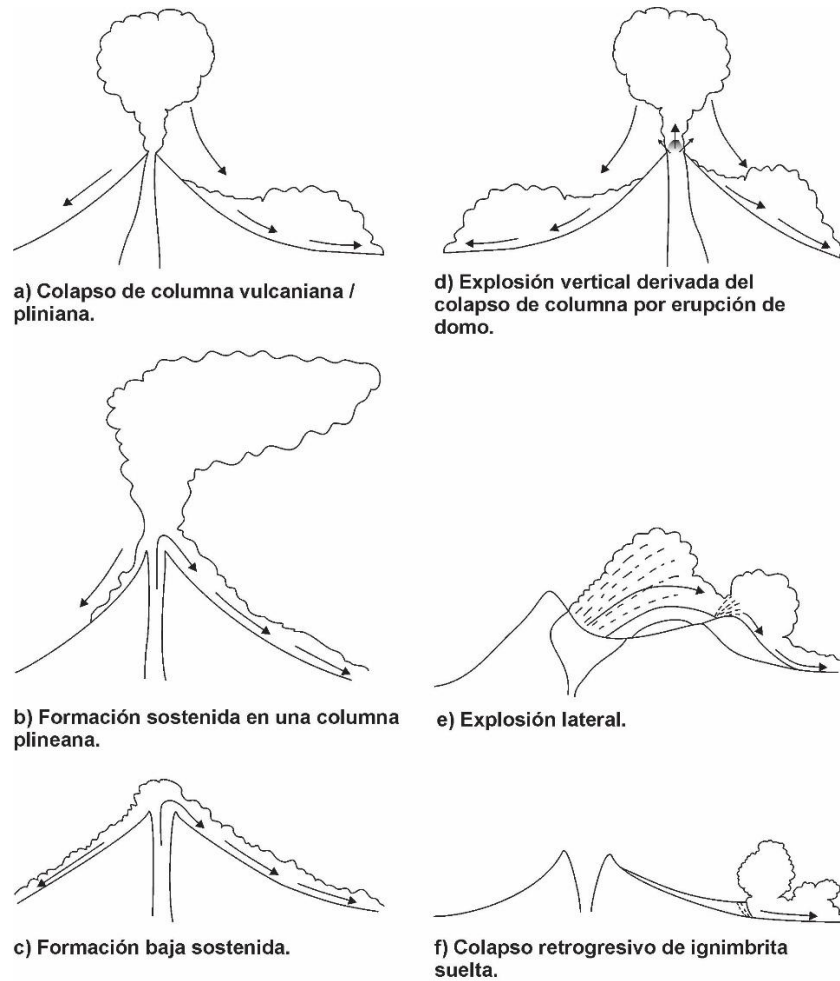


Fig. 3. Posibles orígenes de las corrientes de densidad piroclástica. Modificada de Branney y Kokelaar (2002) y de Cas y Wright (1988).

Caldera de colapso

Una caldera queda definida, de acuerdo con Williams (1941), como una depresión grande originada por el colapso del techo de una cámara magmática. Su forma es circular y su diámetro es mayor al del conducto volcánico previo. El proceso de formación de una caldera comienza con una etapa de vulcanismo pre-colapso que deja domos pre-caldera y depósitos de corrientes de densidad piroclástica pequeños (Cole, 2005). Posteriormente hay una etapa de subsidencia y colapso asociada con la salida de una gran cantidad de magma, que comienza por una fase central y posteriormente de anillo (Cole et al., 2005) acompañada de fracturamiento del techo del aparato volcánico por la descompresión y el peso de este (Fig. 4a), lo que origina el colapso (Fig. 4b). Esto genera una nueva etapa de corrientes y

depósitos piroclásticos post-colapso. Finalmente puede haber una etapa de magmatismo de resurgencia que es producto del ascenso de magmas remanentes de la cámara magmática que forman domos y diques hipabisales, así como coladas de lava en superficie.

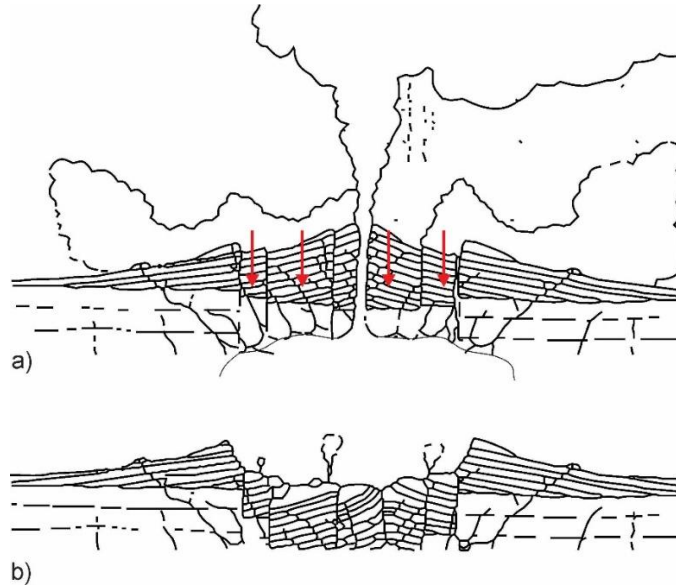


Fig. 4. Etapas de formación de una caldera. a) Fracturamiento del techo posterior a la actividad volcánica. b) Colapso del techo del aparato volcánico sobre la antigua cámara magmática. Modificada de Lockwood Hazlett (2010).

2.2.6 Estructura de las corrientes de densidad piroclástica

La estructura generalizada de una corriente de densidad piroclástica consta de una parte frontal y un cuerpo, que a su vez se subdivide en una cabeza, un cuerpo, una zona de mezcla, una cola y una estela (Fig. 5a) (Branney y Kokelaar, 2002). Se forman vórtices en la cabeza y en la cola que generan una mezcla de baja concentración y se puede generar una zona de adelgazamiento detrás de la cola de baja concentración (Branney y Kokelaar, 2002). En algunas corrientes de densidad piroclástica partes de la zona superior de la cabeza se expanden térmicamente hacia arriba formando una pluma coignimbrítica de ceniza (Branney y Kokelaar, 2002). Por lo general, la parte frontal de la corriente varía de erosional, no deposicional y deposicional, mientras que el cuerpo suele ser deposicional, pero puede presentarse no deposicional o erosivo (Branney y Kokelaar, 2002). La forma de la parte frontal de la corriente puede ser variada debido a la interacción de la corriente con la

atmósfera (tasa de ingestión, mezcla y expansión del aire), por interacciones con el terreno y por variaciones en las propiedades de la corriente (Fig. 5b y 5c) (Branney y Kokelaar, 2002).

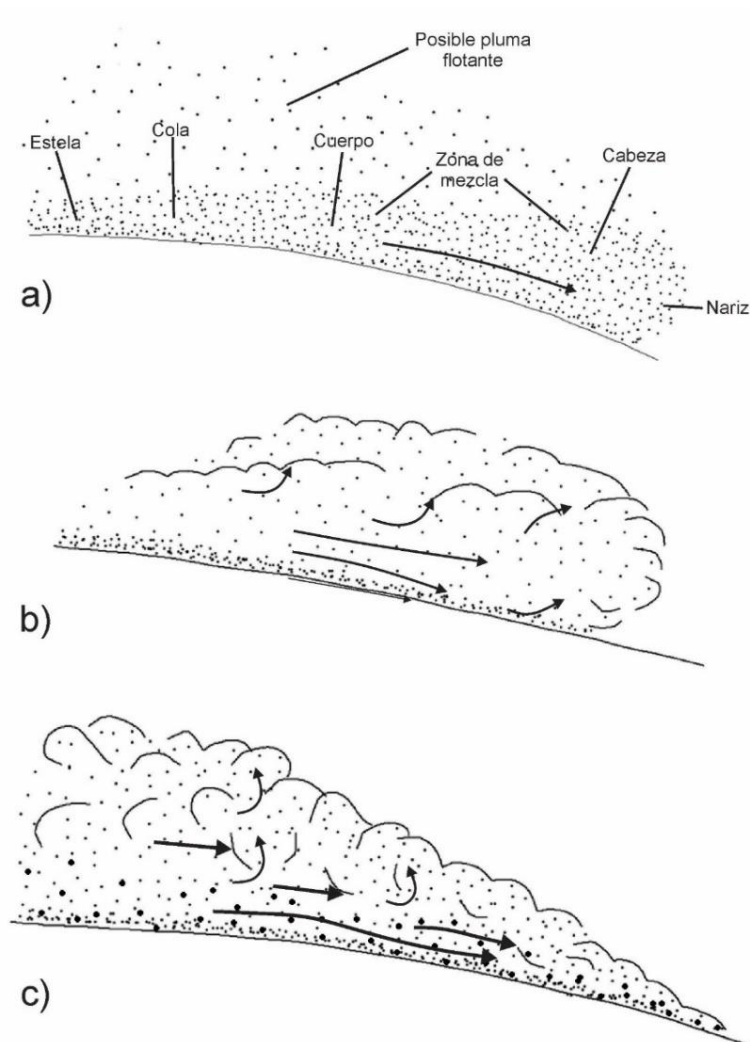


Fig. 5. Partes principales de las corrientes de densidad piroclástica. a) Estructura general de una corriente de densidad con cabeza, cola y una zona de mezcla. b) Corriente de densidad estratificada con una cabeza sobresaliente resultante de un flujo granular lento dominando en los niveles bajos de la corriente y un flujo más móvil en los niveles altos. Su estratificación queda caracterizada por una base traccional estratificada y material masivo encima. c) Corriente de densidad estratificada en la que los niveles inferiores son dominados por un flujo o movimiento rápido. La parte superior de la cabeza tiende a irse hacia atrás por la resistencia del aire. Modificada de Branney y Kokelaar (2002).

2.2.7 Clasificación de las corrientes de densidad piroclásticas.

La clasificación para las corrientes de densidad piroclástica es de acuerdo con las interacciones entre clastos y el fluido intersticial que se dan dentro de la corriente de densidad piroclástica (Branney y Kokelaar, 2002).

Clasificación doble de acuerdo con las interacciones entre clastos y el fluido intersticial

Esta clasificación surgió debido a problemas como el hecho de que las corrientes que depositan ignimbritas tienen un amplio rango de corrientes hiperconcentradas cuyas variaciones dependen de las interacciones entre los clastos y el fluido intersticial (Branney y Kokelaar, 2002).

a) Corriente de densidad piroclástica completamente diluida (Fig. 6)

Las corrientes están estratificadas de acuerdo con su densidad. El transporte y soporte de partículas están dominados por la turbulencia de la fase fluida en todos los niveles y comúnmente permite tracción y saltación de partículas. La transferencia de momento colisional entre los piroclastos en movimiento solo tiene un pequeño efecto en el soporte de partículas, la segregación y la reología. Los depósitos generados presentan estratificación paralela o cruzada. Se pueden presentar en ignimbritas o depósitos de oleada piroclástica (Branney y Kokelaar, 2002).

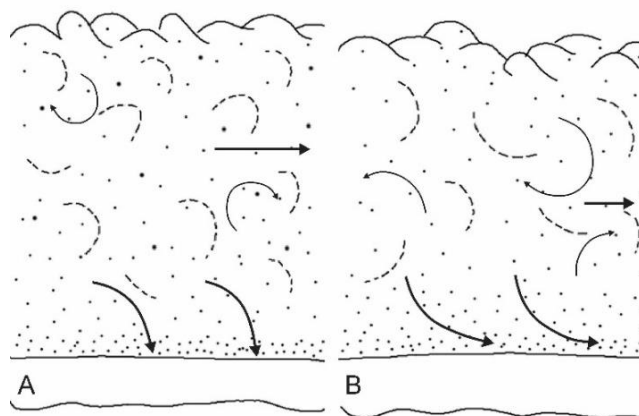


Fig. 6. Corrientes completamente diluidas. A y B son estratificadas y de clastos soportados por turbulencia. A) En este caso la velocidad es insuficiente para que haya saltación, rodamiento o deslizamiento de partículas. La zona límite de flujo está dominada por la caída directa de partículas. B) Para este caso sí hay saltación y tracción en los niveles bajos. Los depósitos presentan estratificación traccional y clasificación de partículas. Modificada de Branney y Kokelaar (2002).

b) Corrientes de densidad piroclástica granular base-fluida (Fig. 7)

Las corrientes pueden ser estratificadas por su densidad. En este caso el transporte y soporte por turbulencia puede llegar a dominar en algún nivel sobre la zona límite de flujo, en las zonas cercanas al límite inferior, la turbulencia es moderada causando que se reduzca la tracción. En los niveles bajos la transferencia de momento colisional entre los clastos en movimiento no es posible debido a la alta concentración de clastos, por lo cual el soporte es de partícula y/o por escape de fluido y flotación. Los depósitos generados son masivos por lo general, pero pueden presentarse difusamente estratificados o estratificados y con gradación (Branney y Kokelaar, 2002).

En Fig. 7 se observan las variaciones de corrientes de base fluida. A-E son corrientes estratificadas por densidad. A) Los clastos se encuentran soportados por turbulencia en muchos niveles, los niveles bajos más concentrados pueden tener grosores de milímetros a metros, pueden ser graduales o de contacto marcado, pueden tener velocidades variables y presentan interacción entre granos. La zona límite de flujo está dominada por flujo granular. B) Los clastos se encuentran soportados por turbulencia, los niveles bajos concentrados pueden variar en grosor de centímetros a metros y pueden tener contactos superiores e inferiores graduales. La zona límite de flujo está dominada por escape de fluido. C) El mecanismo de transporte varía con la altura, el soporte de partícula en la cima es por turbulencia, los niveles bajos concentrados pueden ser muy variables. D) En este caso hay dos capas de corriente de densidad estratificada con interfaz marcada, en la parte superior los clastos son soportados por turbulencia y en la inferior depende de la tasa de arrastre, concentración, tamaño de grano y tasa de deposición. E) El soporte de partículas depende de la tasa de arrastre, concentración, tamaño de grano y tasa de deposición, el grosor de los niveles concentrados puede variar de centímetros a metros. El depósito es por gradación progresiva, según Branney y Kokelaar (2002). B-E) las partes más bajas presentan soporte por escape de fluido y flotación. C-E) La zona límite de flujo está dominada por escape de fluido o por flujo granular.

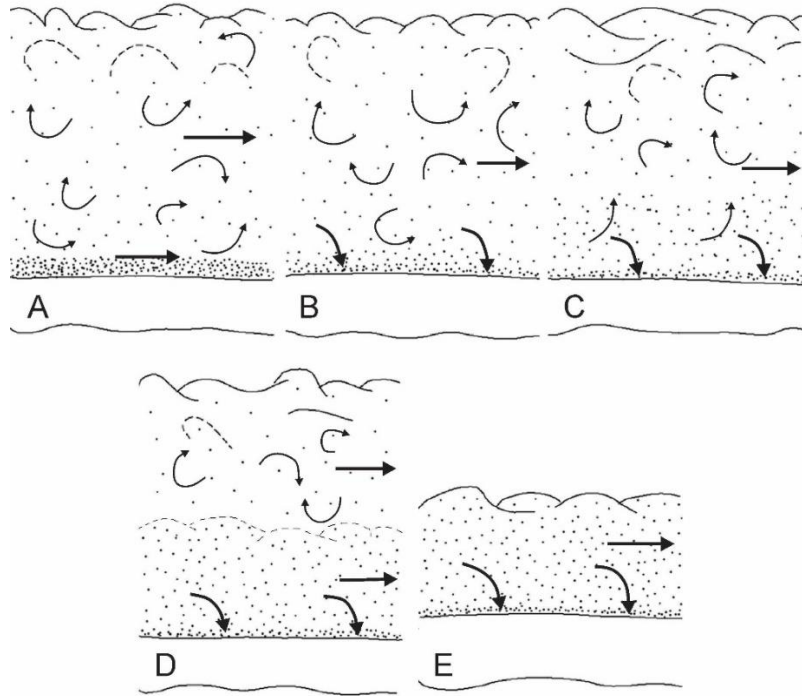


Fig. 7. Corrientes granulares de base fluida. Modificada de Branney y Kokelaar (2002).

2.2.8 Esquema de litofacies para la descripción de los depósitos de corriente de densidad piroclástica

Para lograr hacer una descripción no genética y no estratigráfica Branney y Kokelaar (2002) propusieron un esquema de litofacies (Tabla 1 y Tabla 2) para describir los depósitos de corriente de densidad piroclástica y algunos otros tipos de depósitos volcanoclásticos. Este consiste en una serie de abreviaciones que nos hablan de la estructura de los depósitos y sus componentes.

Código	Litofacies
mLT	Toba masiva de lapilli (o lapilli-ceniza)
dsLT	Toba de lapilli / lapilli-ceniza con estratificación difusa
//sT	Toba / ceniza de estratificación paralela
xsT	Toba / ceniza de estratificación cruzada
mIBr	Brecha lítica masiva
mScAg	Aglomerado de escoria masivo
mAg	Aglomerado masivo

Tabla 1. Litofacies y código para la descripción de depósitos de corriente de densidad piroclástica (Branney y Kokelaar, 2002).

Abreviación	Equivalencia
T	Toba/ceniza
LT	Toba de lapilli/toba de ceniza
L	Lapilli
l	Lítico
Br	Brecha
Ag	Aglomerado
m	Masivo
(n)	Gradación normal
s	Estratificado
xs	Estratificación cruzada
//s	Estratificación paralela (laminado)
p	Rico en pómez
l	Rico en líticos
Cr	Rico en cristales
S	Arena (arenisca)
C	Conglomerado

Tabla 2. Abreviaciones y equivalencias para el esquema de litofacies (Branney y Kokelaar, 2002).

Se muestran las definiciones de Branney y Kokelaar (2002) solo de las litofacies usadas en este trabajo.

Litofacies de toba masiva de lapilli/lapilli-ceniza (mLT): Poco a muy poco seleccionadas, masivas, comprenden varias proporciones de pómez y líticos (lapilli) soportados en una matriz de ceniza vítrea con o sin fragmentos de fenocristales. Forman capas de centímetros a cientos de metros de espesor. Los clastos de pómez (lapilli) comúnmente muestran redondeamiento causado por la abrasión, al igual que los líticos, pero estos en menor proporción. Pueden mostrar fábricas direccionales en sus clastos y pueden o no presentar gradación (Branney y Kokelaar, 2002).

Puede ser rica en pómez (mLTp), rica en líticos (mLTI), rica en cristales (mLTcr), con gradación normal (mLT_(n)) y combinaciones de las anteriores.

Litofacies de toba de lapilli con estratificación difusa (dsLT): Comprende la toba de lapilli en capas delgadas, variablemente difusas y definidas por gradación o variaciones ligeras en el tamaño de grano, puede ser sub-paralela, con espesor variable e incluso con bifurcación y

desvanecimiento. Se puede presentar transición entre masiva y estratificada (Branney y Kokelaar, 2002).

Litofacies de estratificación cruzada (xsT, xsS, xsC): abarca de tobas finas a tobas de lapilli con estratificación milimétrica a centimétrica bien desarrollada que varía de sub-paralela a cruzada y discontinua. Está definida por cambios y variaciones en el tamaño de partícula, densidad y selección. La selección va de buena a mala, contienen menor cantidad de ceniza que mL (Branney y Kokelaar, 2002). Las variaciones se encuentran en el tipo y tamaño de grano.

Litofacies de estratificación paralela (//sT, //sS): Comprende material de ceniza fina a gruesa, en su mayoría fragmentos vítreos, de fenocristales y de líticos subordinados. Se forman paquetes de milímetros a decímetros de espesor. Internamente son masivos con o sin gradación (Branney y Kokelaar, 2002). Las variaciones se encuentran en el tipo y tamaño de grano.

Litofacies de depósitos de lapilli masivos y con estratificación paralela (mpl): Litofacies muy bien a moderadamente seleccionadas, compuestas por clastos de pómez, líticos subordinados y ceniza, con espesores de milímetros a metros. Internamente pueden ser masivas, con gradaciones, de estratificación paralela y difusa, contacto clasto a clasto (Branney y Kokelaar, 2002).

Litofacies de brechas líticas masivas (mlBr): Contienen líticos de centímetros a decímetros y hasta mayores a 1 m de diámetro. Son de composición heterolitológica, la cual puede variar vertical y lateralmente, comúnmente no hay pómez de gran tamaño. Los clastos pueden ser juveniles, accesorios y accidentales, los cuales son de angulares a sub-redondeados. Presentan diferentes tipos de gradación (Branney y Kokelaar, 2002).

