



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

ESTUDIO
PETROGRÁFICO DE LAS
IGNIMBRITAS
CRETÁICAS DE LA
REGIÓN DE AMECA,
JALISCO

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO
DE:

**Licenciado en Ciencias de la
Tierra**

PRESENTA:

Jacobo Parrilla Alfaro



DIRECTOR DE TESIS:
Dr. Dante Jaime Morán Zenteno

Ciudad Universitaria,
Ciudad de México, 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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

Datos del alumno

Apellido Paterno: Parrilla

Apellido Materno: Alfaro

Nombre(s): Jacobo

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Carrera: Ciencias de la Tierra

Número de cuenta: 415034207

2. Datos del tutor

Grado: Dr.

Nombre(s): Dante Jaime

Apellido Paterno: Morán

Apellido Materno: Zenteno

3. Datos del sinodal 1

Grado: Dr.

Nombre(s): Peter Ernst Georg

Apellido Paterno: Schaaf

Apellido Materno:

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): Karina Elizabeth

Apellido Paterno: Cervantes

Apellido Materno: de la Cruz

6. Datos del sinodal 4

Grado: Dr.

Nombre(s): José Luis

Apellido Paterno: Arce

Apellido Materno: Saldaña

Título: Estudio petrográfico de las ignimbritas cretácicas de la región de Ameca, Jalisco.

Número de páginas: 85

Año: 2020

Agradecimientos

Puede sonar algo trillado, pero mis padres son quienes merecen el mayor de los agradecimientos, porque sin su esfuerzo y dedicación, difícilmente hubiera podido llegar hasta donde estoy, y ojalá en un futuro les pueda retribuir un poco de lo mucho que me han enseñado a lo largo de mi vida. Gracias a mis hermanos Oswaldo y María José por crecer a mi lado y estar presentes en cada una de las etapas de mi vida. También quiero agradecer a mis sobrinos Santiago, Iker y María Fernanda, por tantas horas de juego (aunque también hubo momentos que me hicieron enojar).

Quiero agradecer de manera especial al Dr. Dante Jaime Morán Zenteno, por permitirme realizar este trabajo bajo su supervisión, ya que bajo su mentoría logre aprender y comprender muchas cosas sobre la geología de un extraordinario país como lo es México.

Dicen que los mejores amigos son aquellos que están tanto en las buenas como en las malas, y es por eso que quiero agradecer a Marito, Toño, Katia, Ari, Sam, Miriam, Melisa, Alejandro, Paola (†), Cabras, Daniel, Julio, Deimon, Diego, Jess y Alex, gracias por haber hecho de mi estancia en la UNAM, una de las etapas que más he disfrutado de mi vida.

Agradezco a mis sinodales, Dr. Peter Schaaf, Dr. Raymundo Martínez Serrano, Dr. José Luis Arce y la Dra. Karina Cervantes de la Cruz, por sus recomendaciones y correcciones a mi trabajo.

Quiero Agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México, la Facultad de Ciencias y al Instituto de Geología por la formación académica brindada.

Gracias al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, a Santiago y a Rufino Santa Cruz por las facilidades otorgadas para la realización de los análisis geoquímicos.

*No se me importa un pito que las mujeres
tengan los senos como magnolias o como pasas de higo;
un cutis de durazno o de papel de lija.
Le doy una importancia igual a cero,
al hecho de que amanezcan con un aliento afrodisíaco
o con un aliento insecticida.
Soy perfectamente capaz de soportarles
una nariz que sacaría el primer premio
en una exposición de zanahorias;
¡pero eso sí! -y en esto soy irreductible
-no les perdono, bajo ningún pretexto, que no sepan volar.
OLIVEIRO GIRONDO, 1932*

Resumen

La Sierra Madre del Sur (SMS) es una provincia magmática que contiene el registro de actividad magmática de arco desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno Temprano, la cual se extiende desde las costas del estado de Jalisco, hasta la región del Istmo de Tehuantepec en el estado de Oaxaca. La provincia está constituida por un cinturón de batolitos que se extiende a lo largo de toda la costa, y un cinturón campos volcánicos y cuerpos hipabisales hacia el interior del continente. El objetivo de esta tesis fue hacer una descripción petrográfica y geoquímica de las ignimbritas expuestas en el Bloque de Jalisco (BJ) con el fin de realizar una interpretación sobre su origen, emplazamiento y probable fuente volcánica.