Litofacies de aglomerado masivo (mAg): Se componen de clastos juveniles comúnmente de composición básica o intermedia, con o sin matriz de toba masiva de lapilli. Los rangos de selección son similares a los de la brecha lítica masiva, van de matriz soportada a clasto soportado, tienen gradación lateral y/o vertical que puede llegar a brecha lítica masiva (Branney y Kokelaar, 2002).

3. Petrografía y estratigrafía

Para esta tesis la descripción de los afloramientos se realizó de acuerdo con el esquema de litofacies propuesto por Branney y Kokelaar (2002) (Tabla 1 y Tabla 2).

3.1 Zona Etlá

La zona Etlá comprende un conjunto de afloramientos principalmente localizados en la Villa de Etlá, Magdalena Apasco y San Pablo Huitzo, Oaxaca de ~300 m de espesor máximo, calculado a partir de curvas de nivel. Los afloramientos estudiados son canteras de fácil acceso, cuyas características permiten ver claramente las rocas y extraer muestras. También se estudió una toba emplazada en la falla de Oaxaca. Con lo obtenido se hizo una columna estratigráfica (Fig. 8) y un mapa geológico (Fig.9).

De acuerdo con la literatura se sabe que dentro del registro geológico cenozoico de la Zona Etlá está presente la Formación Suchilquitongo estudiada por Wilson y Clabaugh (1970), Ferrusquia-Villafranca (1974), Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquia-Villafranca (2001) y Martínez-Serrano et al. (2008), quienes la describen como una intercalación de tobas epiclásticas, depósitos lacustres y tobas silíceas, en donde se encuentran fósiles de mamíferos de acuerdo con Ferrusquia-Villafranca (1974) y Urrutia y Ferrusquia (2001). La principal subunidad de toba silícea que se menciona en estas descripciones es el Miembro Etlá de la Formación Suchilquitongo, el cual es el objetivo de estudio para esta zona en este trabajo, junto con otras tobas presentes que se encuentran intercaladas en la Formación Suchilquitongo. Esta formación se encuentra cubriendo rocas volcánicas pre-miocénicas (Martínez-Serrano, et al., 2008). Además de estas tobas, se analizó otra encontrada cerca de la falla de Oaxaca, con el fin de determinar si su origen es fisural, asociado con la falla de Oaxaca y sus derivadas.

Zona Etna

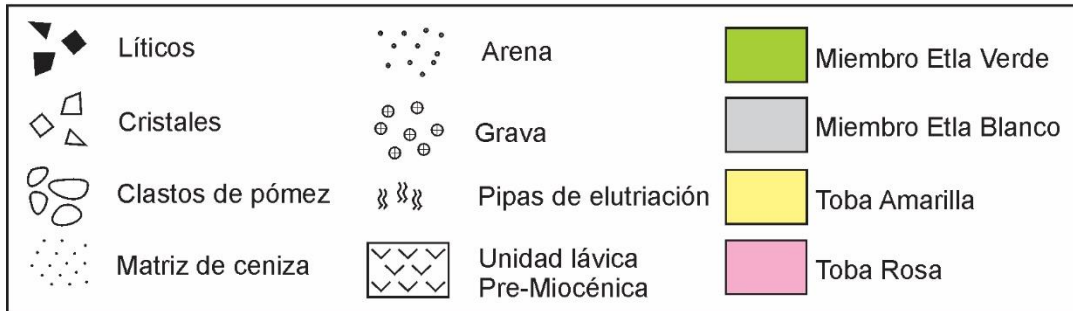
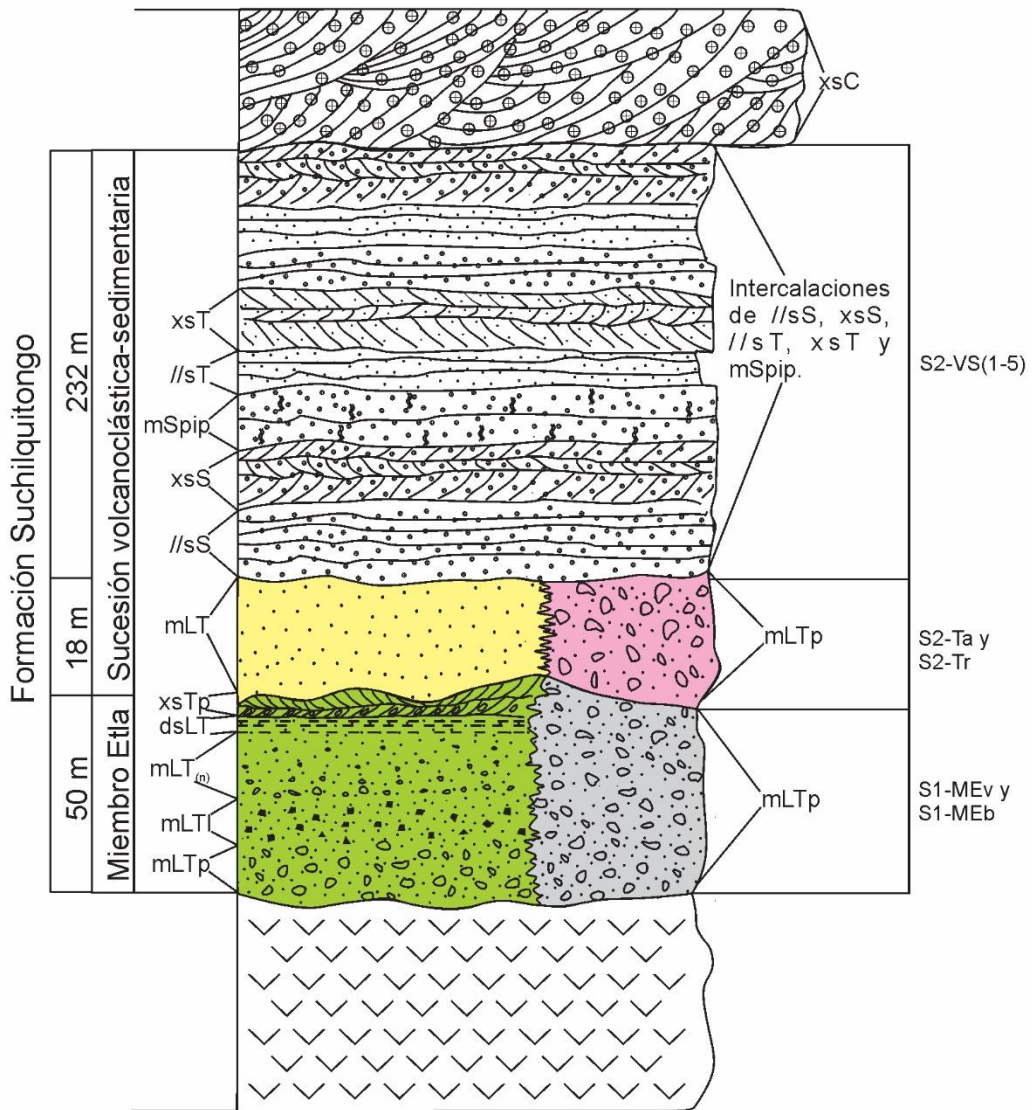


Fig. 8. Columna estratigráfica y por litofacies para la Zona Etna, formato de columna y simbología de Branney y Kokelaar.

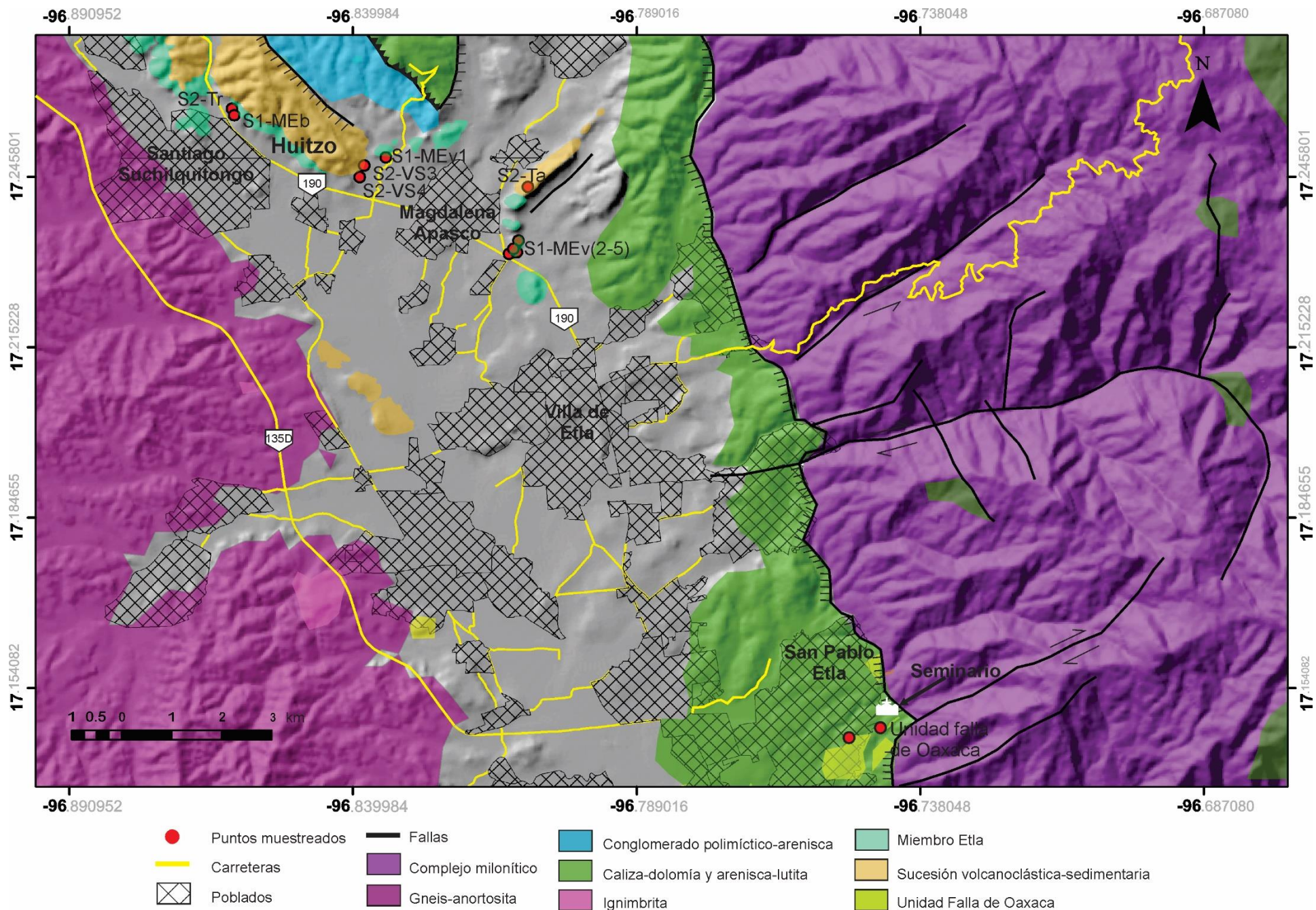


Fig. 9. Mapa geológico de la Zona Etlá en el que se observan mapeados el Miembro Etlá, la Sucesión volcanoclástica-sedimentaria y la Unidad falla Oaxaca. Modelo digital de elevación de terreno obtenido a partir de datos de INEGI. Litología y fallas obtenidos de la carta geológica E14D47 del SGM (a excepción de los polígonos correspondientes a Miembro Etlá y Sucesión volcanoclástica-sedimentaria).

3.1.1 Miembro Etna

El Miembro Etna se encuentra en la parte basal de la Formación Suchilquitongo, no se observó el contacto con las rocas subyacentes. Una de las características de esta toba es que presenta coloraciones diferentes en diferentes secciones, las cuales serán descritas a continuación.

Miembro Etna Verde

La sección estudiada de tobas de color verde tiene un espesor máximo aproximado de 50 m (calculado a partir de los afloramientos) y se puede observar sobre la carretera 190 Oaxaca-San Francisco Telixtlahuaca en el poblado Magdalena Apasco.

Presenta de abajo hacia arriba las siguientes litofacies:

S1-MEv1. Litofacies de toba consolidada, masiva de lapilli-ceniza rica en clastos de pómez (~40%) (mLTp). Es una litofacies pobre en cristales (5%) y pobre en líticos (<2%). Los clastos de pómez no tienen cristales y son de 0.5-4 cm de largo. Los líticos son de 2-4 mm de largo. Microscópicamente, se observan microfenocristales de feldespato potásico subhedral y maclado, plagioclasa subhedral-euhedral y maclada, biotita subhedral y cuarzo con bahías de disolución. Los clastos de pómez en algunos casos llegan a presentar vesículas tubulares que pueden indicarlo, en algunos se aprecian rasgos perlíticos. Los líticos son de origen lávico. La matriz es pumicítica con esquirlas de vidrio (Fig. 11A).

S1-MEv2. Litofacies de toba consolidada, masiva de lapilli-ceniza rica en líticos (~35%) (mLTI), es moderada en clastos pómez (22%). Es una litofacies pobre en cristales cuya abundancia es de 5%. Los clastos de pómez tienen ausencia de cristales, son de 0.5-5 cm de largo y los líticos son lávicos y miloníticos. En lámina delgada se aprecian microfenocristales de feldespato potásico maclado subhedral, plagioclasa de maclado polisintético subhedral-anhedral, biotita de forma subhedral y cuarzo con bahías de disolución, clastos de pómez con vesículas tubulares y clastos líticos de lavas, todo soportado en una matriz de ceniza pumicítica.

S1-MEv3. (Fig. 10) Litofacies de toba consolidada, masiva de lapilli-ceniza con gradación normal (mLT_n), pobre en cristales (4%) y pobre en líticos (3%). Su abundancia en clastos de pómez es moderada (30%). Los clastos de pómez no presentan cristales y son redondeados, de tamaños que van de 0.5-5 cm de largo. Microscópicamente, se observan microfenocristales de plagioclasa maclada, feldespato potásico y cuarzo con bahías de disolución que se presentan rotos y subhedrales y cristales de biotita de formas euhedrales. Los clastos de pómez son alargados y con vesículas tubulares. Los líticos son de origen lávico y la matriz es pumicítica con presencia de fragmentos vítreos (Fig. 11B).

S1-MEv4. Litofacies de toba consolidada, masiva de lapilli-ceniza con estratificación difusa sub-paralela ($dsLT$) (Fig. 10), pobre en cristales (4%), pobre en líticos (<2%), pobre en clastos de pómez (6%). Los clastos de pómez no presentan cristales y son de tamaños de 2-5 mm. En la lámina delgada se observan microfenocristales euhedrales de biotita y microfenocristales de plagioclasa, feldespato potásico subhedrales-anhedrales y rotos y cuarzo con bahías de disolución (Fig. 11C). La matriz es pumicítica con fragmentos vítreos.

S1-MEv5. Litofacies de toba consolidada, de estratificación cruzada ($xsTp$) (Fig. 10) que es pobre en cristales (2%), no presenta líticos y es rica en clastos de pómez (50%). Los clastos de pómez están alineados, de 0.5-1 cm de largo y no presentan cristales. Microscópicamente, se observan clastos de pómez orientados, cristales de feldespato potásico subhedrales y cristales de biotita subhedral en menor cantidad respecto a los feldespatos potásicos. La matriz es pumicítica (Fig. 11D).

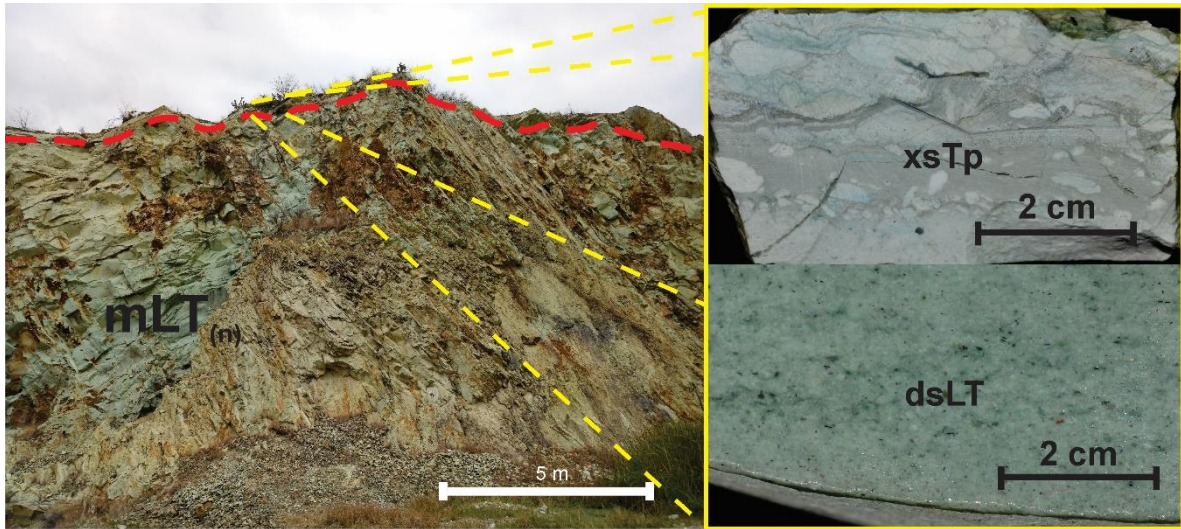


Fig. 10. Afloramiento del Miembro Etna Verde. Debajo de la línea roja punteada se encuentra la litofacies de tipo $mLT_{(n)}$ de la subunidad S1-MEv3. Sobre la línea punteada roja se encuentran las litofacies $dsLT$ de la subunidad S1-MEv4 y $xsTp$ de la subunidad S1-MEv5, las cuales se pueden observar a detalle en el zoom del lado derecho de la imagen. Afloramiento de aproximadamente 10 m de altura.

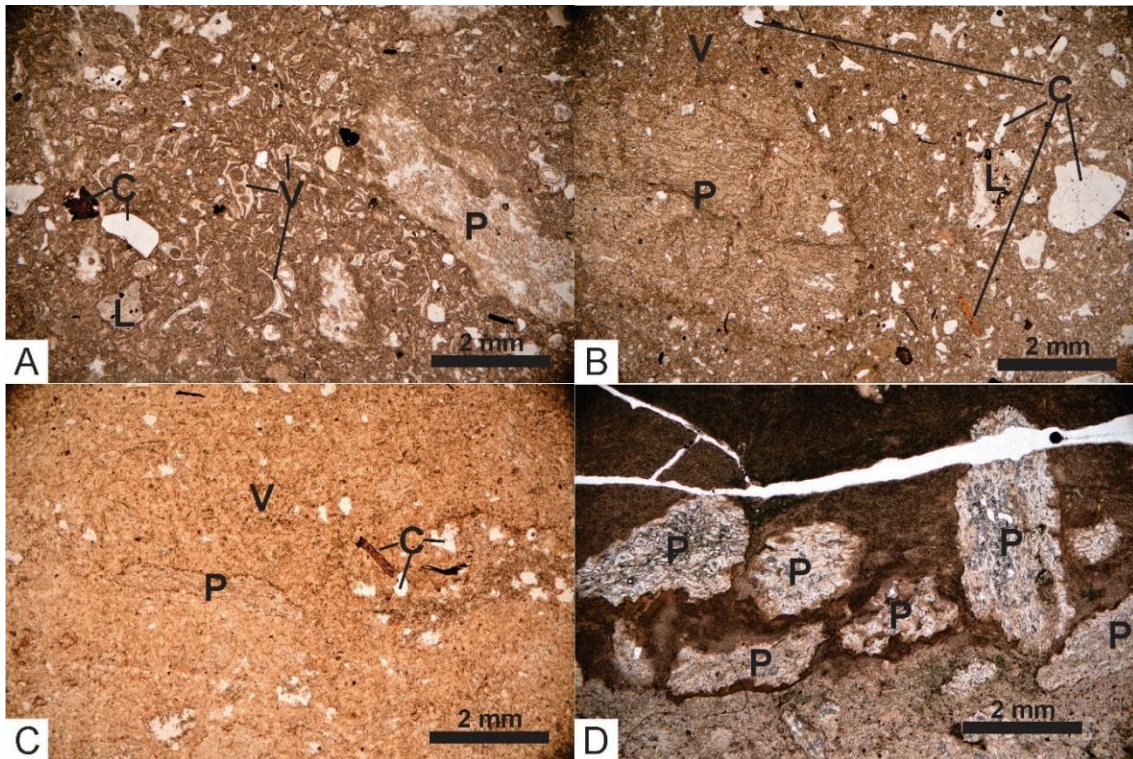


Fig. 11. Fotomicrografía de la litofacies del Miembro Etna Verde en luz paralela. A) $mLTp$ de S1-MEv1, se observa clasto de pómez, matriz con fragmentos vítreos, lítico lávico y cristales de cuarzo, biotita, feldespato potásico y plagioclasa. B) $mLT_{(n)}$ de S1-MEv3, se observa clasto de pómez, lítico lávico, cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita y matriz de fragmentos vítreos de menor tamaño respecto a los de A. C) $dsLT$ de S1-MEv4, se observa clasto de pómez, cristales de biotita, cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico y matriz de ceniza pumicítica. D) xsT de S1-MEv5, se observan los clastos de pómez orientados. P: clasto de pómez, C: cristal, V: matriz vítrea, L: lítico.