Los flujos piroclásticos de la zona de estudio se caracterizan por ser, en su mayoría, litofacies de pobre a moderadamente pobre en cristales, con matriz criptocristalina y tener fragmentos de pómez de entre 1.0 mm y 1.0 cm. En algunos casos se observó signos de alteración hidrotermal por la presencia de epidota. El flujo piroclástico de la sucesión Guachinango es distinto al resto, ya que posee líticos de rocas metamórficas (cuarcita y esquisto) que podrían provenir directamente de su basamento.

Las unidades lávicas de la región de Ameca se caracterizan por ser unidades sub-horizontales que están en clara discordancia angular con los flujos piroclásticos que sobreyacen. La matriz de estas lavas (de textura porfídica o traquítica), está compuesta principalmente plagioclasa, y poseen mucha variación en cuanto a sus fenocristales ya que en algunas unidades podemos encontrar olivino y piroxeno, mientras que en otras podemos encontrar cuarzo, plagioclasa y/o feldespato potásico.

La geoquímica de elementos mayores mostró que los flujos piroclásticos son de composición riolítica y tienen características propias de arcos magmáticos. Respecto a las lavas, estas son de composición andesítica y andesita-basáltica, sin embargo, tal y como lo muestran los diagramas de Harker y AFM, no tienen ninguna relación con el intrusivo diorítico.

Las características petrográficas de estas ignimbritas, como su moderado contenido de cristales y su alta abundancia en finos, indican que estas se formaron a partir del colapso de una columna eruptiva. La ausencia de soldamiento es un indicio de que el flujo que originó estas ignimbritas no superó los 750 °C. Sin embargo, no se pudo determinar si el origen de estos flujos es fisural o si está relacionado colapso de una caldera volcánica.

Índice general

Agradecimientos	iv
Resumen	vi
Índice general	viii
Índice de figuras	x
Índice de tablas	xi
1 Introducción	1
1.1 Planteamiento del problema	1
1.2 Localización	2
1.3 Objetivos y metodología	3
1.4 Trabajos previos	4
2 Marco teórico	7
2.1 Conceptos clave	8
2.1.1 Composición general	8
2.2 Origen de las PDCs	10
2.2.1 Tipos de erupción	10
2.2.2 Estructura básica de una corriente piroclástica	12
2.3 Depósitos piroclásticos	12
2.4 Interpretación de litofacies	15
3 Contexto geológico	18
3.1 Sierra Madre del Sur	18
3.2 Bloque de Jalisco	19
3.3 Basamento	20
3.3.1 El terreno Guerrero	20

4 Petrografía y Estratigrafía	23
4.1 Sucesión Mixtlán	24
4.2 Sucesión Guachinango	36
4.3 Sucesión Cerro del Obispo	41
4.4 Sucesión Ameca	47
5 Geoquímica	54
5.1 Elementos mayores	54
6 Discusión y conclusiones	60
6.1 Rasgos petrográficos y estratigráficos	60
6.2 Características geoquímicas	63
6.3 Conclusiones	63
Bibliografía	69
A Anexo	71

Índice de figuras

1.1	Modelo digital de elevación, obtenido a partir de datos del INEGI.	3
1.2	Mapa Geológico del Bloque de Jalisco. Modificado de Valencia et al. (2013)	6
2.1	Clasificación propuesta por Fisher (1966), modificada por Schmid (1981) para la clasificación de rocas piroclásticas a partir de sus componentes.	9
2.2	Resumen de los mecanismos eruptivos de generación de PDC. Modificado de Dufek et al. (2015)	11
2.3	Esquema de las partes de una corriente piroclástica. Modificado de Branney et al. (2002)	13
3.1	Mapa geológico del sur de México que muestra rocas magmáticas del Cretácico Tardío al Mioceno, modificado de Morán-Zenteno et al. (2018)	19
3.2	Mapa que muestra los terrenos tectono-estratigráficos de México. Tomado de Centeno-García et al. (2008)	21
4.1	Mapa Geológico correspondiente a los municipios de Ameca, Guachinango y Mixtlán.	24
4.2	Fotografía de las estrías de una falla lateral en la sección de Mixtlán.	25
4.3	Columna estratigráfica de la sucesión de Mixtlán.	26
4.4	Fotomicrografía de láminas delgadas de la unidad <i>PA06-2 de mLT</i> , perteneciente a la sección de Mixtlán.	27
4.5	Fotomicrografía de láminas delgadas de la unidad <i>PA06-1</i> perteneciente a la sección de Mixtlán.	28
4.6	Fotomicrografías de láminas delgadas de la unidad <i>PA05-1</i> a la <i>PA05-4</i> de la sección de Mixtlán	30
4.7	Fotomicrografías de láminas delgadas de la unidad <i>PA05-4</i> a la <i>PA05-6</i> de la sección de Mixtlán	32
4.8	Fotomicrografías de láminas delgadas de la unidad <i>PA01</i> perteneciente a la sección de Mixtlán.	34

4.9	Fotomicrografías de láminas delgadas de la unidad PA04 perteneciente a la sección de Mixtlán.	35
4.10	Columna estratigráfica sucesión de Guachinango.	37
4.11	Fotomicrografías de láminas delgadas de la unidad <i>PA08 de mLTP</i> , perteneciente a la sección de Guachinango.	38
4.12	Fotomicrografías de láminas delgadas de las unidades de PA09 y PA10, pertenecientes a la sección de Guachinango.	40
4.13	Fotomicrografía de láminas delgadas de la unidad PA15, perteneciente a la sección de Guachinango.	42
4.14	Columna estratigráfica de la sucesión del Cerro del Obispo.	43
4.15	Fotomicrografía de las láminas delgadas de la unidad PA13 perteneciente a la sección del Cerro del Obispo.	44
4.16	Fotomicrografías de láminas delgadas de las unidades PA11 y PA12 de la sección del Cerro del Obispo.	45
4.17	Fotomicrografías de láminas delgadas de la unidad PA11-2 de la sección del Cerro del Obispo	47
4.18	Columna estratigráfica de la sucesión Ameca.	48
4.19	Fotomicrografía de lámina delgada de la unidad PA18 correspondiente a la sección de Ameca.	49
4.20	Fotomicrografías de láminas delgadas de la unidad PA22 correspondiente a la sección de Ameca.	50
4.21	Fotomicrografías de láminas delgadas de la unidad <i>PA17 de mLTP</i> , correspondiente a la sección de Ameca	53
5.1	Diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas (total de álcalis vs SiO ₂). Tomado de Le Bas et al. (1986).	55
5.2	Diagramas de variación Harker. Tomado de Le Maitre et al. (1989). . .	56
5.3	Diagrama de variación triangular AFM.	57

Índice de tablas

2.1	Principales litofacies no genéticas. Tomado de Branney et al. (2002) . .	15
2.2	Abreviaciones y términos para litofacies no genéticas. Tomado de Branney et al. (2002)	16
A.1	Coordenadas de las rocas muestreadas durante el trabajo de campo. . .	72
A.2	Análisis químicos de roca total, elementos mayores.	73
A.3	Conteo de puntos para rocas lávicas y muestra de diorita.	74

Capítulo 1

Introducción

1.1 Planteamiento del problema

Los flujos piroclásticos, también conocidos como corrientes piroclásticas de densidad (PDCs), son uno de los fenómenos más sorprendentes, pero también de los menos entendidos dentro de la vulcanología. Por definición, una corriente piroclástica de densidad es una mezcla no homogénea de partículas volcánicas y gases que fluyen en función de su densidad relativa con otro fluido (generalmente la atmósfera) y también debido a la acción de la gravedad (Branney et al., 2002).

A pesar de que el estudio de este tipo de fenómenos se inició hace más de 2000 años de manera formal con la descripción de la erupción del Vesubio en el año 79 d.C. por parte de Plinio *el viejo* y Plinio *el joven*, no fue hasta la década de 1960 con los trabajos de Fisher (1966), Walker (1971) y Sparks (1975) que se comenzó a realizar de manera rigurosa.

Uno de los aspectos más importantes en el estudio de los PDCs es el análisis de sus depósitos, ya que a partir de los depósitos se pueden inferir parámetros relevantes como volumen de material emitido, altura de la columna eruptiva, estilo eruptivo, etc. Dentro de la gran gama de depósitos de flujos piroclásticos que existen, las ignimbritas destacan, ya que éstas pueden llegar a cubrir áreas de hasta 45,000 km² para un solo evento eruptivo y pueden mantener espesores que van de algunos centímetros hasta cientos de metros (Branney et al., 2002).