Miembro Etlá Blanco

S1-MEb. (Fig. 12) Este afloramiento se observa sobre la carretera 190 Oaxaca-San Francisco Telixtlahuaca, en el poblado Huitzo. Se trata de una litofacies de toba consolidada, masiva, de lapilli-ceniza, rica en clastos de pómez (40%) (mLTp). Es pobre en cristales (5%) y pobre en líticos (2%). Los clastos de pómez no presentan cristales, son redondeados y tienen tamaños de 0.3-1 cm de largo. Los líticos son de tamaños menores a 1 mm de largo.



Fig. 12. Afloramiento correspondiente al Miembro Etlá Blanco (mLTp).

Microscópicamente, se observan fenocristales de feldespato potásico subhedrales y fracturados, plagioclasa subhedral de maclado polisintético y fracturada, cuarzo con bahías de disolución y biotita euhedral. Los clastos de pómez presentan vesículas tubulares, los líticos son sedimentarios y lávicos y la matriz es pumicítica, rica en esquirlas de vidrio (50%), de los cuales algunos presentan texturas perlíticas sin alteración alguna (Fig. 13). El contenido de cristales es similar al del Miembro Etlá Verde, sin embargo, sus matrices difieren debido a que el Miembro

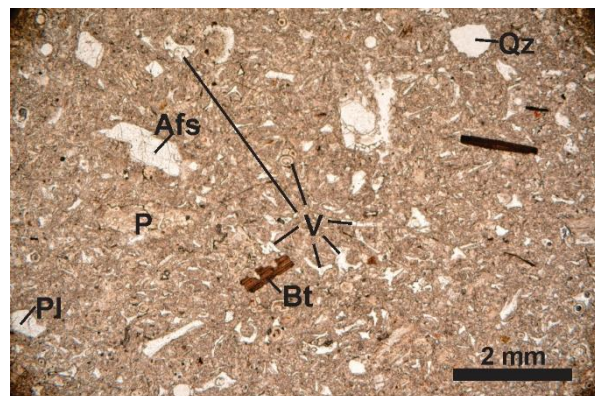


Fig. 13. Fotomicrografía del Miembro Etlá Blanco, litofacies mLTp, luz paralela. Se observa clasto de pómez (P), cristales de cuarzo (Qz), feldespato potásico (Afs), plagioclasa (Pl) y biotita (Bt) y matriz con fragmentos vítreos (V).

Eta Verde se encuentra zeolitizado y el Miembro Eta Blanco no.

3.1.2 Sucesión volcanoclástica-sedimentaria

Dentro de la Formación Suchilquitongo también se encuentran tobas y depósitos epiclásticos, de espesores, componentes y colores diferentes, intercaladas con areniscas tobáceas y conglomerados.

Toba Amarilla

S2-Ta. Este afloramiento se observa sobre el Miembro Eta Verde en el poblado Magdalena Apasco (Fig. 14), presenta litofacies de toba consolidada, masiva de lapilli-ceniza (mLT), moderada en clastos de pómez (32%), es pobre en cristales (5%) y es pobre en líticos (3%). Se observan bandas de Liesegang (bandas generadas por procesos de precipitación química) como productos deutéricos. Los clastos de pómez no presentan cristales, son redondeados, de 1-4 cm de largo. Los líticos son de ~1 mm de largo.

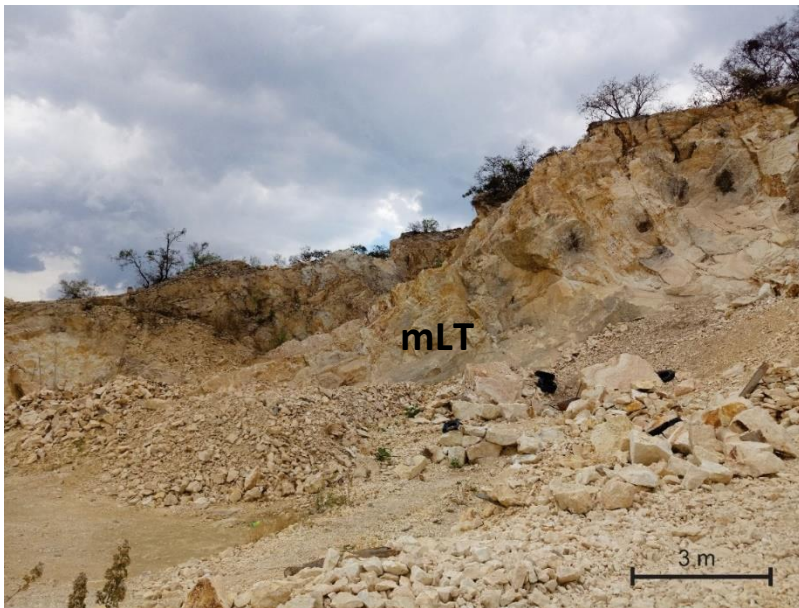


Fig. 14. Afloramiento correspondiente a la Toba Amarilla (mLT). Espesor aproximado de 20 m.

En la lámina delgada se pueden apreciar fenocristales de feldespato potásico rotos, con formas subhedrales-anhedrales, de cuarzo con bahías de disolución, plagioclasa de maclado polisintético subhedrales y fracturadas y biotita euhedral. Los clastos de pómez están zeolitizados y ligeramente alargados. Los líticos parecen ser de origen lávico. La matriz es pumicítica y alterada a zeolitas que aún preserva fragmentos vítreos que en algunos casos presentan rasgos de desvitrificación (Fig. 15).

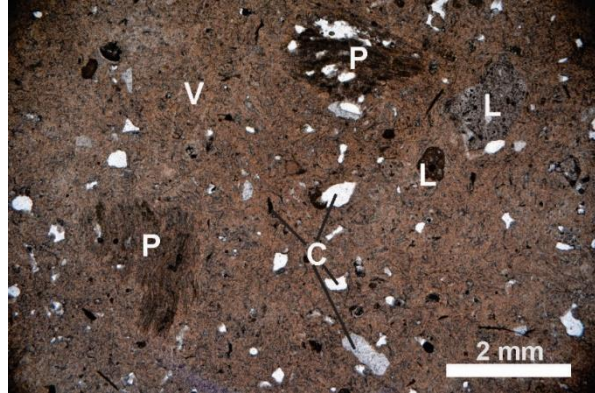


Fig. 15. Fotomicrografía de la Toba Amarilla, mLT, luz paralela. Se observa clastos de pómez (P), líticos lávicos alterados (L), cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita oxidada (C) y matriz alterada en la que aún se observan fragmentos vítreos de manera tenue (V).

Toba Rosa

S2-Tr. (Fig. 16) Esta unidad se encuentra sobreyaciendo el Miembro Etna Blanco, en el poblado de Huitzo, presenta una litofacies de toba consolidada, masiva, de lapilli- ceniza, rica en clastos de pómez (~35%) (mLTp). Es pobre en cristales (10%) y pobre en líticos (5%). Los clastos de pómez son de 5 mm-1.5 cm de longitud, sin cristales. Los líticos son lávicos de 1-5 mm de longitud.



Fig. 16. Afloramiento correspondiente a la Toba Rosa. mLTp. Afloramiento de 15 m de altura, aproximadamente.

En lámina delgada se observan fenocristales de feldespato potásico subhedrales y rotos, de plagioclasa con formas subhedrales-euhedrales y fracturados, cuarzo con bahías de disolución y cristales de biotita euhedrales, alterados por óxidos. Los líticos son de andesita y milonita (Fig. 17). La matriz es pumicítica de esquirlas de vidrio que presentan coloración rojiza por oxidación (Fig. 18).

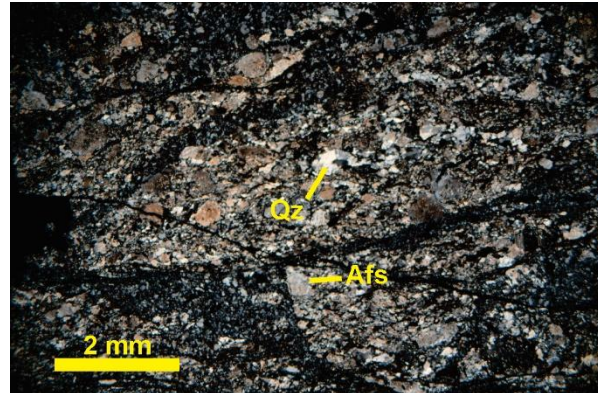


Fig. 17. Fotomicrografía de lítico de milonita de la Toba Rosa, nicoles cruzados. Se puede observar la foliación y cristales de cuarzo y feldespato potásico.

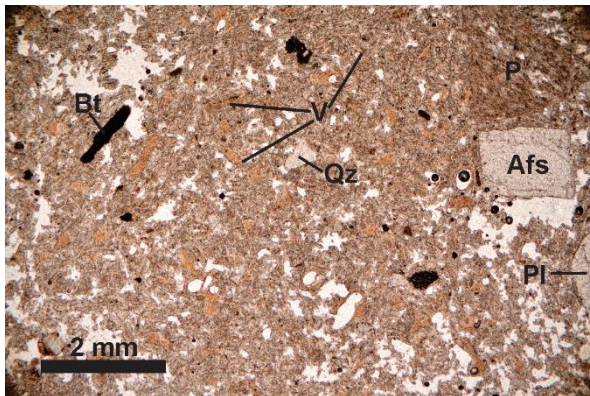


Fig. 18. Fotomicrografía de la Toba Rosa, mLTP, luz paralela. Se observa clasto de pómez (P), cristales de feldespato potásico (Afs), cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl) y biotita (Bt) oxidada, matriz oxidada con fragmentos vítreos oxidados que dan una coloración rojiza (V).

Cerca de la carretera 190 Oaxaca-San Francisco Telixtlahuaca, a la altura del poblado Santo Domingo Tlaltinango se encontró:

S2-VS1. Litofacies de arenisca tobácea de estratificación paralela (//sS) (Fig. 19) pobre en cristales (<15%) redondeados de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita.

S2-VS2. Litofacies de arenisca tobácea de estratificación cruzada (xsS) (Fig. 19) pobre en cristales (<15%) redondeados de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita.

S2-VS3. Litofacies de arenisca masiva con pipas de degasificación (mSpip) de 5 mm de diámetro, con clastos de pómez (12%), con una abundancia en cristales del 40% y líticos con abundancia del 20%. Los clastos de pómez son de 1-2 mm de longitud, redondeados. Los líticos son <1 mm de longitud. Microscópicamente, se observan cristales redondeados de plagioclasa subhedral-anhedral de maclado polisintético, feldespato potásico subhedral-

anhedral, biotita subhedral, ortopiroxeno anhedral, cuarzo anhedral y la matriz se encuentra ligeramente sericitizada (Fig. 20 A y B).

S2-VS4. Litofacies de ceniza con estratificación paralela (//sT) (Fig. 19) moderada en cristales (20%) de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita (Fig. 29 C y D).

S2-VS5. Litofacies de toba con estratificación cruzada (xsT) (Fig. 19).

S3-VS6. Litofacies de conglomerado de estratificación cruzada (xsC) (Fig. 19) con clastos metamórficos y volcánicos.

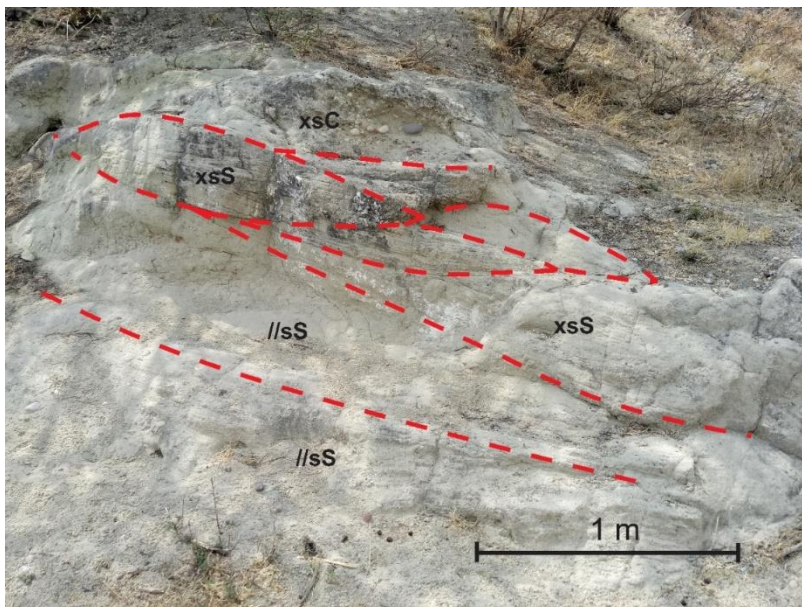


Fig. 19. Afloramiento perteneciente a la sucesión volcanoclástica-sedimentaria en el que se puede observar litofacies de areniscas tobáceas que presentan estratificación cruzada y paralela, así como la litofacies de conglomerado.

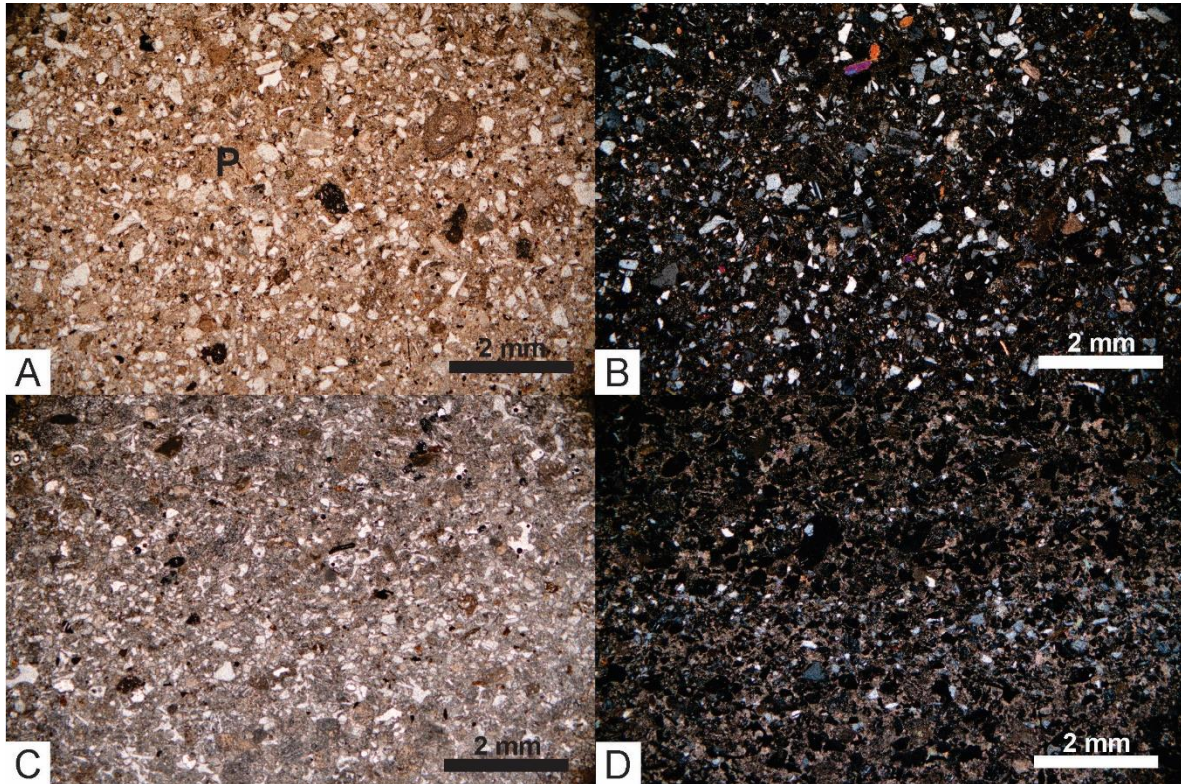


Fig. 20. *Litofacies pertenecientes a la sucesión volcanoclástica-sedimentaria. A) fotomicrografía con luz paralela de mSpip de S2-VS3 y B) fotomicrografía con nículos cruzados, mSpip de S2-VS3. En A y B se observa que los componentes son principalmente cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y piroxeno, aunque también hay presencia de clastos de pómez fragmentos vítreos. C) fotomicrografía con luz paralela de //St de S2-VS4 y D) fotomicrografía con nículos cruzados, //St de S2-VS4. En C y D se observa que los principales componentes son cenizas y algunos cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.*

3.1.3 Unidad Falla de Oaxaca

Esta litofacies se encontró como un dique que atraviesa las milonitas de la falla de Oaxaca a la altura del poblado San Pablo Etla, en el camino al seminario a 250 m de la entrada al seminario (Fig. 9). Se trata de una litofacies de toba consolidada, masiva, de lapilli-ceniza (mLT), moderada en clastos de pómez (33%). La litofacies es pobre en cristales (~8%) y pobre en líticos (<3%). Presenta estrías que son paralelas respecto a la foliación de las milonitas de la falla de Oaxaca, que se piensa son consecuencia de la actividad de esta (Fig. 21). Los clastos de pómez son de 0.5-1.5 cm de longitud, los cuales son moderados en cristales y redondeados. Los cristales y los líticos no se logran identificar a simple vista.



Fig. 21. Afloramiento correspondiente a la toba emplazada en la falla de Oaxaca. Las líneas rojas muestran estrías de falla presentes en la toba que indican que la toba se emplazó mientras la falla seguía activa.

Microscópicamente (Fig. 22), se observan cristales de cuarzo con bordes redondeados, feldespato potásico subhedral a anhedral, microfenocristales de plagioclasa y biotita y xenocristales de zircones redondeados, la matriz es de ceniza pumicítica ligeramente oxidada, los clastos de pómez no tienen cristales. Los clastos líticos no se observan.

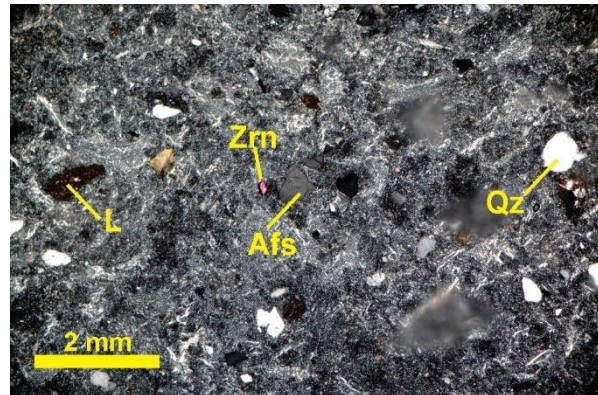


Fig. 22. Fotomicrografía de la toba de la Unidad falla de Oaxaca, mLT, nicoles cruzados. Se observan cristales de feldespato potásico (Afs), cuarzo (Qz) y zircón (Zrn), matriz ligeramente oxidada y lítico (L).

3.2 Zona Mitla

En la zona Mitla se analizó una sucesión de rocas de ~1060 m de espesor (calculado a partir de las curvas de nivel), hacia el noreste del pueblo San Pablo Villa de Mitla, Oaxaca, afloramientos en el poblado Xaaga, Oaxaca, afloramientos a lo largo de la Carretera Internacional, Oaxaca y afloramientos localizados a lo largo de la autopista 179, Oaxaca –

Istmo, a partir de San Pablo Villa de Mitla hasta la desviación a Hierve el Agua. De lo obtenido se realizó una columna estratigráfica (Fig. 23) y un mapa geológico (Fig. 24)

En la literatura se reporta todo el conjunto de rocas volcanoclásticas como Formación de Toba Mitla, el cual se divide en un Miembro Inferior y un Miembro Superior, compuestos por tobas no consolidadas, ignimbritas y depósitos de caída que sobreyacen a rocas volcánicas pre-miocénicas y rocas sedimentarias mesozoicas y subyacen a la Formación Matatlán de depósitos epiclásticos y de caída (Martínez-Serrano et al., 2008). Dicha formación es el objetivo de estudio para esta zona.