En el caso particular de nuestro país, México cuenta con una gran cantidad de ignimbritas distribuidas a lo largo y ancho de su territorio debido a la gran actividad volcánica que siempre lo ha caracterizado durante su historia geológica. El ejemplo más relevante es la Faja Ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental, la cual es considerada como la provincia continua de ignimbritas más grande del mundo (Swanson y McDowell, 1984).

En la región noroccidental de la provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS) existen registros de varias sucesiones silíceas e intermedias de dos diferentes periodos, una correspondiente del Cretácico Tardío al Paleoceno en el estado de Jalisco y sur de Nayarit, y la otra del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano en los estados de Guerrero y Michoacán (Morán-Zenteno et al., 2018). A pesar de que entre ambas sucesiones volcánicas cubren un área aproximadamente de 23,000 km² (Morán-Zenteno et al., 2018), en la actualidad son muy pocos los trabajos que han sido reportados en la literatura sobre estas sucesiones silíceas, en los cuales solo hay descripciones generales. Un ejemplo de estos trabajos es el realizado por Martini et al. (2009) cerca a la Presa del Infiernillo en donde, de manera general, se menciona que las ignimbritas tienen una abundancia relativamente alta de fenocristales y líticos con una composición dacítica-riolítica, mientras que en la región del Bloque de Jalisco (BJ) los estudios previos realizados por Gastil et al. (1979), Wallace y Carmichael (1989), Valencia et al. (2013) se limitaron a realizar el fechamiento de estas sucesiones volcánicas.

La escasez de trabajos relacionados con el estudio a detalle de las sucesiones volcánicas silíceas e intermedias del Cretácico Tardío, las ignimbritas expuestas en la región de Jalisco y sur de Nayarit, hace que estas rocas sean idóneas para realizar una caracterización química y mineral de ellas para comprender su génesis y de esta forma realizar una aportación al conocimiento científico-geológico de la región.

1.2 Localización

La zona de estudio forma parte del sector noroccidental de la provincia volcánica de la Sierra Madre del Sur, la cual limita al noreste con la Sierra Madre Occidental (SMO) y al este con la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). En cuanto a la ubicación geográfica de la zona en cuestión, ésta se encuentra en la región de Valles, en la parte central del estado de Jalisco, en un área distribuida entre los municipios Mixtlán, Guachinango y Ameca. En este último es en donde se encuentra la mayor parte del área de reconocimiento y muestreo. Para poder acceder a estos afloramientos¹, se debe llegar por la carretera federal 70D Mascota-Ameca, en dirección hacia Mixtlán, partiendo de la cabecera municipal de Ameca, tal y como se muestra en la Figura 1.1

La zona de estudio cubre un área de aproximadamente 13 por 23 km, queda comprendida entre las coordenadas 20° 32' 27" y 20° 27' 26" en la latitud norte y 104° 11' 32" y 104° 23' 32" en la longitud oeste, a manera de referencia, el área está ubicada en las cartas geológico-mineras a escala 1:50,000 de Ameca (F13-D63), Guachinango (F13-D62), Atenguillo (F13-D72) y Atengo (F13-D73) del Servicio Geológico Mexicano(SGM).

¹Las coordenadas de cada uno de los puntos de muestreo están en la Tabla A.1

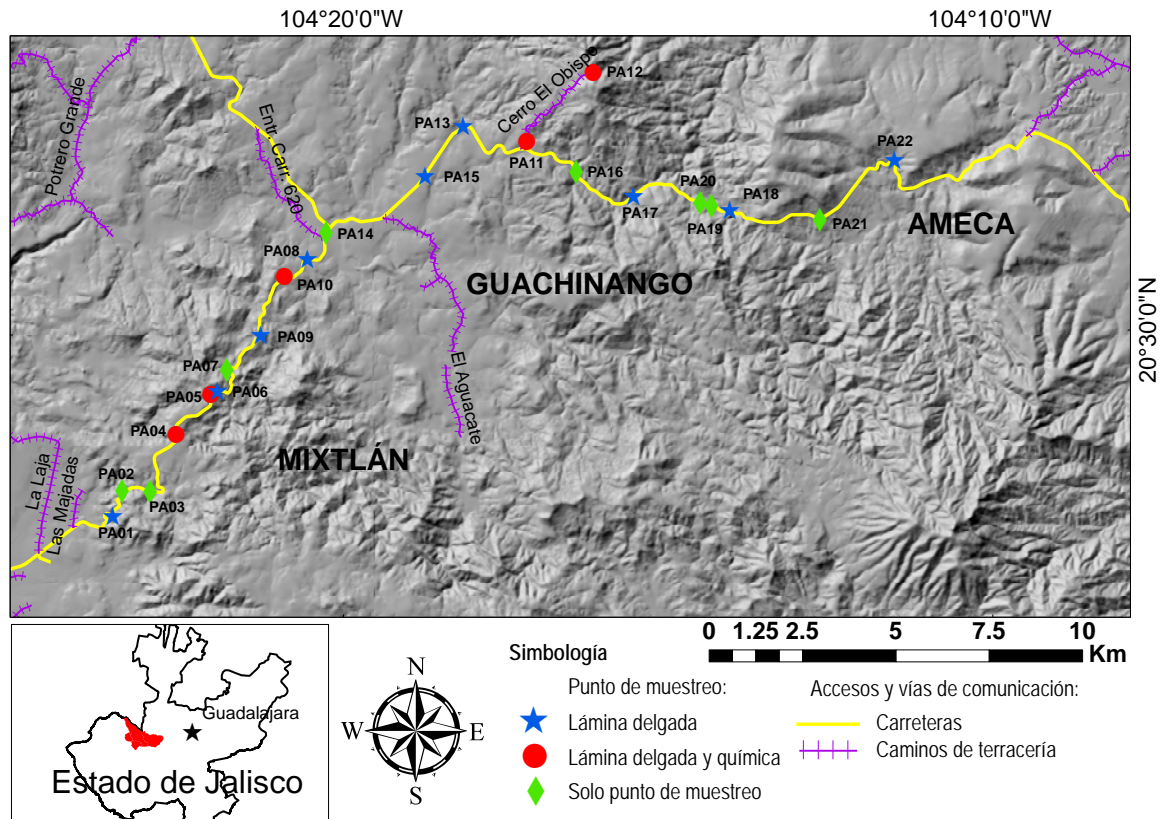


Figura 1.1: Modelo digital de elevación, obtenido a partir de datos del INEGI, se observa parte de los municipios de Mixtlán, Guachinango y Ameca (zonas de estudio), además de mostrarse las principales vías de comunicación, así como también los puntos muestreados.

1.3 Objetivos y metodología

El objetivo principal de este trabajo es realizar una descripción de la petrografía y modo de ocurrencia de las ignimbritas de la región de Ameca, de tal manera que se pueda llegar a una interpretación sobre su origen, emplazamiento y su probable fuente volcánica. Para poder lograr el objetivo principal, se plantearon una serie de objetivos específicos:

- Reconocer la distribución de las unidades en el área de estudio.
- Reconocer las variaciones verticales de la sucesión volcánica en el área.
- Establecer las principales variaciones en componentes y características generales de las diferentes unidades.

Para poder llevar a cabo cada uno de los objetivos planteados, el plan de trabajo consistió en tres etapas fundamentales: trabajo de gabinete, trabajo de campo y análisis

de laboratorio. En la primera etapa se hizo una recopilación de la literatura y bibliografía geológica de la zona de estudio, así como de zonas adyacentes. De igual forma se hizo la recopilación de cartas topográficas y geológico-mineras de escala 1:50,000 tanto del INEGI como del SGM, respectivamente. Mediante el uso del software Google Earth Pro®, se realizó una visualización preliminar del área de estudio mediante imágenes satelitales, todo esto se hizo con el fin de localizar estructuras volcánicas, identificar fallas, etc. De esta manera fue posible hacer una selección previa de los posibles puntos de muestreo y secciones de reconocimiento.

En cada uno de las campañas de campo, se realizaron mediciones de rasgos estructurales, principalmente planos de falla y contactos, así como también un muestreo de rocas volcánicas y plutónicas. En la medida de lo posible, se describió tanto el afloramiento como las rocas expuestas a simple vista a lo largo de secciones selectas. En total se realizaron 22 puntos de muestreo distribuidas, tal y como se muestra en la Figura 1.1, y en cada uno de ellos se registró las coordenadas geográficas y la altitud mediante un GPS.