Zona Mitla

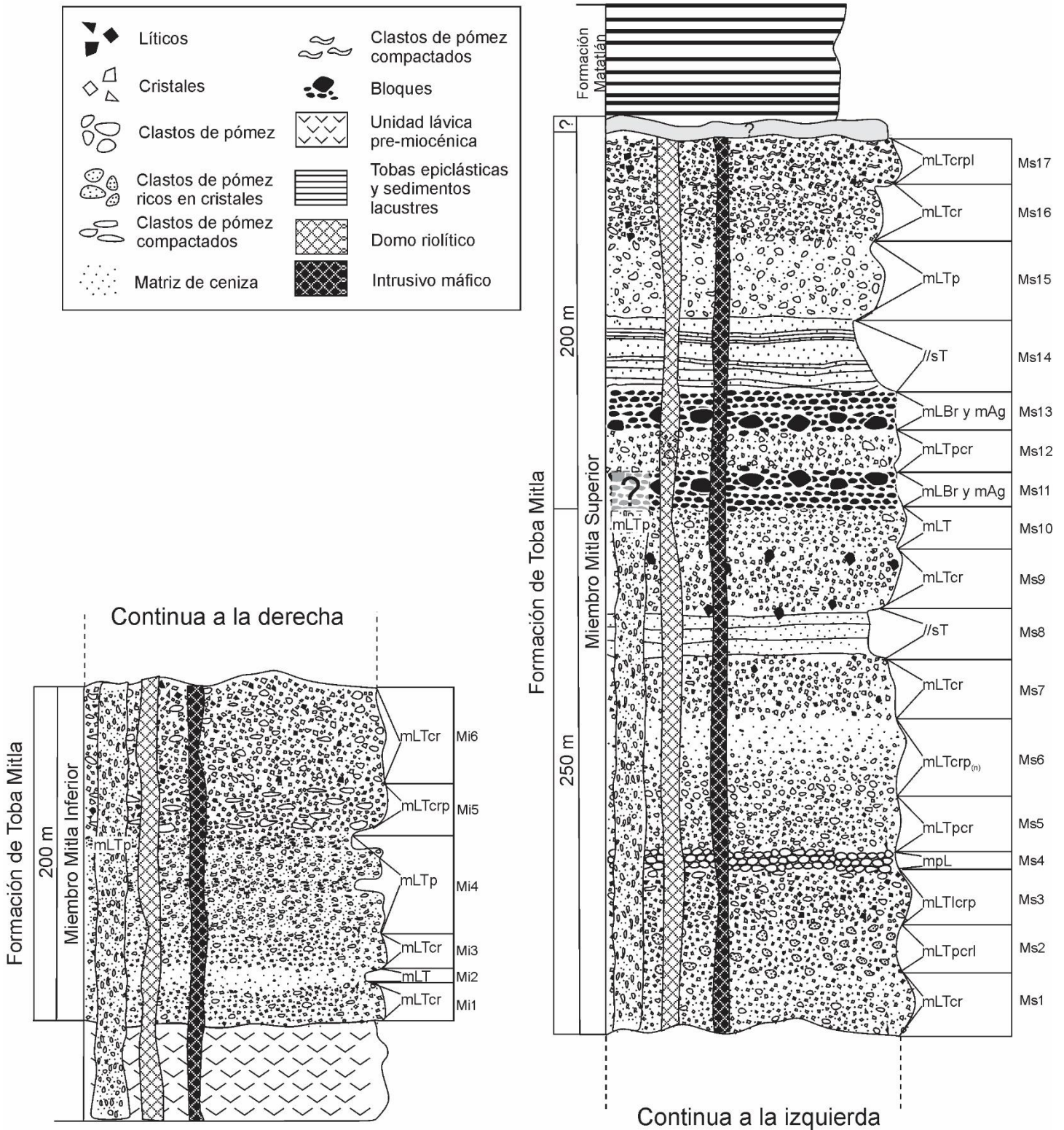


Fig. 23. Columna estratigráfica y por litofacies para la Zona Mitla, formato de columna y simbología de Branney y Kokelaar.

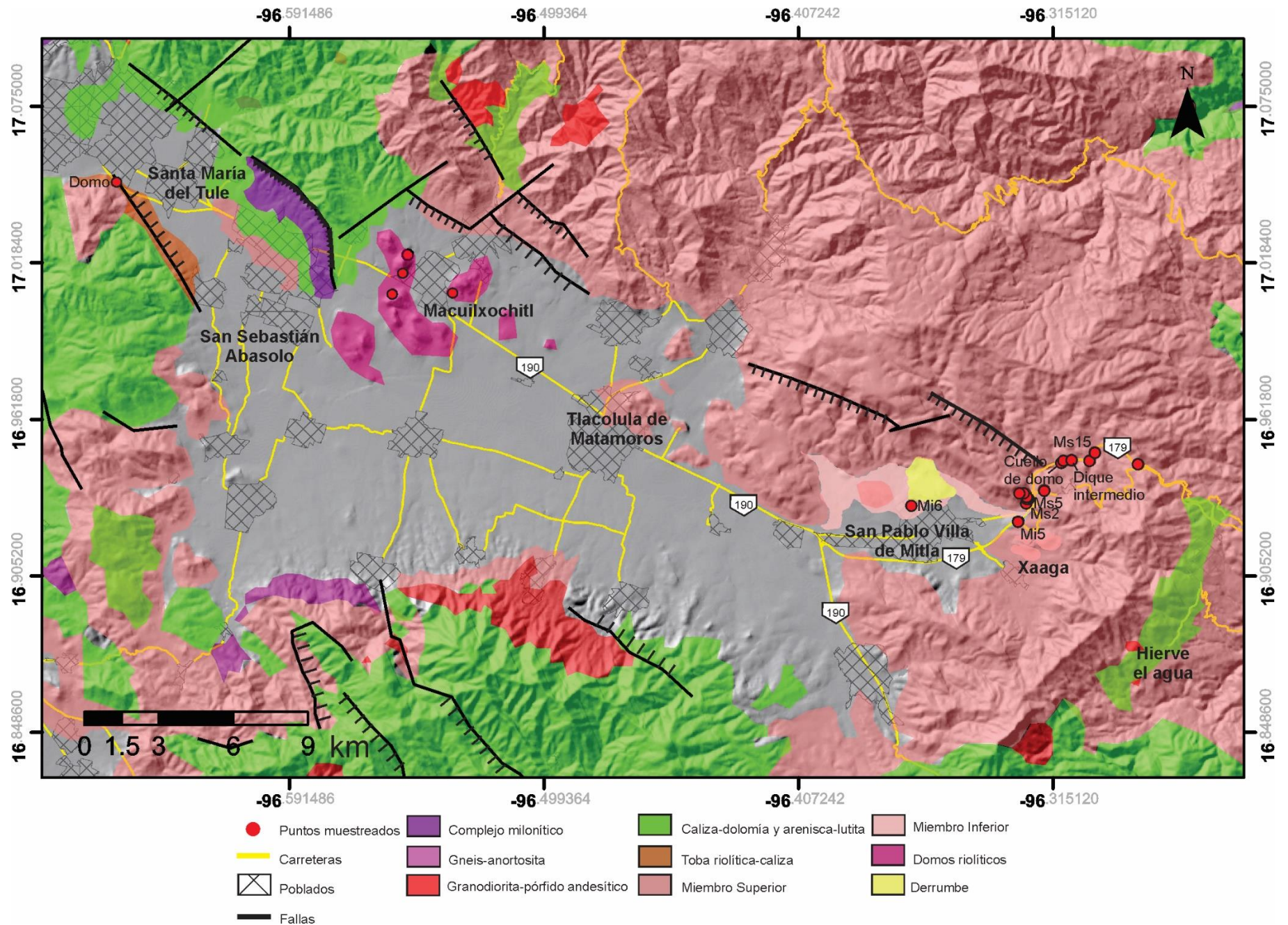


Fig. 24. Mapa geológico de la Zona Mitla en el que se observan mapeados el Miembro Mitla Inferior y Superior y domos riolíticas. Modelo digital de elevación de terreno obtenido a partir de datos de INEGI. Litología y fallas obtenidos de las cartas geológicas E14D48, E14D49, E14D58 y E14D59 del SGM (a excepción de los polígonos correspondientes a Miembro Mitla Inferior, domos riolíticos y derrumbe).

3.2.1 Miembro Inferior

Como su nombre lo dice, este miembro se encuentra en la base de la secuencia, se puede observar en el poblado Xaaga, en la caseta de la autopista 179 Oaxaca-Istmo y en el poblado Mitla. Del Miembro Inferior pudieron observarse seis litofacies que de abajo hacia arriba son las siguientes:

Mi1. Litofacies de toba consolidada, masiva, de lapilli, que es rica en cristales (40%) (mLTcr), es pobre en clastos de pómez (~10%) y pobre en líticos (<15%). Los cristales son principalmente de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los clastos de pómez son de tamaños de 2-5 mm.

Mi2. Litofacies de toba consolidada, masiva de lapilli (mLT) con un contenido moderado de cristales de los cuales se presentan cristales (20%), es una litofacies pobre en clastos de pómez (~10%) y también pobre en líticos (~10%). Los cristales son de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los clastos de pómez son de tamaños de 2-5 mm.

Mi3. Litofacies de toba consolidada, masiva de lapilli, rica en cristales (40%) (mLTcr), es pobre en clastos de pómez (~9%) y pobre en líticos (~8%). Los cristales son de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los clastos de pómez son de tamaños de 2-5 mm.

Mi4. (Fig. 25). Litofacies de toba consolidada, masiva de lapilli-ceniza, ricas en pómez (40%) (mLTp), pobres en cristales (<15%) y son pobres en líticos (<15%). Los clastos de pómez son de 3-7 cm de longitud. Los cristales presentes son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Litofacies de toba consolidada, masiva de lapilli-ceniza, ricas en pómez (38%) (mLTp), pobres en cristales (<15%) y pobres en líticos (<15%). Los clastos de pómez son de 1-3 cm de longitud. Los cristales son de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Las litofacies se encuentran intercaladas en una sucesión pseudoestratificada.



Fig. 25. Afloramiento de la sucesión de litofacias del Miembro Inferior de la Formación de Toba Mitla (Mi4). Se muestran con líneas punteadas algunos ejemplos. Los estratos delgados son los que presentan los clastos de pómez de mayor tamaño y los gruesos son los de clastos de pómez de menor tamaño. Los huecos son producto de la erosión de los clastos de pómez y ayudan a diferenciar los estratos, se puede observar como intermitentemente se presenta un estrato de clastos grandes y otro de clastos de menor tamaño y que el espesor de los estratos es variable.

Mi5. Litofacias de toba consolidada, masiva, de lapilli, rica en cristales (65.4%), rica en clastos de pómez (~35%) (mLTcrp) y pobre en líticos (<2%). Presenta alteración por oxidación que se observa como manchas rojizas en los clastos de pómez (Fig. 26). Los clastos de pómez son ricos en cristales, moderadamente colapsados de color rojo de 1-4 cm de longitud. Los líticos son de 1-3 mm de longitud.



Fig. 26. Afloramiento correspondiente a la litofacies mLTcrp del Miembro Inferior. Se pueden observar las manchas rojas que se generan por la oxidación en los clastos de pómez.

En la lámina delgada se aprecian cristales que se encuentran en contacto entre ellos, se

observan cristales de cuarzo con presencia de bahías de disolución, anhedrales y de bordes redondeados, plagioclasa con maclado polisintético, anhedral y rota, feldespato potásico y biotita subhedral. Los clastos de pómez son moderadamente colapsados y tienen cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, presentan alteración por oxidación. Los líticos son lávicos de composición máfica. La matriz en la que están inmersos los cristales es criptocristalina con esferulitas de vidrio (Fig. 27).

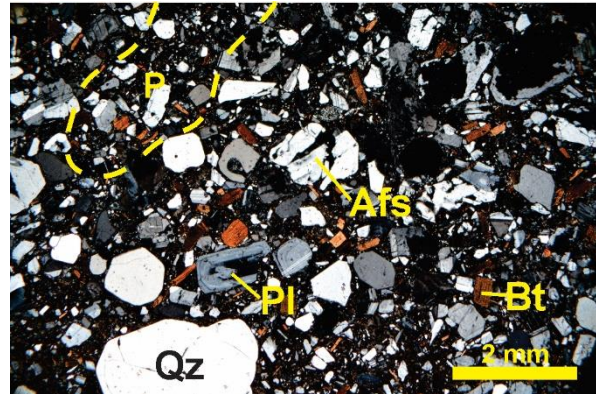


Fig. 27. Litofacies del Miembro Inferior mLTcrp, nicoles cruzados. Se observa clasto de pómez (P) rico en cristales, así como la gran abundancia cristalina de tamaños y formas variados, de cristales de cuarzo (Qz). Se aprecian las bahías de disolución, feldespato potásico (Afs), plagioclasa (Pl) y biotita (Bt).

Mi6. (Fig. 28) Litofacies de toba consolidada, masiva, de lapilli, rica en cristales (65.3%) (mLTcr), moderada en líticos (20%), es moderada en clastos de pómez (18%), la matriz es de ceniza pumicítica. Los líticos son de tamaños de 1-4 cm de longitud que presentan borde

de reacción. Los clastos de pómez varían en longitud de 0.5-1 cm, se observan moderadamente colapsados y ricos en cristales.



Fig. 28. Cantera de Mitla, afloramiento en el que se observa la litofacies mLTcr del Miembro Inferior (Mi6).

Microscópicamente, se observan cristales que en algunos casos se encuentran en contacto unos con otros y se presentan rotos o fracturados. Se observan fragmentos rotos, los cristales presentes son de plagioclasa, subhedral, de maclado polisintético, simple y ambos, con zoneamiento y fracturada, cuarzo con presencia de bahías de disolución, anhedral y de bordes redondeados, feldespato potásico, biotita de dos tamaños, grande y oxidada y pequeña. Los clastos de pómez son moderadamente colapsados, con cristales de biotita, cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Los líticos son lávicos, máficos y alterados por oxidación, que presentan un borde de oxidación. Los feldespatos se encuentran alterados a calcita y sericita y la matriz es criptocristalina (Fig. 28).

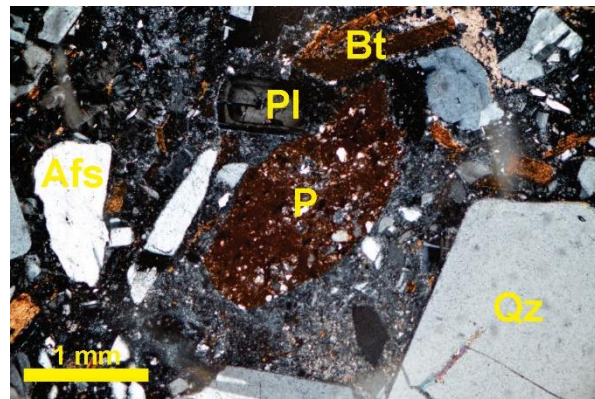


Fig. 29. Litofacies del Miembro Inferior mLTcr, nículos cruzados. Se observa un clasto de pómez (P) rico en cristales y oxidado, se observan también cristales de cuarzo (Qz), plagioclasa (PI), feldespato potásico (Afs) y biotita (Bt) y matriz criptocristalina.

3.2.2 Miembro Superior

El Miembro Superior de la Formación de Toba Mitla se observó a lo largo de la Carretera Internacional, Oaxaca y a lo largo de la Autopista 179, Oaxaca – Istmo, a partir de San Pablo Villa de Mitla hasta la desviación a Hierve el Agua.

Se pudieron observar 17 litofacies, que son las siguientes de la base a la cima:

Ms1. (Fig. 30) Litofacies de toba consolidada, masiva, de lapilli, rica en cristales (46%) (mLTcr), que es pobre (~9%) en líticos, moderada en clastos de pómez (24%). Los líticos son de 1-3 mm de longitud. Los clastos de pómez son redondeados de 0.2-1 cm de longitud y ricos en cristales principalmente de biotita.



Fig. 30. Afloramiento de litofacies mLTcr del Miembro Superior. Se observa la ausencia de líticos.

Microscópicamente, se observan cristales de plagioclasa subhedral, fracturada y rota, con maclado polisintético y zoneamiento, cuarzo anhedral y fracturado, biotita subhedral, feldespato potásico subhedral y anhedral, roto y fracturado, con maclado de Carlsbad y zoneamiento. Los clastos de pómez presentan cristales de biotita y plagioclasa y son principalmente vítreos.

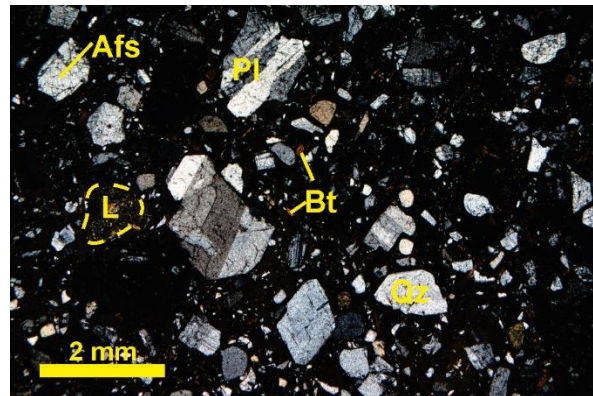


Fig. 31. Fotomicrografía de la litofacies mLTcr, nicoles cruzados. Se observa que se trata de una roca rica en cristales de cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl), feldespato potásico (Afs) y biotita (Bt), también se puede apreciar un lítico oxidado.

Los líticos son de rocas lávicas, redondeados con plagioclasa y se encuentran alterados por oxidación. La matriz de la litofacies es vítrea de ceniza. (Fig. 31).

Ms2. Litofacies de toba consolidada, masiva, de lapilli, moderadamente soldada, rica en clastos de pómez (43%), es rica en cristales (~37%) y rica en líticos (38%) (mLTpcri). Los clastos de pómez son de 1-7 cm de longitud que son ricos en cristales de biotita. Los cristales que se observan son de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los líticos son ignimbríticos y lávicos.

Ms3. (Fig. 32) Litofacies de toba consolidada, masiva, de lapilli, moderadamente soldada, rica en líticos (~40%). Es rica en cristales (35%), rica en clastos de pómez (35%) (mLTlcrp). Los líticos son lávicos máficos y líticos tobáceos, de tamaños de 1-5 cm de longitud. Los clastos de pómez son redondeados, ricos en cristales de biotita.



Fig. 32. Litofacies mLTlcrp del Miembro Superior. Se puede observar una forma escarpada que es debida a la presencia de gran cantidad de líticos y clastos de pómez de tamaños grandes.

A escala microscópica se observan cristales de cuarzo de formas anhedrales, redondeados y con bahías de disolución, cristales de feldespato potásico, anhedrales, redondeados que llegan a presentar bahías, plagioclasa que se encuentra rota, subhedral, con maclado polisintético y cristales de biotita, subhedral y no rota.

La lámina delgada muestra dos tipos de líticos que parecen ser tobas, uno de ellos está conformado principalmente de cristales rotos o fracturados, subhedrales y anhedrales de feldespato potásico, plagioclasa con maclado polisintético y biotita en una matriz de ceniza (Fig. 33A). El segundo tipo presenta minerales fracturados o rotos, subhedrales y anhedrales de feldespato potásico con bahías y plagioclasa de maclado polisintético, también presenta esferulitas de vidrio de ~4 mm en una matriz de ceniza. Todos los componentes se encuentran en una matriz vítrea (Fig. 33B).