En cuanto al trabajo de laboratorio se examinaron un total de 21 láminas delgadas por medio de un microscopio petrográfico, de las cuales 6 corresponden a lavas, un intrusivo y 14 a depósitos piroclásticos, con el objetivo de definir su composición mineral, así como también sus características texturales. Además, se realizó el análisis geoquímico de elementos mayores a 7 muestras representativas de la zona de estudio para complementar lo visto en láminas delgadas.

1.4 Trabajos previos

Barrera (1931) realizó los primeros trabajos geológicos reportados en esta zona. Su principal objetivo fue investigar sobre los recursos minerales en el tramo ferrocarrilero que corría entre Magdalena, Jalisco y Tepic, Nayarit. Dentro de sus descripciones y apuntes, Barrera menciona que la mayoría de los yacimientos de la zona están constituidos por vetas argentíferas (minerales que contienen plata), en donde la roca encajonante corresponde a andesitas, las cuales presentan intensa alteración propilítica en sus inmediaciones. Además, añade que las andesitas y las vetas están cubiertas por las rocas riolíticas, sin alteración, las cuales forman la parte alta de la sierra. A manera de conclusión, Barrera recomienda a las zonas de Mazata, Ahuacatlán, Ixtlán, Santa María del Oro, Acuitapilco y Compostela como susceptibles a una explotación minera.

Posteriormente, Gastil et al. (1979) realizaron un reconocimiento geológico de la región, a partir del cual se propuso dividir la región en cinco unidades distintas: aluvión, rocas volcánicas del Plioceno al Holoceno, rocas volcánicas del Mioceno Superior, rocas

del Cenozoico medio y rocas del Pre-Cenozoico. Como parte de sus principales aportaciones, mencionan que las rocas pre-cenozoicas consisten principalmente en argilita y rocas carbonatadas, grauvacas y estratos volcánicos de andesita a riolita. En cuanto a su trabajo de laboratorio, se realizaron fechamientos por el método isotópico de K-Ar y se determinó que muchas de las riolitas pre-cenozoicas son de una edad perteneciente al Cretácico Tardío y otras correspondían al Cenozoico Temprano. Dentro de sus principales conclusiones, se señala que en general los estratos pre-cenozoicos están fuertemente plegados, pero no presentan una evidente tendencia de plegamiento consistente.

Como parte del trabajo de campo que realizaron Wallace y Carmichael (1989) en la FVTM, ellos señalan que la mayoría de las rocas que subyacen la región de Jalisco conocida como los *Los Volcanes*, son tobas de flujos de ceniza las cuales presentan evidencia de posible alteración hidrotermal o metamorfismo de bajo grado. Las muestras de este tipo de rocas que fueron colectadas cerca de los poblados de Mixtlán y Atenguillo, se les realizó fechamiento de ^{40}Ar - ^{39}Ar en biotitas no alteradas, obteniendo edades de 83.3 ± 0.3 y 80.7 ± 0.4 Ma, respectivamente, y con base en estos resultados, en el mapa de la zona que ellos elaboraron se les clasificó a estas unidades como ignimbritas del Cretácico Tardío.

Righter et al. (1995) mencionan que la edad de estos flujos silícicos es contrastante con los flujos de ceniza más jóvenes pertenecientes al Eoceno-Oligoceno, los cuales están asociados con la Sierra Madre Occidental. Una de las posibles hipótesis que ellos plantean es que si este cambio de edad entre flujos silícicos se da de manera gradual, se podría tratar de la migración del frente volcánico del Cuaternario. Para esto, decidieron datar 4 muestras adicionales de flujos de ceniza de esta área: las muestras MAS-607, MAS-433, MAS-427 y MAS-808 (Figura 1.2) corresponden al Cretácico-Cenozoico Temprano con edades entre 65.3 ± 0.14 y 74.87 ± 0.18 Ma, mientras que la muestra MAS-801b es una ignimbrita del Plioceno. El principal aporte de este trabajo, en conjunto con las edades publicadas por Gastil et al. (1979) y Wallace y Carmichael (1989), es que se muestra que el cambio en la edad de las unidades de flujo de ceniza más jóvenes a más antiguas ubicado al norte del Valle del río Ameca es abrupto.