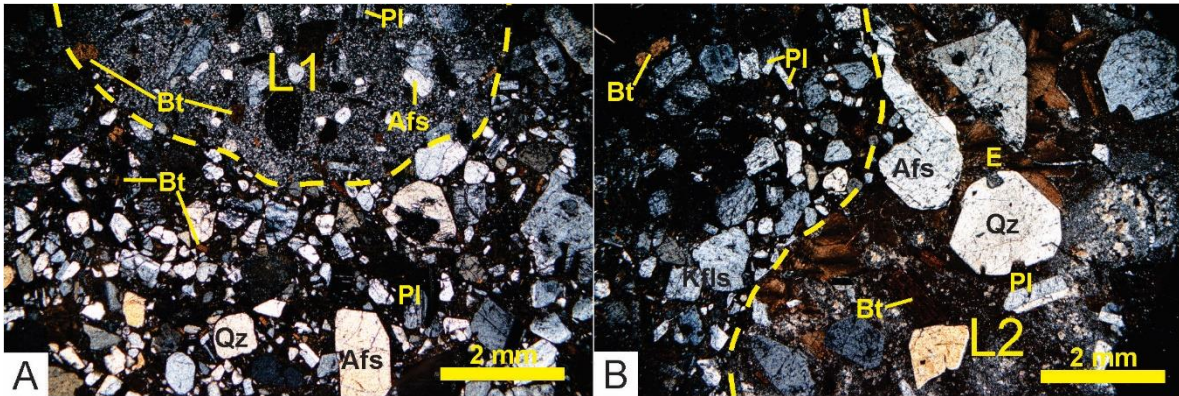


Fig. 33. Fotomicrografía de mLTlcr del Miembro Superior, nicoles cruzados. A) Se observa el primer tipo de lítico (L1), se puede apreciar la diferencia en el contenido de cristales que en el caso del lítico es menor en comparación con la roca que lo contiene y las diferencias en matriz. B) Se observa el segundo tipo de lítico (L2), se aprecia la diferencia en el tamaño de los cristales, se observan las esferulitas vítreas de tamaño grande (E).

Ms4. (Fig. 34) Entre la litofacies anterior (mLTlcr de Ms3) se observa una litofacies consolidada de pómez masiva de lapilli (pmL) de 60 cm de espesor, con clastos de pómez con tamaños de 3-5 cm de longitud, ricos en cristales.



Fig. 34. Litofacies pmL del Miembro Superior. Se observan estrato con clastos de pómez. En círculos rojos se aprecian ejemplos de los clastos de pómez.

Ms5. Litofacies de toba consolidada, masiva, de lapilli, rica en clastos de pómez (~40%), también es una litofacies rica en cristales (38.3%) (mLTpocr) (Fig. 35) y pobre en líticos (~12%). Los clastos de pómez son de 0.5-5 cm de longitud y son ricos en cristales, Los líticos son de origen lávico, de 3-5 mm de longitud.



Fig. 35. Litofacies mLTpcr del Miembro Superior. Se pueden observar los clastos de pómez de tamaños variados y la ausencia de líticos.

En lámina delgada se observan cristales de feldespato potásico anhedrales y subhedrales, cristales de plagioclasa subhedrales y de maclado polisintético, biotitas subhedrales y cuarzo anhedral y roto. Los líticos son principalmente tobáceos, ricos en cristales de plagioclasa, biotita, cuarzo y feldespato potásico y también hay presencia de líticos lávicos máficos sericitizados. La matriz es de ceniza pumicítica criptocristalina (Fig. 36).

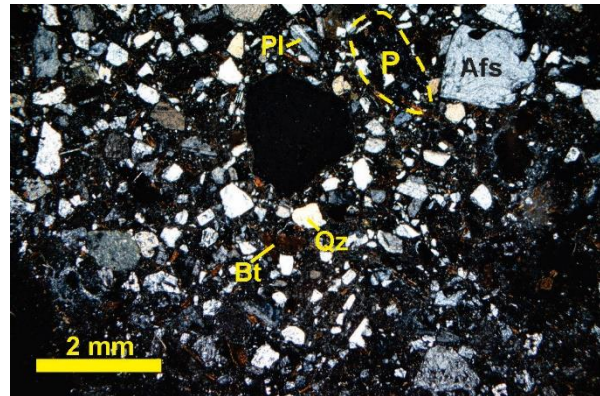


Fig. 36. Fotomicrografía de mLTpcr del Miembro Superior, nicoles cruzados. Se puede observar un clasto de pómez (P) rico en cristales, también se observa que se trata de una litofacies rica en cristales de feldespato potásico (Afs),

Ms6. (Fig. 37) Litofacies de toba consolidada, masiva, de lapilli, rica en cristales (37%) y en clastos de pómez (42%) que presentan gradación normal (mLTcrp_(n)) y que es pobre en líticos (<15%). Los clastos de pómez son de 1-5 cm de longitud. En lámina delgada se observan cristales de feldespato potásico de formas anhedrales y subhedrales, cristales de plagioclasa que son subhedrales y de maclado polisintético, también biotitas subhedrales y

cuarzo anhedral y roto. Los clastos de pómez son ricos en cristales, principalmente de plagioclasa y biotita y la matriz es de ceniza pumicítica.

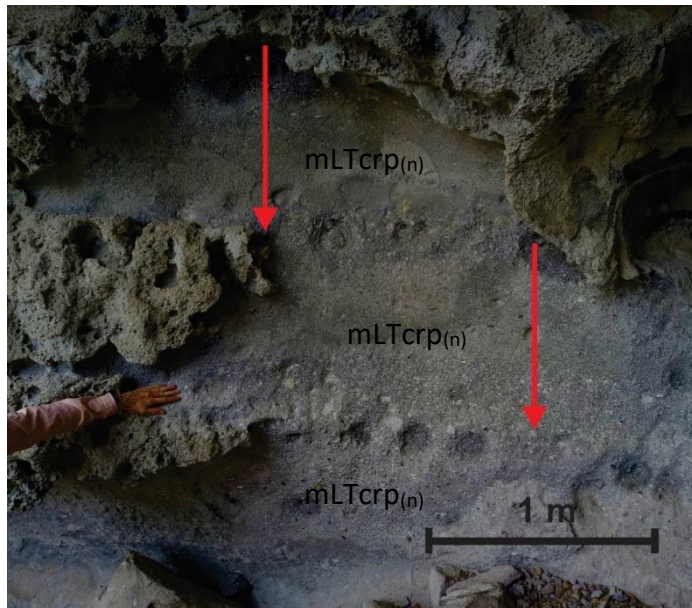


Fig. 37. Litofacies $mLTcrp_{(n)}$ del Miembro Superior. Se puede observar la gradación normal de clastos de pómez.

Ms7. Litofacies de toba consolidada masiva de lapilli rica en cristales (36%) ($mLTcr$), que es pobre en líticos (13%) y pobre en clastos de pómez (9%). Los líticos son de origen lávico y los clastos de pómez son ricos en cristales de plagioclasa y biotita, redondeados y de tamaños de 3 mm-1 cm de longitud.

En lámina delgada se observan cristales rotos de feldespato potásico, de formas anhedrales y subhedrales, cristales de plagioclasa subhedrales y de maclado polisintético, biotitas subhedrales y cristales de cuarzo anhedrales y rotos. Los líticos son lávicos máficos y oxidados y fragmentos de rocas piroclásticas ricos en cristales de biotita y feldespato potásico. Los clastos de pómez son ricos en cristales, principalmente de feldespato potásico, biotita y cuarzo. La matriz es criptocristalina (Fig. 38).

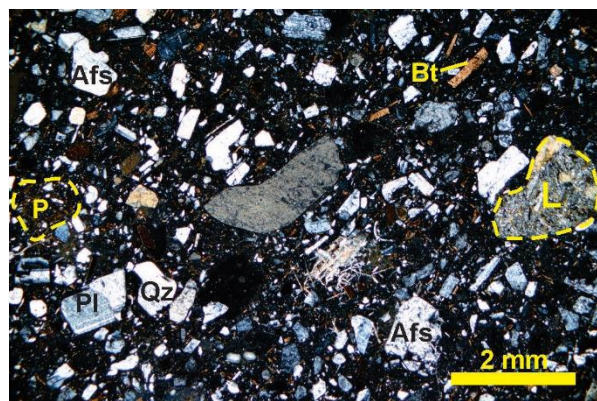


Fig. 38. Fotomicrografía de la litofacies $mLTcr$, nícoles cruzados. Se observa la presencia de un clasto de pómez (P) rico en cristales, lítico lávico (L) y cristales de feldespato potásico (Afs), plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz) y biotita (Bt).

Ms8. (Fig. 39) Litofacies de toba consolidada, de ceniza, con estratificación paralela (//sT), que es pobre en cristales (<15%).

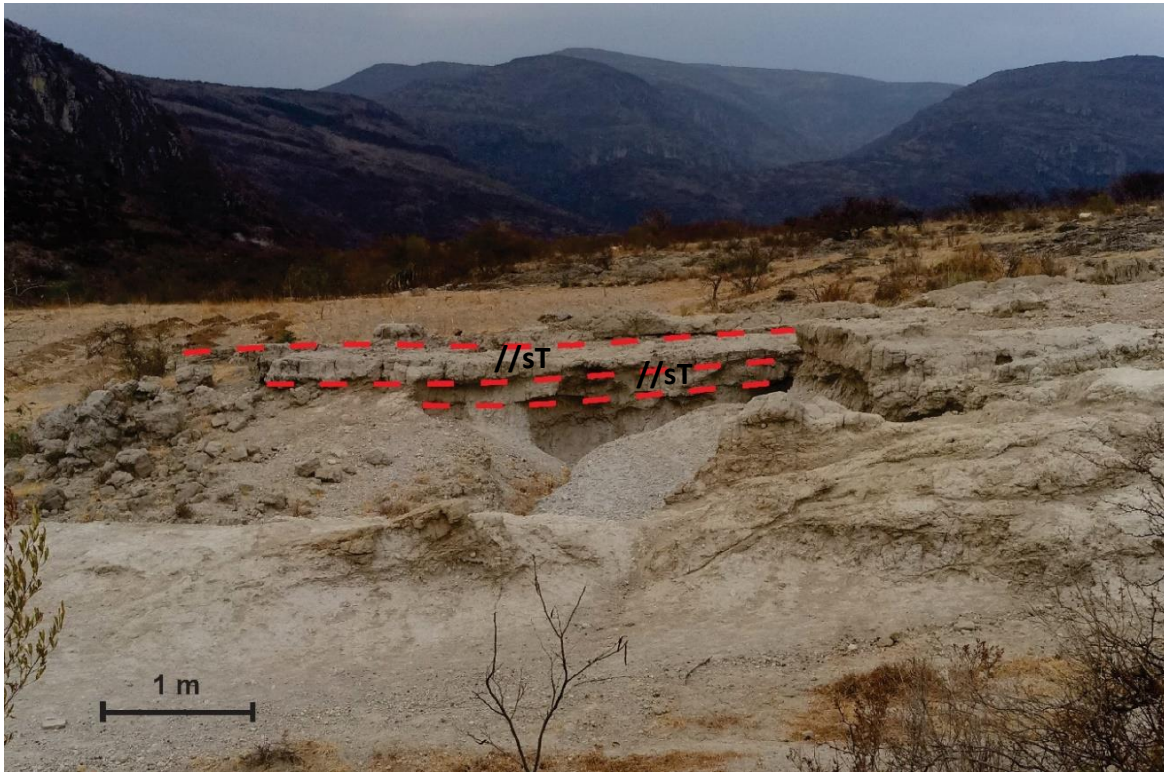


Fig. 39. Litofacies //sT, se puede observar la estratificación.

En lámina delgada se observa la presencia de ceniza, una matriz que presenta texturas esferulíticas, se observan fenocristales fracturados y rotos, de los cuales se identifican biotita, plagioclasa de maclado polisintético, feldespato potásico y cuarzo. Todos los componentes se encuentran en una matriz criptocristalina (Fig. 40).



Fig. 40. Fotomicrografía de la litofacies //sT, nícoles cruzados. Se observa que el principal componente es ceniza alterada, se observan cristales de feldespato potásico (Afs) y biotita (Bt) fracturados.

Ms9. Litofacies de toba consolidada, masiva, de lapilli, rica en cristales (35.5%)

(mLTcr), que es pobre en clastos de pómez (13%), pobre en líticos (10%). Los clastos de

pómez son de tamaños de 1-3 cm de longitud y ricos en cristales. Los líticos son de origen lávico que tienen tamaños de 5-10 cm de longitud.

Microscópicamente, se observan cristales casi en contacto entre ellos, cristales de feldespato, de los cuales algunos se encuentran con bahías y de formas anhedrales, plagioclasas de maclado polisintético, anhedrales, rotas y zoneadas, cristales de biotita que se encuentran anhedrales y subhedrales y cristales de cuarzo con bahías de disolución. Los clastos de pómez tienen cristales de biotita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. No se observan líticos en la lámina delgada (Fig. 41).

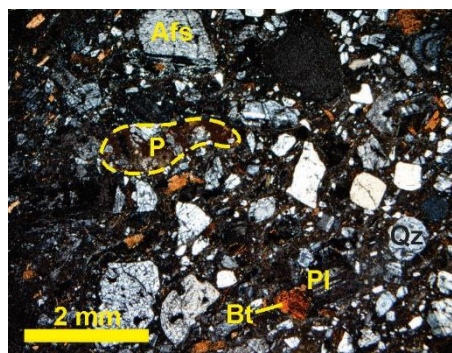


Fig. 41. Fotomicrografía de la litofacies mLTcr del Miembro Superior, nícoles cruzados. Se observa un clasto de pómez (P) rico en cristales, así como una gran abundancia de cristales de feldespato potásico (Afs), plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz) y biotita (Bt).

Ms10. Toba consolidada, masiva, de lapilli (mLT), de abundancia moderada de clastos de pómez (30%). Es moderada en cristales (20 %). Los clastos de pómez son de tamaños de 3 mm-1 cm de longitud. Microscópicamente, se pueden observar glomero-cristales de cuarzo, cristales de plagioclasas anhedrales y sericitizadas y cristales de biotita. Los clastos de pómez se llegan a observar alterados a sericita y en proceso de desvitrificación. Los componentes presentes se encuentran en una matriz criptocristalina alterada a sericita (Fig. 42).

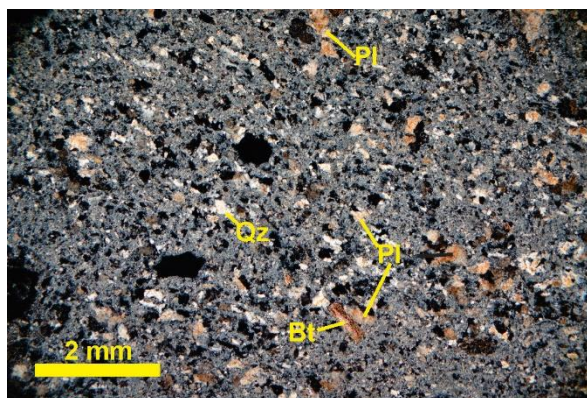


Fig. 42. Fotomicrografía de la litofacies mLT del Miembro Superior, nícoles cruzados. Se observa que se trata de una litofacies alterada compuesta de glomero-cristales de cuarzo (Qz), plagioclasa sericitizada (Pl) y biotita oxidada (Bt).

Ms11. Sucesión de litofacies de brechas consolidadas líticas masivas (mLBr) y aglomerados masivos (mAg) (Fig. 43), consolidados, en estratos concordantes paralelos de 2 cm-2 m, de gravas y bloques sedimentarios y volcánicos con tamaños de 1-40 cm de longitud.

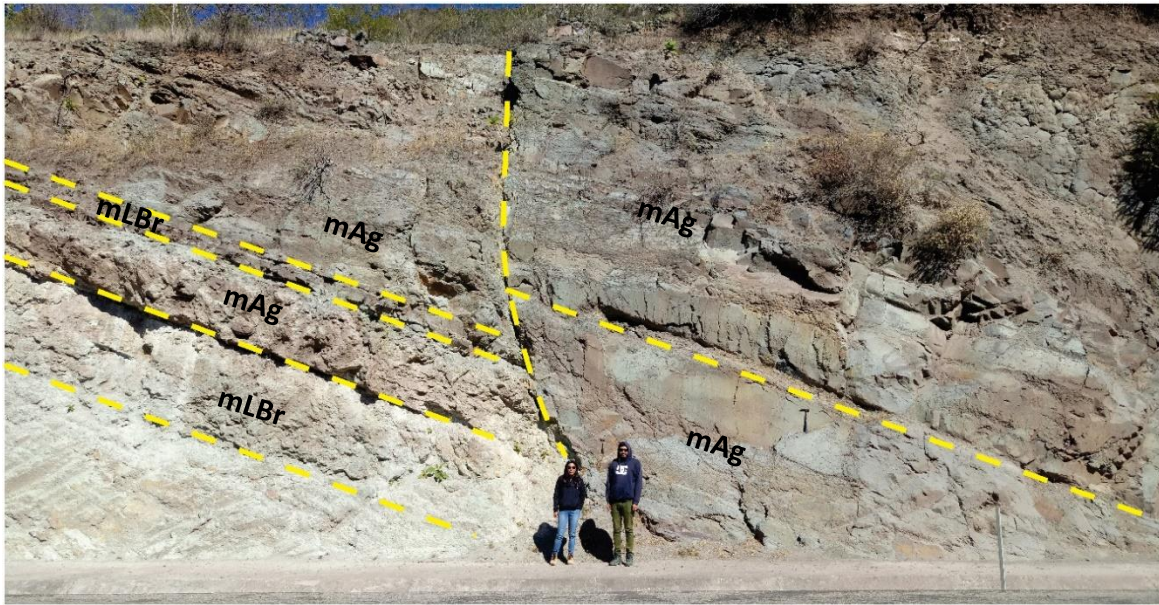


Fig. 43. Afloramiento del Miembro Superior en el que se observa parte de la sucesión de brechas líticas masivas y bloques cortada por una falla normal.

Ms12. (Fig. 44) Toba consolidada, masiva, de lapilli, rica en clastos de pómez (38%), es rica en cristales (35.2%) (mLTpcr), es moderada en líticos (24%). La matriz es de ceniza pumicítica color gris. Los clastos de pómez son de 0.5-2 cm de longitud y ricos en cristales. Los cristales presentes son de biotita, cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Los líticos son de origen lávico con tamaños de 0.3-1 cm.

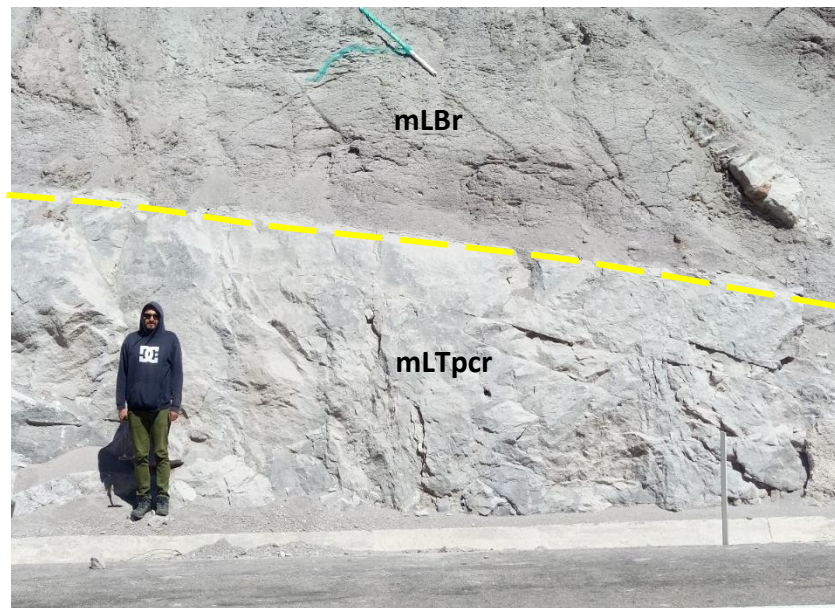


Fig. 44. Afloramiento del Miembro Superior. Se observa debajo la litofacies mLTpcr de Ms12, encima se observa litofacies mLBr de Ms13.

Microscópicamente, se observan cristales de cuarzo redondeados y circulares, cristales de feldespato potásico subhedrales, esqueléticos y sericitizados, cristales de biotitas alargados y bien preservados, microfenocristales de plagioclasa y sericitizados, fragmentos líticos de toba, clastos de pómez sin cristales. La matriz es de ceniza pumicítica con presencia de esquirlas de vidrio y rasgos de desvitrificación (Fig. 45).

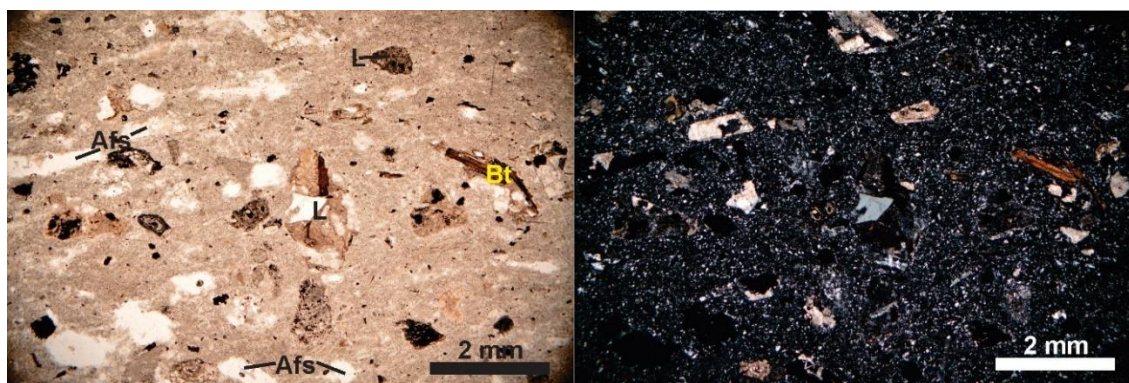


Fig. 45. Fotomicrografía de la litofacies mLTPcr del Miembro Superior, luz paralela (izquierda) y nícoles cruzados (derecha). Se observa la presencia de los clastos líticos de toba, cristales esqueléticos de feldespato potásico (Afs), cristales de biotita (Bt) y la matriz con rasgos de desvitrificación.

Ms13. Sucesión de litofacies de brechas líticas masivas (mLBr), consolidadas y aglomerados masivos (mAg), consolidados (Fig. 43) que se encuentran en estratos concordantes paralelos de 2 cm-2 m, de gravas y bloques sedimentarios y volcánicos con tamaños de 1 – 40 cm de longitud.

Ms14. Litofacies de ceniza de estratificación paralela (//sT) (Fig. 46) cuyos estratos tienen un espesor que va de 5 cm-1 m. Esta litofacies se encuentra cortada por un cuerpo hipabisal máfico.



Fig. 46. Afloramiento de la litofacies //sT del Miembro Superior. Se pueden observar estratos, los cuales están conformados por ceniza.

Ms15. Toba consolidada, masiva, de lapilli, rica en clastos de pómez (42%) (mLTp), litofacies pobre en cristales (11%) y pobre en líticos (9%). Los clastos de pómez son de tamaños de 4 mm-1 cm de longitud. Los líticos son de origen lávico con tamaños de 1-4 mm de longitud.

Microscópicamente, se observan cristales de feldespato potásico fracturados, cristales de cuarzo con bahías de disolución, cristales de plagioclasa de maclado polisintético y rotos y cristales de biotita. Los clastos de pómez se encuentran ligeramente colapsados, son moderados en cristales de biotita, cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Los líticos no se observan y la matriz es criptocristalina de textura eutaxítica (Fig. 47).

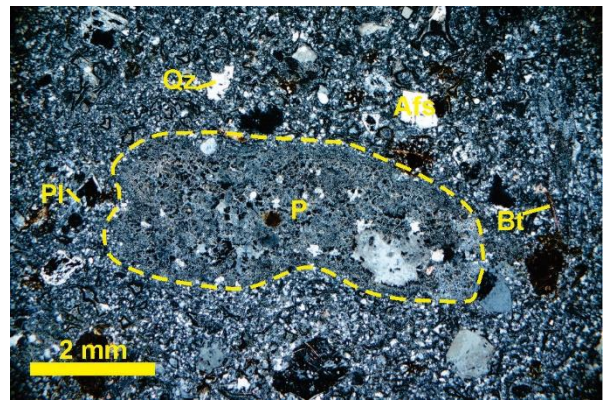


Fig. 47. Fotomicrografía de la litofacies mLTp del Miembro Superior, nicoles cruzados. Se observa un clasto de pómez (P) moderado en cristales, así como cristales de feldespato potásico (Afs), cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl) y biotita (Bt).

Ms16. Litofacies de toba consolidada, masiva, de lapilli, rica en cristales (37%) (mLTcr), que es moderada en clastos de pómez (27%) y pobre en líticos (<15%). Los cristales presentes son de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los clastos de pómez son de tamaños de 1-5 cm de longitud.

Ms17. (Fig. 48) Litofacies de toba consolidada, moderadamente soldada, masiva, de lapilli, rica en cristales (36%), rica en clastos de pómez (38%), moderada en líticos (26%) (mLTcrpl). Los cristales presentes son de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Los clastos de pómez son muy colapsados sin llegar a ser *fiammes*, de 4-10 cm de longitud, con cristales. Los líticos son de origen lávico de tamaños de 1-5 cm de longitud.

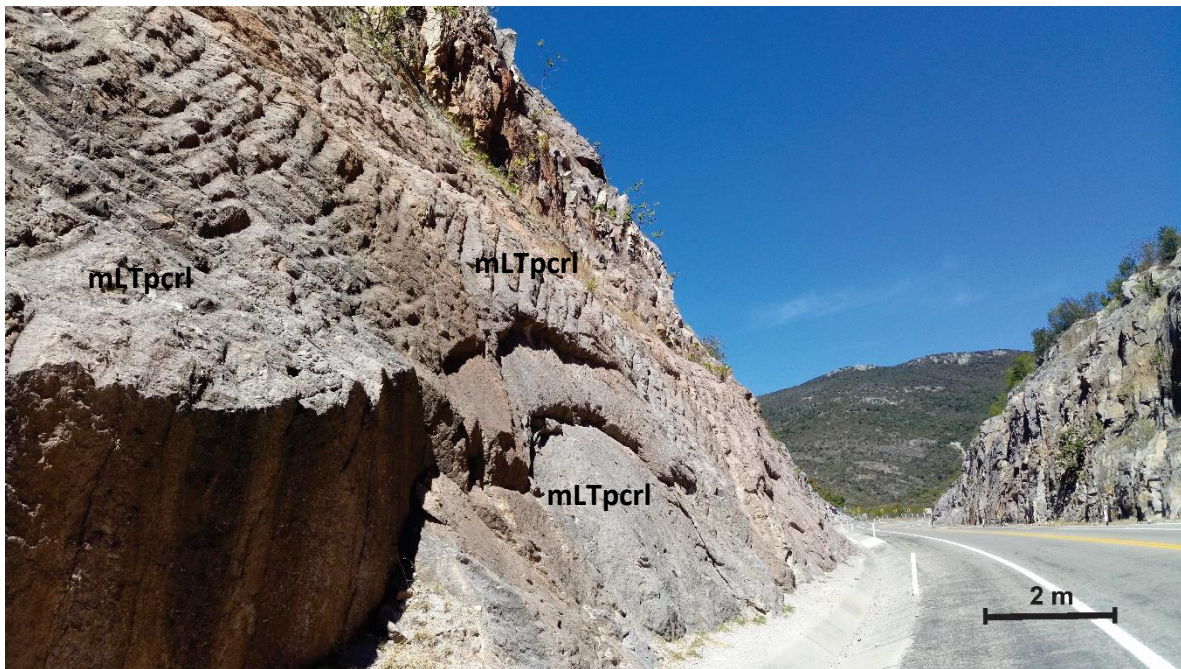


Fig. 48. Afloramiento correspondiente a la litofacies mLTcrpl del Miembro Superior.

Microscópicamente, se observan fenocristales de feldespato potásico esqueléticos, subhedrales y sericitizados, cristales de plagioclasa esqueléticos y sericitizados, cuarzo redondeado y biotita ligeramente oxidada. Los clastos líticos son lávicos y los clastos de pómez están colapsados sin llegar a ser *fiammes*, oxidados y con rasgos de flujo, en algunos casos presentan bordes esferulíticos. La matriz es de ceniza pumicítica con rasgos de flujo y desvitrificación (Fig. 49).

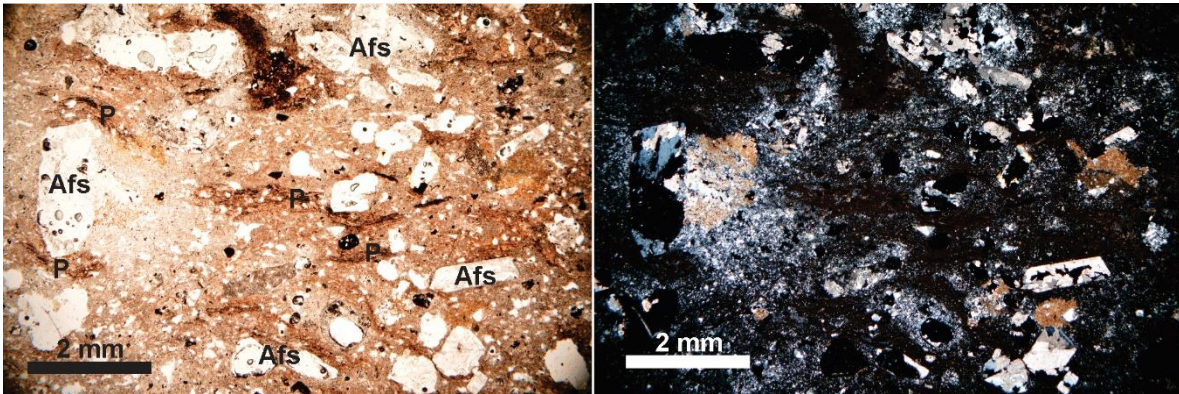


Fig. 49. Fotomicrografía de la litofacies mLTpcri del Miembro Superior, luz paralela (izquierda) y nicoles cruzados (derecha). Se observan cristales de feldespato potásico con textura esquelética, clastos de pómez muy colapsados que les dan una apariencia alargada y ondulada, pero que no llegan a ser fiammes, se observa la matriz con rasgos de desvitrificación.

3.3 Cuerpos hipabisales

En la autopista 179 Oaxaca-Ixtmo a partir de las relaciones de corte y la mineralogía observada a macroescala y microescala, se pudieron identificar tres tipos de cuerpos hipabisales que fueron cuellos de domos félsicos, diques máficos y diques piroclásticos.

3.3.1 Cuello de domo félsico

Este cuerpo hipabisal en escala micro (Fig. 50), meso y macroscópica (Fig. 51), presentan una textura esferulítica compuesta de cuarzo y feldespato potásico cuyo núcleo parece ser una cavidad, también se observan cristales de biotita oxidada.

La matriz es cristalina. Se observa intrusionando la litofacies de Ms10 del Miembro Superior de la Formación de Toba Mitla.

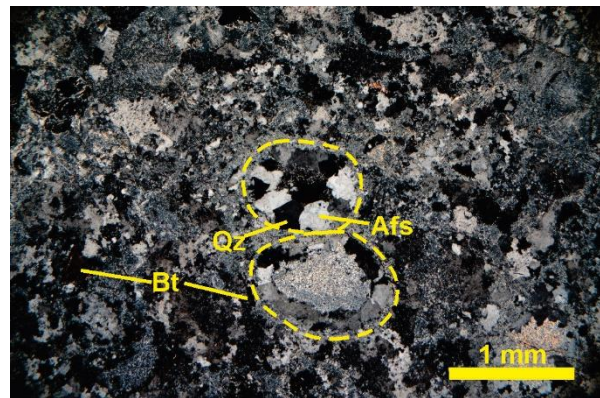


Fig. 50. Fotomicrografía de roca del cuello de domo, nicoles cruzados. Se observan las esferulitas encerradas con líneas punteadas compuestas de cuarzo (Q) y feldespato potásico (Afs), también se pueden observar cristales de biotita alterados y la matriz cristalina.



Fig. 51. Parte del cuello de domo riolítico, las formas circulares que se observan corresponden a las esferulitas.

3.3.2 Diques intermedios

En macro, meso y microescala, presentan textura vitrofídica y pilotaxítica con fenocristales de plagioclasa fracturados y sericitizados, cristales de clinopiroxeno (augita), anfíbol (hornblenda) y microfenocristales de plagioclasa que presentan una orientación preferente, la matriz es criptocristalina (Fig. 52). Dichos diques se observan intrusionando las litofacies de Ms14 y Ms17 del Miembro Superior de la Formación de toba Mitla.

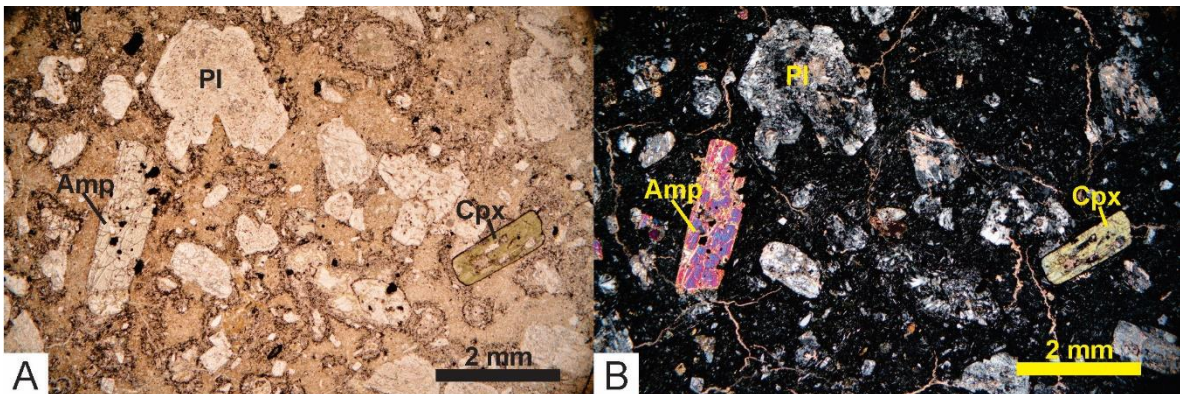


Fig. 52. Fotomicrografía del dique intermedio. A) Luz paralela. B) Nícoles cruzados. Se observa cristal de anfíbol, cristal de clinopiroxeno y cristales de plagioclasa alterados y fracturados en una matriz criptocristalina con microfenocristales de plagioclasa.

3.3.3. Dique piroclástico

Este cuerpo se puede observar intrusionando entre las litofacies de Ms10 y Ms11, lo cual genera un plegamiento en la litofacies mLBr de Ms11, como se observa en la Fig. 53. Se trata de una litofacies de toba masiva, de lapilli, rica en clastos de pómez (42%) (mLTp) y pobre en líticos (4%). La matriz es de ceniza pumicítica, de color verde con bajo contenido de cristales (4%). Los clastos de pómez son de tamaños que van de 0.5-4 cm de longitud.



Fig. 53. Afloramiento del Miembro Superior donde debajo de la línea roja punteada se observa la litofacies mLTp, la cual se observa que pliega las litofacies mLBr de Ms11.

En lámina delgada se observan fenocristales de feldespato potásico de textura esqueletal y sericitizados, cristales de cuarzo de textura esqueletal, microfenocristales de plagioclasa sericitizada, cristales de biotita completamente alterados a sericita. Los clastos de pómez se encuentran alterados a sericita. La matriz es de ceniza pumicítica con rasgos de desvitrificación y flujo (Fig. 54).

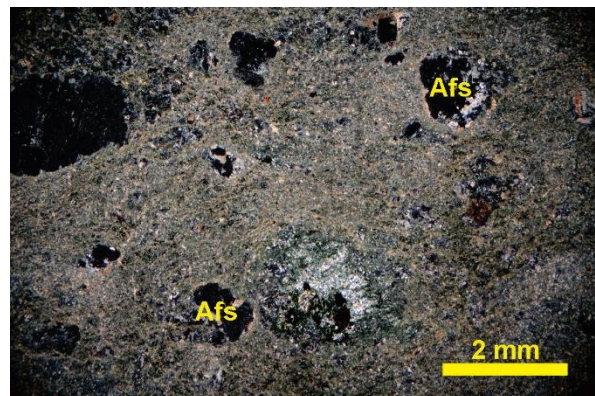


Fig. 54. Fotomicrografía del dique piroclástico, mLTp, nicoles cruzados. Se observan los cristales de feldespato potásico (Afs) de textura esqueletal y sericitizados, así como la matriz alterada.

4. Geoquímica

Para los estudios geoquímicos, en la Zona Etna se seleccionaron cinco muestras representativas de tobas usando el criterio de que la fracción a analizar tuviera la menor cantidad de líticos y clastos de pómez posibles y que no tuvieran alteraciones. Para la Zona Mitla se seleccionaron siete muestras de las cuales, cinco son tobas (se usó como criterio de selección que hubiera un bajo contenido de líticos y de clastos de pómez y que no tuvieran alteraciones), una pertenece a un dique máfico y otra más a un domo riolítico. A todas las muestras se les realizaron análisis de roca total de elementos mayores empleando la técnica fluorescencia de rayos X. Los datos obtenidos se recalcularon a 100% sin los valores de pérdida por calcinación (Anexo. Tabla de datos 1 y Tabla de datos 2). De los datos obtenidos se obtuvo la clasificación geoquímica de cada muestra usando el diagrama TAS (*Total Alkali Silica*), se hicieron diagramas de variación de Harker y AFM. Para lo anterior se tomó en cuenta que las pérdidas por calcinación en las tobas pueden ser ligeramente altas debido a la naturaleza de su formación y componentes, por lo que las clasificaciones obtenidas en el diagrama nos sirven para tener una idea de su composición, lo cual fue corroborado con la petrografía.

Para la Zona Etna a las cinco muestras se les hicieron análisis de elementos traza y difracción de rayos X para determinar las arcillas presentes en cada muestra y así determinar el porqué de las coloraciones.

El diagrama de TAS (Fig. 55) reveló que las muestras graficadas se encuentran en el campo subalcalino. Para la Zona Etna las muestras son de composición riolítica, a excepción de una muestra de composición dacítica cercana al área riolítica, lo cual nos indica que no existen en realidad grandes variaciones entre muestras y que las ligeras variaciones pueden estar dadas por diferencias entre los demás elementos mayores y por procesos deutéricos.

Para la Zona Mitla observamos graficadas muestras pertenecientes al Miembro Inferior y superior de la Formación de Toba Mitla, una muestra de composición traquiandesítica que corresponde a un dique y dos muestras de composición riolítica correspondiente a un domo. Las muestras correspondientes al Miembro Inferior son de composición riolítica,

muy cercanas al límite con el campo de composición dacítico. Respecto a las muestras pertenecientes al Miembro Superior, se observa una muestra que cae en el campo de las traquidacitas, la cual corresponde a los datos obtenidos del análisis de una pómez. Una muestra en el campo de las dacitas correspondiente a una muestra obtenida de un nivel superior a donde se encontró la muestra de pómez y una muestra en el campo de las riolitas correspondiente a uno de los niveles más altos, esto puede indicar la tendencia hacia la composición riolítica conforme ocurrió evolución magmática.

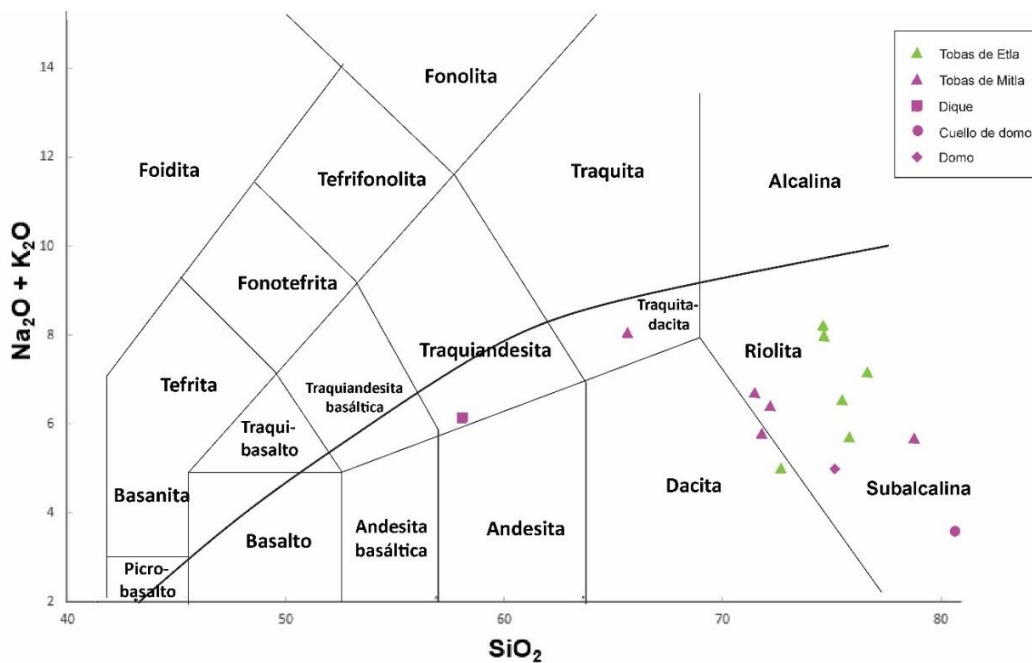


Fig. 55. Diagrama de TAS (Le Bas, et al., 1986) y línea divisoria de campos alcalino y subalcalino (Irvine y Baragar, 1971) en donde se encuentran graficadas las muestras representativas de la Zona Etla en color verde y las muestras representativas de la Zona Mitla en rosa. Datos en el anexo.