Uno de los últimos trabajos que se realizaron sobre las ignimbritas de la región del Bloque de Jalisco fue realizado por Valencia et al. (2013), en el cual se mencionan que "la mayor característica geológica del Bloque de Jalisco es la ocurrencia generalizada de tobas de flujo de ceniza silícica que se han documentado en muchas partes del Bloque". Como parte de su reconocimiento de campo, dentro de esta unidad ignimbrítica se lograron distinguir litologías correspondientes a tobas soldadas, tobas cristalinas, tobas líticas, brechas volcánicas y brechas de tobas, las cuales tienen una composición general que varía de andesítica a riolítica teniendo un rango de edades de entre 58 y 83 Ma.

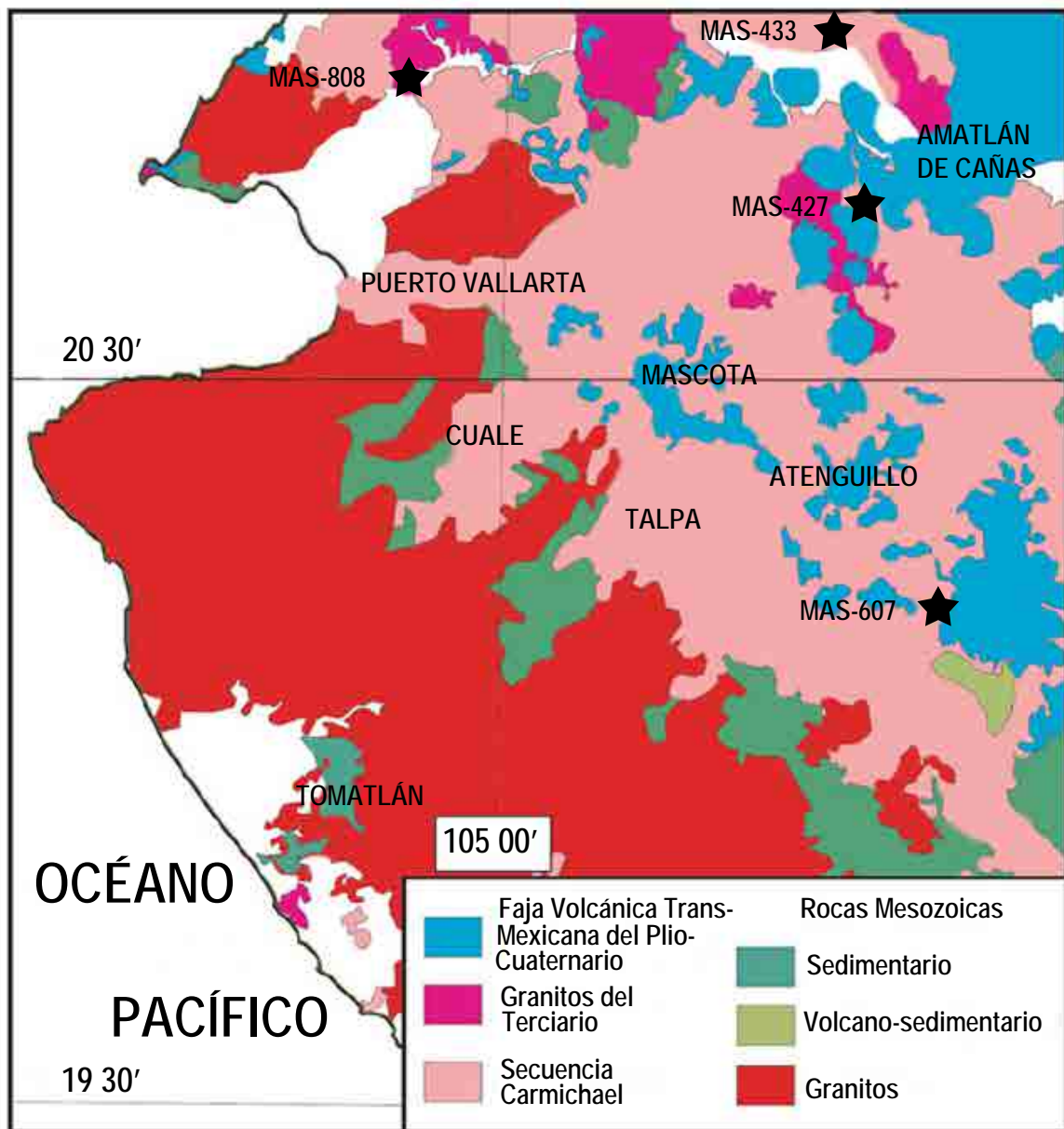


Figura 1.2: Mapa Geológico del Bloque de Jalisco en donde se muestran las localidades (marcados con una estrella) donde se realizó fechamiento por parte de Richter et al. (1995). Modificado de Valencia et al. (2013)