Los diagramas de Harker (Fig. 56) muestran que las rocas de la Zona Etla provienen de magmas más evolucionados que los de la Zona Mitla, revelan un comportamiento típico de las últimas fases de la cristalización fraccionada, respecto a estas, se observan los decrecimientos en abundancias en Al₂O₃, MnO, MgO, TiO₂ y P₂O₅. También se observan las tendencias al aumento en abundancia de K₂O. Respecto a Fe₂O₃ (total) se observa la tendencia a bajas abundancias en las muestras y entre ellas las diferencias están dadas por el contenido de biotita. Las variaciones presentes en Na₂O y K₂O se asocian a que el sodio y el potasio son elementos muy móviles y se pueden perder o enriquecer por la presencia de fluidos en el proceso de enfriamiento.

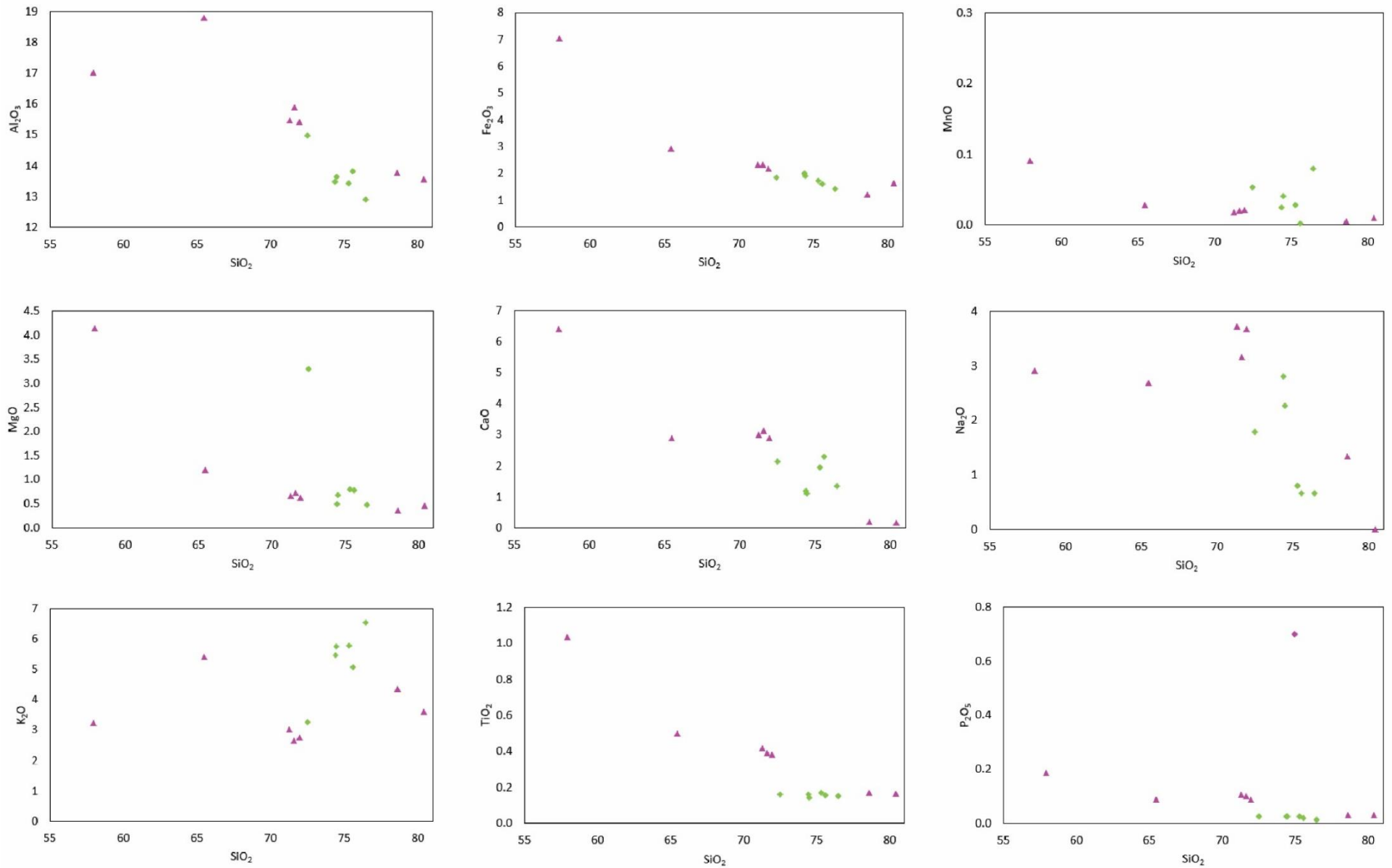


Fig. 56. Diagramas de variación de Harker (variación de los elementos mayores de las muestras analizadas respecto al sílice, en verde Zona Etna y en rosa Zona Mitla) (Le Maitre, et al., 1989). (Datos en el anexo).

El diagrama AFM (Fig. 57) nos muestra que las rocas muestreadas pertenecen a la serie calcoalcalina, lo cual afirma que se son productos de un ambiente de arco. Como se dijo antes las rocas pertenecientes a la Zona Etna son provenientes de magmas más evolucionados que los de la Zona Mitla, lo cual se observa en el diagrama. La muestra que sale desfasada del resto corresponde a una muestra de la Zona Etna con un enriquecimiento de Mg que se puede observar en la Tabla 1 de datos en el anexo, que puede deberse a la movilidad del elemento en las etapas de enfriamiento. La muestra perteneciente a la serie toleítica corresponde a un domo riolítico, el cual se piensa que salió desfasada debido a un enriquecimiento de Fe por alteración posterior.

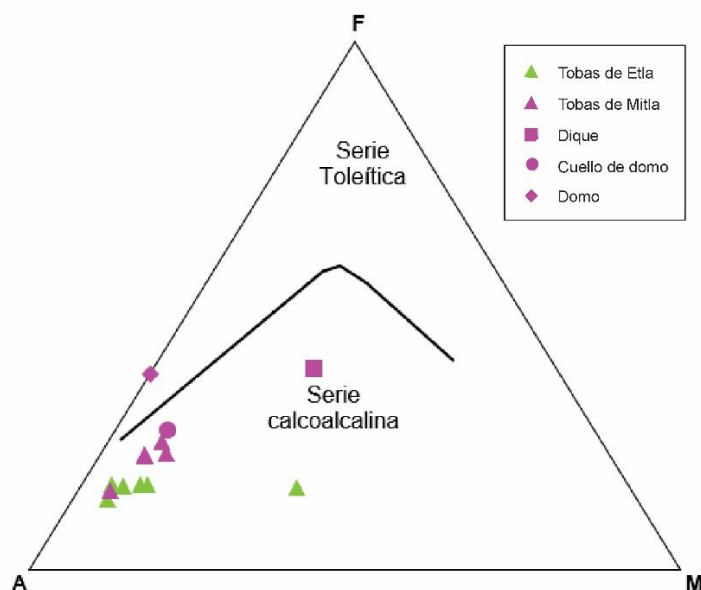


Fig. 57. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) para las muestras correspondientes a la Zona Etna (verde) y Zona Mitla (rosa). Datos en el anexo.

Los datos de elementos traza (Tabla 3) arrojan que, para la muestra correspondiente al Miembro Etna Verde, hay un enriquecimiento en bario, lo cual, de acuerdo con lo obtenido de los datos de difracción de rayos X (Tabla 4), está asociado con la presencia de heulandita en su variación de bario, la cual tiene una típica coloración verde. La presencia de Bario se debe probablemente a la removilización de este elemento del medio lacustre sobre el cual se emplazó la toba. La zeolita que se determinó en el presente trabajo difiere de la que Mumpton (1973) había determinado y se explica por el hecho de que los difractogramas de la clinoptinolita y la heulandita son muy similares y en este caso los diferenciamos tomando

en cuenta el enriquecimiento en bario y la coloración verde de la variación de heulandita de bario.

Para el caso de la muestra correspondiente a la Toba Rosa se observa un enriquecimiento en cromo y a pesar de que hay presencia de montmorillonita (Tabla 4), la coloración roja se debe a la pigmentación de la matriz que resultó de la oxidación de la biotita. La muestra del Miembro Etna Blanco se encuentra enriquecida en vanadio y presenta montmorillonita (Tabla 4) de acuerdo con la difracción de rayos X, de los cuales la montmorillonita puede explicar su coloración blanca.

Respecto a las muestras pertenecientes a la Toba Amarilla se observa en ambas un enriquecimiento en Sr y empobrecimiento en Nb, lo cual se debe a que se trata del mismo evento, sin embargo, una de ellas está enriquecida en Pb respecto a la otra y a las demás muestras, esto puede deberse a procesos diagenéticos. La zeolita asociada a estas muestras es la clinoptilolita (Tabla 4), la cual justifica el color y las diferencias en Ca y K representadas en los diagramas de Harker para CaO y K₂O, sin embargo, lo que determina que una sea amarilla es la oxidación.

<i>Componente</i>	<i>Unidad</i>	<i>Miembro Etna verde (S1-MEv3)</i>	<i>Toba rosa (S2-Tr)</i>	<i>Miembro Etna blanco (S1-MEb)</i>	<i>Toba amarilla (S2-Ta)</i>	<i>Toba amarilla (S2-Ta)</i>
<i>Rb</i>	ppm	124	172	103	154	252
<i>Sr</i>	ppm	213	126	140	673	748
<i>Ba</i>	ppm	1061	768	655	857	876
<i>Y</i>	ppm	24	39	22	34	42
<i>Zr</i>	ppm	118	157	122	152	167
<i>Nb</i>	ppm	8	10	8	2	2
<i>V</i>	ppm	11	8	54	9	9
<i>Co</i>	ppm	5	4	5	4	3
<i>Ni</i>	ppm	9	9	12	9	8
<i>Cu</i>	ppm	5	8	6	5	5
<i>Zn</i>	ppm	50	49	53	41	28
<i>Th</i>	ppm	13	17	20	13	11
<i>Pb</i>	ppm	9	17	16	5	55

Tabla 3. Datos de elementos traza obtenidos para las muestras de la Zona Etna. En rojo se muestran las muestras enriquecidas respecto a las demás y en verde las empobrecidas respecto a las demás. Datos en el anexo.

<i>Muestra</i>	<i>Arcilla/Zeolita</i>
<i>Miembro Etna verde (S1-MEv3)</i>	Heulandita $(\text{Ba,Ca,K,Na,Sr})_5\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72} \bullet 22(\text{H}_2\text{O})$
<i>Toba rosa (S2-Tr)</i>	Montmorillonita $\text{Ca}_{0.2}(\text{Al, Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \bullet 4\text{H}_2\text{O}$
<i>Miembro Etna blanco (S1-MEb)</i>	Montmorillonita $\text{Si}_{3.74}\text{Al}_{2.03}\text{Fe}_{0.03}\text{Mg}_{0.02} \text{O}_{11}$
<i>Toba amarilla (S2-Ta)</i>	Clinoptilolita $(\text{Na, K, Ca})_6(\text{Si, Al})_{36}\text{O}_{72} \bullet 20\text{H}_2\text{O}$
<i>MB (S2-Ta)</i>	Clinoptilolita $(\text{Na, K, Ca})_6(\text{Si, Al})_{36}\text{O}_{72} \bullet 20\text{H}_2\text{O}$

Tabla 4. Arcillas/zeolitas identificadas de las muestras de la Zona Etna. Difractogramas en el anexo.

5. Discusión

En las zonas estudiadas se encontró una gran diversidad de litofacies y diferentes espesores, la información que surgió del análisis de dichas características permite hacer inferencias acerca del origen de los cuerpos volcanoclásticos de cada zona, tanto de la fuente como del tipo de estructura volcánica de la que se derivaron, del emplazamiento y de su proceso de enfriamiento.

5.1 Acerca del origen y emplazamiento de las tobas en la Zona Etna

Los cuerpos tobáceos presentes en la Zona Etna son los correspondientes a la Formación Suchilquitongo. Se identificaron algunos que en el aspecto petrográfico son tobas consolidadas ricas en finos (>35%), moderadas a ricas en clastos de pómez (22-50%) y pobres en cristales y líticos (<15%). En el lado geoquímico son de composición riolítica y características geoquímicas de magmas muy evolucionados, así como rasgos de magmatismo de subducción, de acuerdo con el carácter subalcalino que resultó de graficar en el diagrama de TAS, el comportamiento calcoalcalino observado en el diagrama AFM y lo corroborado con los datos y gráficas de elementos traza y tierras raras, enriquecimiento en elementos litófilos respecto a los elementos de alto potencial iónico y el enriquecimiento de las tierras raras ligeras respecto a las tierras raras pesadas, obtenidos por Martínez-Serrano et al. (2008). También se caracterizan por tener espesores pequeños y pigmentaciones diversas, las cuales se sugiere que son debidas a procesos deutéricos. Dichas tobas de acuerdo con Cas y Wright (1988) puede decirse que son producto de flujos piroclásticos de pómez. En el Miembro Etna Verde se pudieron observar en la cima litofacies que de acuerdo con Cas y Wright (1988) serían producto de flujos de oleada piroclástica debido a el alto contenido de clastos de pómez y la presencia de estratificación cruzada y litofacies que de acuerdo con Cas y Wright (1988) se clasifican como de caída de ceniza, debido a la presencia de estratificación paralela y a que es rica en finos. En conjunto, de acuerdo con Branney y Kokelaar (2007) se clasificarían como ignimbritas, cuyo origen pudo haber sido el colapso de columna eruptiva.

También se encuentran rocas sedimentarias compuestas de elementos volcanoclásticos que presentan diversos tipos de estratificación que fue debida a procesos de transporte ajenos y posteriores a la deposición de dichos componentes, ya que como se menciona en la petrografía, se encuentran redondeados. Se infirió que la actividad piroclástica fue contemporánea a los depósitos sedimentarios de la Formación Suchilquitongo y es por lo que se presentan areniscas tobáceas y otros depósitos volcanoclásticos.

Se interpreta que la posible fuente de las tobas de la Formación Suchilquitongo haya sido fisural, es decir, por medio de fallas. Tomando como evidencias el espesor pequeño de los depósitos, el desplazamiento mínimo de la falla de Oaxaca que ocurrió entre el Mioceno y el Pleistoceno por los procesos extensivos, lo cual permitió la deposición de la Formación Suchilquitongo de acuerdo con Nieto-Samaniego et al. (1995), lo cual nos habla de fallas activas en el momento de la deposición. La existencia de la Unidad Falla de Oaxaca que, como se menciona en la petrografía, es un dique piroclástico con características petrográficas similares a las tobas de la Formación Suchilquitongo (rico en finos y pobre en cristales y líticos) y está emplazado en las milonitas y la presencia de líticos de milonita en el Miembro Etna y en la Toba Rosa de la Formación Suchilquitongo.

Los datos de elementos traza y difracción de rayos X explican que la pigmentación de las tobas la dan las arcillas, zeolitas y la oxidación. De acuerdo con Rattermaan y Surdam (1981) la formación de zeolitas se da por la hidratación y solución del vidrio por soluciones salinas y alcalinas del fluido del ambiente de deposición y la variación depende de la composición química del mismo y de la composición del depósito. Asociando esto con lo que mencionan Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca (2001) sobre que el depósito fue alrededor de un lago de agua dulce, es que se confirma que para el caso del Miembro Etna y la Toba Amarilla la coloración de las tobas está dada por la formación de arcillas y zeolitas por hidratación y solución del vidrio y que las variaciones de colores son debidas a diferencias en la composición del ambiente de deposición como lo mencionan Rattermaan y Surdam (1981). Mientras que para el caso de la Toba Rosa se interpreta que adquirió su coloración por la oxidación de la biotita y la matriz, de acuerdo con las observaciones petrográficas realizadas.

5.2 Acerca del origen y emplazamiento de las tobas en la Zona Mitla

Las litofacies de la Zona Mitla pertenecientes a lo que se conoce como la Formación de Toba Mitla muestran una gran diversidad de litofacies. De las litofacies más antiguas estratigráficamente a las más recientes, se pueden distinguir:

1. Litofacies de tobas masivas, principalmente ricas en cristales (>35%), consolidadas, con variaciones de pobres a ricas (<15%->35%) en el contenido de líticos y clastos de pómez y muy poca matriz. Estas litofacies de acuerdo con Cas y Wright (1988) puede decirse que son producto de flujos piroclásticos y clasificarse como ignimbritas de acuerdo con Branney y Kokelaar (2007). Geoquímicamente las muestras de las litofacies de tobas masivas analizadas, por medio del diagrama de TAS y el diagrama AFM mostraron composiciones de rocas muy evolucionadas y magmatismo de subducción, lo cual, al igual que con las muestras de Etna, fue corroborado con los datos y gráficas de elementos traza y tierras raras, que muestran el enriquecimiento en elementos litófilos respecto a los elementos de alto potencial iónico y el enriquecimiento de las tierras raras ligeras respecto a las tierras raras pesadas, obtenidos por Martínez-Serrano et al. (2008). Los diagramas de variación de Harker muestran dispersiones elementales, las cuales se explican por la movilidad de los elementos debido a procesos diagenéticos.

2. Litofacies estratificadas y de estratos masivos de brechas líticas y aglomerados, con clastos que van de gravas a bloques. De acuerdo con Cas y Wright (1988), se puede decir que son rocas producto de flujos piroclásticos de bloques y ceniza, generados por una explosión o por un deslizamiento posterior a una explosión o colapso (Cas y Wright, 1988 y Branney y Kokelaar, 2007).

3. Litofacies de estratificación paralela, ricas en ceniza, que de acuerdo con Cas y Wright (1988) se clasifican como productos de caída de ceniza que pudo derivar de una columna eruptiva o por las nubes de ceniza de flujos piroclásticos.

4. Litofacies de tobas masivas, soldadas, moderadas (15%-35%) en cristales y líticos, con clastos de pómez colapsados y con otros rasgos de soldamiento. Estas litofacies de acuerdo con Cas y Wright (1988) son producto de flujos piroclásticos y de acuerdo con Branney y

Kokelaar (2007) se clasifican como ignimbritas que pudieron ser producto del colapso de columnas eruptivas.

Como se menciona en el capítulo de estratigrafía y petrografía, también hay presencia de cuellos de domos riolíticos y diques intermedios y piroclásticos, que atraviesan las secuencias ya mencionadas y domos riolíticos en el área de Tlacolula.

Tomando en cuenta la arquitectura y distribución espaciotemporal de las litofacies mencionadas, la presencia de los cuerpos hipabisales y el gran espesor de la formación, se interpreta que el origen de la Formación de Toba Mitla pudo haber sido una caldera de colapso.

Las litofacies de ignimbritas ricas en cristales del punto 1 pueden estar asociada con el mush (magma parcialmente cristalizado dentro de la cámara magmática) de cristales de la cámara magmática de la caldera ya que, de acuerdo con Kennedy y Stix (2007), el colapso del techo de la caldera puede generar vórtices que desmiembran el mush y producen emisiones ricas en cristales y por lo tanto pertenecerían a la etapa del colapso del techo del aparato volcánico, de acuerdo con Cole et al., (2005) y por lo tanto podría tratarse de las litofacies intra-caldera.

Las litofacies de brechas líticas y aglomerados masivos del punto 2 pueden representar a los fragmentos del techo del aparato volcánico que surgieron a partir su fracturamiento y subsidencia en la etapa de colapso (Cole et al., 2005). Las litofacies de caída de ceniza del punto 3 podrían asociarse con caídas de ceniza posteriores al colapso que provinieron de nubes de ceniza generadas por el colapso.

Las litofacies de ignimbritas del punto 4, que presentan características diferentes con respecto a las del punto 1 como es el contenido menor de cristales, mayor contenido de matriz y clastos de pómez que presentan altos grados de compactación (sin llegar a ser fiammes), pueden asociarse a la etapa de corrientes y depósitos piroclásticos post-colapso que menciona Cole et al., (2005).

Finalmente, los cuerpos hipabisales (domos y diques) presentes pueden representar la etapa final de colapso de caldera que se caracteriza por la existencia de magmatismo de resurgencia de los magmas remanentes de la cámara magmática (Cole et al., 2005).

En dado caso de existir la caldera no se puede observar su delineación exacta y no fue posible definirla, pero con un estudio más detallado se podría intentar una configuración.

5.3 Acerca de los contrastes y relación entre las dos regiones

Las características petrológicas son muy contrastantes entre zonas. Como ya se mencionó, en la Zona Etna son cuerpos ricos en material vítreo y pobres en cristales y líticos (<15%), mientras que en la Zona Mitla el contenido de cristales y en líticos es mayor (cristales: >15%-65% y líticos: >15%-35%).

Respecto a espesores también es contrastante, ya que en la Zona Mitla es de 1060 m y en la Zona Etna el máximo es de 160 m.

Puede existir la sugerencia de que ambas zonas estén relacionadas temporal y genéticamente. Se podría pensar que las tobas de la Formación Suchilquitongo son fases distales de la Formación de Toba Mitla, sin embargo, no habría sido posible rebasar las barreras topográficas de la zona, además de que de acuerdo con Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca (2001) las edades que se han obtenido de la Formación Suchilquitongo son más antiguas (19-20 Ma) que las que se han encontrado para la Formación de Toba Mitla (14.3-16 Ma).

También se puede interpretar que si se toma en cuenta que las tobas de la Formación Suchilquitongo son de origen fisural y que son más antiguas que las tobas de la Formación de Toba Mitla, sean producto de la etapa pre-caldera, en donde hay fracturamiento en la zona y surgimiento de pequeñas corrientes piroclásticas, sin embargo, la distancia mínima que hay de las tobas de la Formación Suchilquitongo a las de la Formación de Toba Mitla, es de ~40 km, lo cual es muy lejano para que fueran fisuras causadas por las etapas tempranas del posible colapso de la caldera.

6. Conclusiones

De los estudios petrológicos, estratigráficos y geoquímicos se interpreta que en la Zona ETLA se tienen ignimbritas de origen fisural asociado a la falla de Oaxaca y derivadas, debido a su bajo contenido de cristales y alta proporción de finos, así como por la presencia de líticos miloníticos. Se piensa que la actividad que las originó fue continua durante cierta parte de la deposición que conforma a la Formación Suchilquitongo y de ahí la presencia de depósitos volcanoclásticos en la misma. Respecto a la coloración de las ignimbritas se determinó que fue deutérica, es decir, por la formación de minerales secundarios como zeolita y arcillas y también por oxidación.

Para la Zona Mitla se lograron identificar con detalle petrológico, de componentes y estratigráfico, diversas litofacies presentes en la Formación de Toba Mitla que antes no habían sido descritas, tanto del Miembro Inferior como del Miembro Superior. Se sugiere que se trata de una formación con origen por colapso de caldera, debido a su gran espesor ya que depósitos volcanoclásticos con espesores tan grandes suelen asociarse a calderas, la presencia de diques y domos y las litofacies, que de acuerdo con su distribución espaciotemporal y arquitectura, parece ser que cumplen con las diferentes etapas del colapso de caldera.

Finalmente se determinó que ambas formaciones no presentan ninguna relación genética, ni temporal por las edades de ambas formaciones, la distancia entre ellas y por las barreras topográficas que impiden establecer una conexión natural para los flujos piroclásticos.

7. Referencias

Branney, M.J., Kokelaar, P., 2002, Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites: Londres, Geological Society, 143 pp.

Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040–1052.

Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1988, Volcanic Successions: Londres, Chapman & Hall, 528 pp.

Cole, J. W., Milner, D. M., Spinks, K. D., 2005, Calderas and caldera structures: a review: Earth-Science Reviews, 69 (1.2), 1-26.

Delgado-Durán, J., 2004, Características geoquímicas e isotópicas de las rocas volcánicas terciarias de las zonas de Etna, Mitla y Nejapa, estado de Oaxaca: Distrito Federal, México, Instituto Politécnico Nacional, tesis de licenciatura, 85 p.

Ferrusquía-Villafranca, I., Wilson, J.A., Denison, R.E., McDowell, F.W., Solorio-Munguía, J., 1974, Tres edades radiométricas oligocénicas y miocénicas de rocas volcánicas de las regiones de la Mixteca Alta y Valle de Oaxaca, Estado de Oaxaca: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 26, 249-262.

Fisher, R. V., Schmincke, H. U., 1984, Pyroclastic Rocks: Alemania, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 409 pp.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.

Kennedy, B., Stix, J., 2007, Magmatic processes associated with caldera collapse at Ossipee ring dyke, New Hampshire: Geological Society of America Bulletin, 119, 3-17.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, 27, 745-750.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989, Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Oxford, Blackwell Scientific, 235 pp.

Lockwood, J. P., Hazlett, R.W., 2010, *Volcanoes: Global Perspectives*: Chichester, Wiley-Blackwell, 552 pp.

Martinez-Serrano, R.G., Solis-Pichardo, G., Flores-Marquez, E.L., Macias-Romo, C., Delgado-Duran, J., 2008, Geochemical and Sr-Nd isotopic characterization of the Miocene volcanic events in the Sierra Madre del Sur, central and southeastern Oaxaca, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 1–20.

Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., Solari, L., Mori, L., Luna-Gonzalez, L., González-Torres, E.A., 2018, Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico: *Earth-Science Reviews*, 183, 85-114.

Mumpton, F.A., 1973, First reported occurrence of zeolites in sedimentary rocks of Mexico: *American Mineralogist*, 58, 287-290.

Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Ortega-Gutiérrez, F., 1995, Estructura interna de la falla de Oaxaca e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12(1), 1–8.

Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, 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 American Bulletin*, 118(1/2), 238-252.

Ratterman, N.G. & Surdam, R.C., 1981, Zeolite mineral reactions in a tuff in the Laney Member of the Green River Formation, Wyoming: *Clays and Clay Minerals*, 29, 365-377.

Urrutia-Fucugauchi, J., Ferrusquía-Villafranca, I., 2001, Paleomagnetic results for the Middle-Miocene continental Suchilquitongo Formation, Valley of Oaxaca, southeastern Mexico: *Geofísica Internacional*. 40(3), 191–205.

Williams, H., 1941, *Calderas and their Origin*: Berkeley, University of California Press, 108 pp.

Wilson, J.A., Clabaugh, S.E., 1970, A new Miocene Formation, and description of volcanic rocks, northern Valley of Oaxaca, State of Oaxaca, en Segura, L.R., Rodríguez-Torres, L. (eds.), Libro Guía de la Excursión México-Oaxaca: México, Sociedad Geológica Mexicana, 120-128.

8. Anexo

8.1 Geoquímica

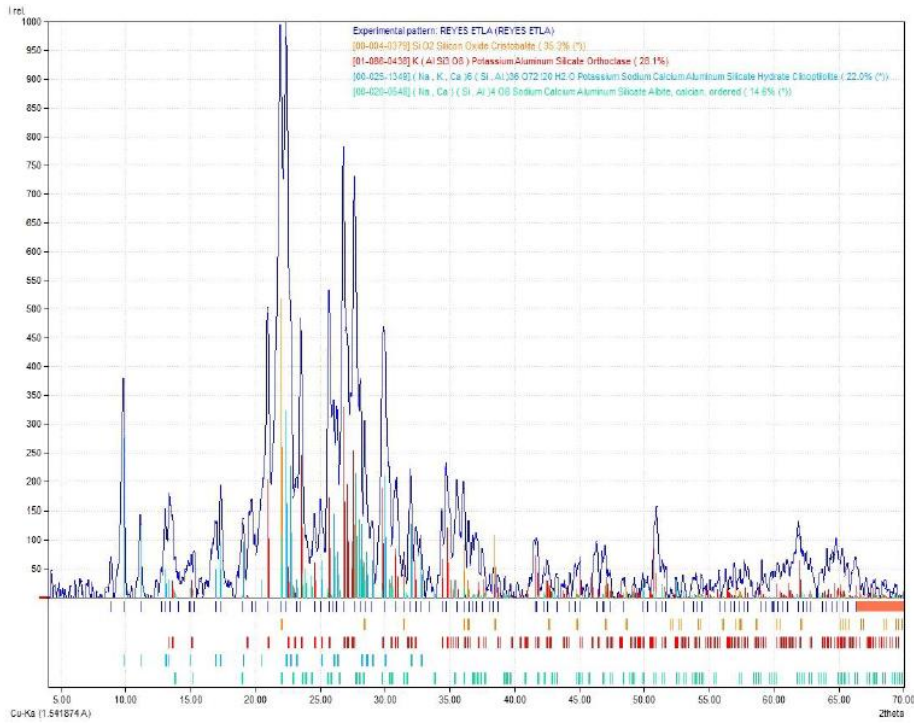
Datos de elementos mayores de la Zona Etlá					
Muestra	Miembro Etlá Verde (S1-MEv3)	Toba rosa (S2-Tr)	Miembro Etlá Blanco (S1-MEb)	Toba Amarilla (S2-Ta)	Toba Amarilla (S2-Ta)
Coord.	17° 14' 0.44"N 96° 48' 38.27"O	17° 15' 32.47"N 96° 51' 41.58"O	17° 15' 28.27"N 96° 51' 40.13"O	17° 14' 41.23"N 96° 48' 28.93"O	17° 14' 41.23"N 96° 48' 28.93"O
SiO₂	69.395	71.276	67.861	67.311	71.811
TiO₂	0.156	0.153	0.149	0.137	0.142
Al₂O₃	12.356	12.903	14	12.303	12.1
Fe₂O_{3t}	1.59	1.891	1.704	1.408	1.333
MnO	0.026	0.023	0.05	0.002	0.075
MgO	0.735	0.468	3.082	0.694	0.435
CaO	1.791	1.126	1.984	2.042	1.245
Na₂O	0.728	2.686	1.663	0.59	0.614
K₂O	5.33	5.221	3.056	4.518	6.134
P₂O	0.023	0.022	0.021	0.016	0.011
PXC	7.87	4.23	6.43	10.98	6.1
suma	100	99.99	100	100.001	100
Datos de elementos traza de la Zona Etlá					
Rb	124	172	103	154	252
Sr	213	126	140	673	748
Ba	1061	768	655	857	876
Y	24	39	22	34	42
Zr	118	157	122	152	167
Nb	8	10	8	2	2
V	11	8	54	9	9
Co	5	4	5	4	3
Ni	9	9	12	9	8
Cu	5	8	6	5	5
Zn	50	49	53	41	28
Th	13	17	20	13	11
Pb	9	17	16	5	55

Tabla de datos 1. Datos de elementos mayores (recalculados) y trazas de la Zona Etlá. Obtenidos por fluorescencia de rayos X.

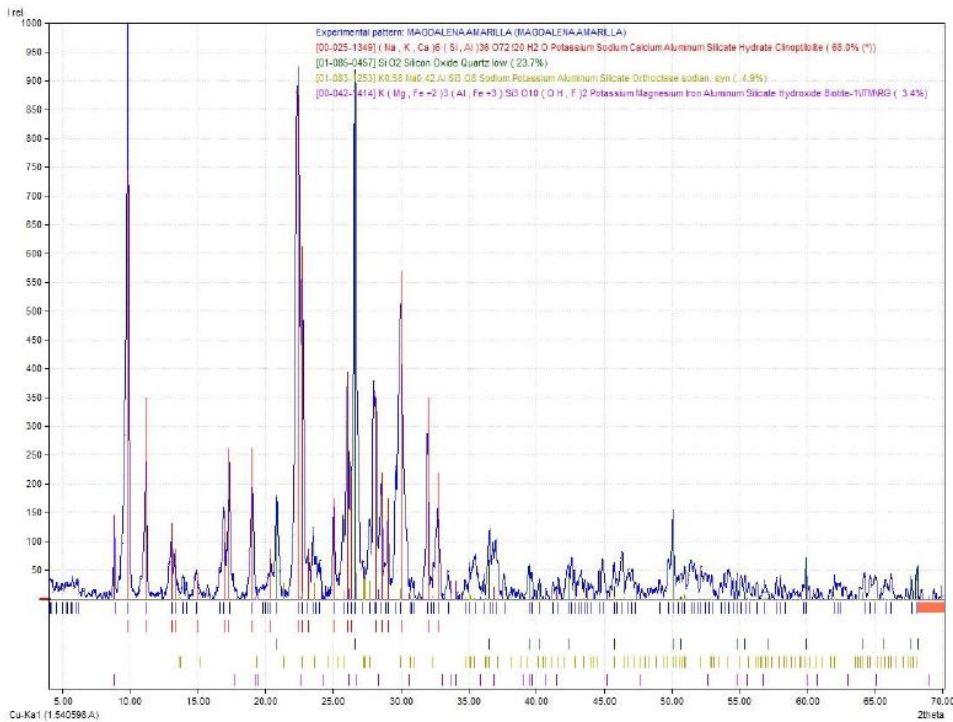
Datos de elementos mayores de la Zona Mitla								
Muestra	<i>Ms-2</i>	<i>Ms-5</i>	<i>Ms-15</i>	<i>Mi-6</i>	<i>Mi-5</i>	<i>Cuello de domo félsico</i>	<i>Dique intermedio</i>	<i>Domo</i>
Coord.	16° 55' 52.6"N 96° 19' 22.33"O	16° 55' 53.4"N 96° 19' 24.24"O	16° 56' 43.17"N 96° 18' 2.90"O	16° 55' 45.12"N 96° 21' 54.35"O	16° 55' 23.16"N 96° 19' 35.39"O	16° 55' 41.28"N 96° 18' 37.44"O	16° 56' 43.44"N 96° 18' 25.91"O	17° 2' 50.28"N 96° 39' 11.88"O
SiO₂	62.99	68.83	76.13	70.18	70.76	77.25	54.16	75.821
TiO₂	0.48	0.372	0.163	0.409	0.373	0.157	0.963	0.172
Al₂O₃	18.08	15.26	13.32	15.22	15.16	13.01	15.9	12.632
Fe₂O_{3t}	2.805	2.226	1.161	2.273	2.128	1.55	6.561	3.318
MnO	0.027	0.019	0.005	0.017	0.021	0.009	0.085	0.022
MgO	1.157	0.688	0.347	0.642	0.617	0.43	3.858	0.069
CaO	2.788	3.009	0.166	2.944	2.843	0.155	5.984	1.382
Na₂O	2.585	3.045	1.296	3.668	3.609	0.000	2.722	3.705
K₂O	5.139	2.53	4.218	2.961	2.71	3.445	3.018	3.348
P₂O	0.083	0.094	0.028	0.104	0.086	0.028	0.174	0.71
PXC	3.8	3.91	3.16	1.58	1.69	3.96	6.56	0.46
suma	99.988	99.993	99.994	99.998	99.997	99.994	99.985	100

Tabla de datos 2. Datos de elementos mayores (normalizados) de la Zona Mitla. Obtenidos por fluorescencia de rayos X.

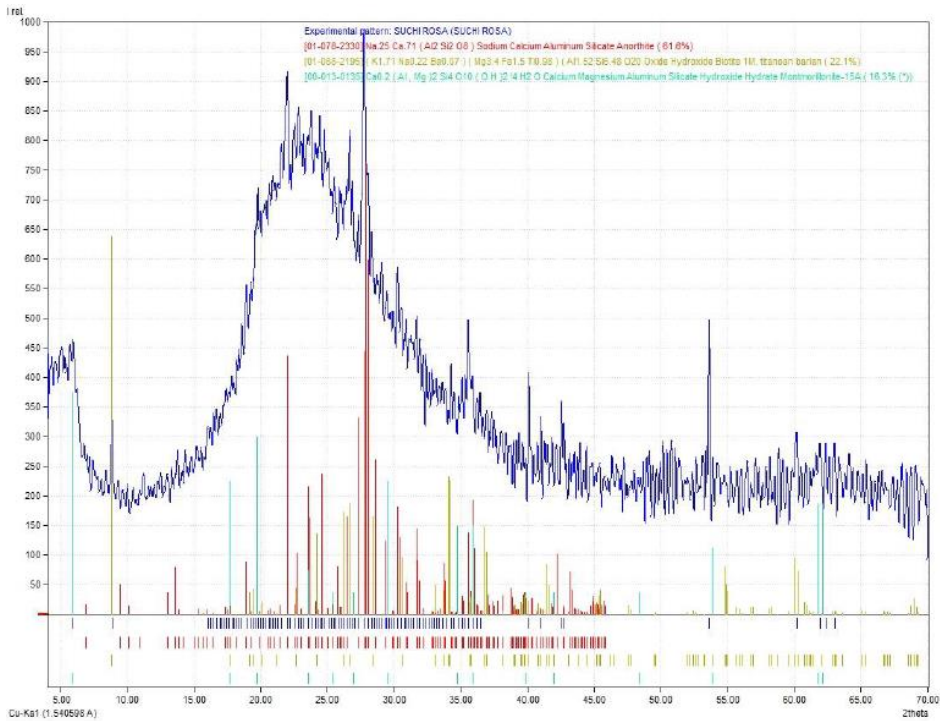
8.2 Difractogramas



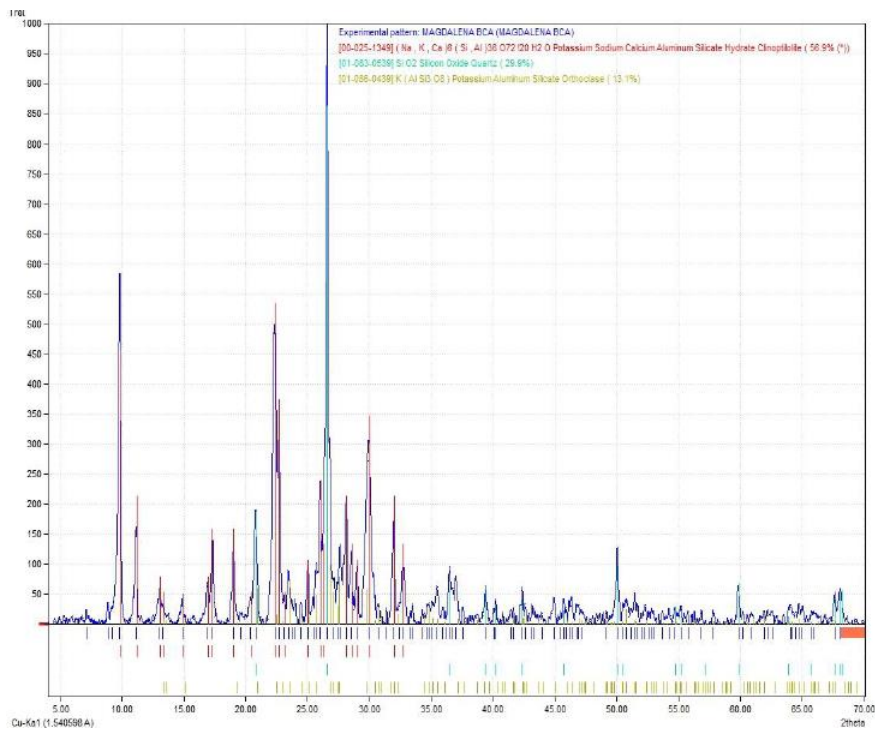
Difractograma 1. Análisis de la muestra correspondiente al Miembro Etna Verde de la Formación Suchilquitongo.



Difractograma 2. Análisis de la muestra correspondiente a la toba amarilla de la sucesión volcánico-clástica-sedimentaria de la Formación Suchilquitongo.



Difractograma 3. Análisis de la muestra correspondiente a la toba rosa de la sucesión volcanoclástica-sedimentaria de la Formación Suchilquitongo.



Difractograma 4. Análisis de la muestra correspondiente a la toba amarilla de la sucesión volcanoclástica-sedimentaria de la Formación Suchilquitongo.