Capítulo 2

Marco teórico

Los depósitos de corrientes piroclásticas de densidad son un tipo de acumulación volcánica las cuales se forman principalmente durante erupciones de tipo pliniano y subpliniano, comúnmente generan depósitos ricos en pómez y ceniza los cuales son conocidos como ignimbritas. Una característica típica de las ignimbritas es que estas son una mezcla poco clasificada de lapilli de pómez y líticos soportados en una matriz de ceniza, esquirlas vítreas y fragmentos de cristales (Dufek et al., 2015). La importancia del estudio de las ignimbritas es que estos depósitos pueden contener una gran cantidad de información acerca de la PDC que las generó, sin embargo, los fenómenos relacionados a su transporte y procesos sedimentarios no están del todo comprendidos.

Uno de los pioneros en realizar avances significativos en el estudio de ignimbritas fue Fisher (1966). Sin embargo, debido a los trabajos de Walker (1971) y Sparks (1975), en los cuales se introdujo el paradigma de *secuencia de ignimbrita estándar* (concepto relacionado a la sección de ignimbrita idealizada), las ideas desarrolladas por Fisher fueron abandonadas, incluso por el mismo. No fue hasta la década de los 90's cuando Branney y Kokelaar retoman el trabajo de Fisher para desarrollar la idea de que las ignimbritas pueden depositarse inicialmente a partir de corrientes o flujos estratificados por densidad, siendo las partes bajas de la corriente en donde existen altas concentraciones y son no turbulentas. La idea principal de estos autores concluye en la suposición de que las capas de ignimbrita masiva presentan un aumento de su gradación progresivamente de la base hacia arriba, proponiendo que este proceso sedimentario ocurre independientemente de la concentración y mecanismo de transporte de la capa superior (Branney et al., 2002).

2.1 Conceptos clave

Con base al trabajo realizado por Branney et al. (2002), al momento de estudiar PDCs y/o ignimbritas se deben de contemplar los cuatro conceptos clave siguientes:

- Las corrientes piroclásticas son de naturaleza no homogénea tanto en tiempo como en espacio, y por lo tanto, los procesos internos como la velocidad, concentración, capacidad y reología cambian tanto espacial como temporalmente.
- Los mecanismos de deposición están altamente determinados por las condiciones y procesos que ocurren cerca de la frontera de flujo inferior, y por esta razón la arquitectura de litofacies en una ignimbrita refleja las variaciones temporales y espaciales.
- Diversos clastos son soportados y segregados en distintas formas, por ejemplo, clastos adyacentes pueden tener distintos orígenes espaciales y distintas historias de transporte.
- Los procesos y condiciones cerca de la frontera de flujo inferior en una corriente pueden diferir ampliamente con aquellos de la parte alta de la corriente.

El término arquitectura se refiere a la estructura general de depósito, como puede ser su distribución, espesor, arreglo interno de litofacies, superficies temporales y cualquier otra superficie interna o de erosión, así como la relación de éstas con la topografía y tipo de substrato. En cuanto al concepto de litofacies, ésta describe una parte del depósito con ciertas características distintivas como puede ser la granulometría, estratificación, anisotropía de fábrica y/o composición.

Es importante mencionar que las litofacies no registran directamente las condiciones generales de toda la corriente piroclástica (en este caso una ignimbrita), sino solo lo que ocurría y pasaba dentro de la frontera del flujo, y por lo tanto, para poder interpretar el comportamiento general de toda una corriente, lo ideal sería interpretar cada una de las litofacies existentes en términos de los procesos que ocurren y posteriormente analizar las secuencias verticales y laterales de las litofacies en una ignimbrita para así determinar cómo la corriente fue cambiando en espacio conforme al tiempo (Branney et al., 2002).

2.1.1 Composición general

El término piroclasto hacer referencia cualquier material fragmentario expulsado durante una erupción volcánica, el cual incluye pómez, ceniza y fragmentos de roca (Sigurdsson et al., 2015). Es importante remarcar que estas partículas son expulsadas a

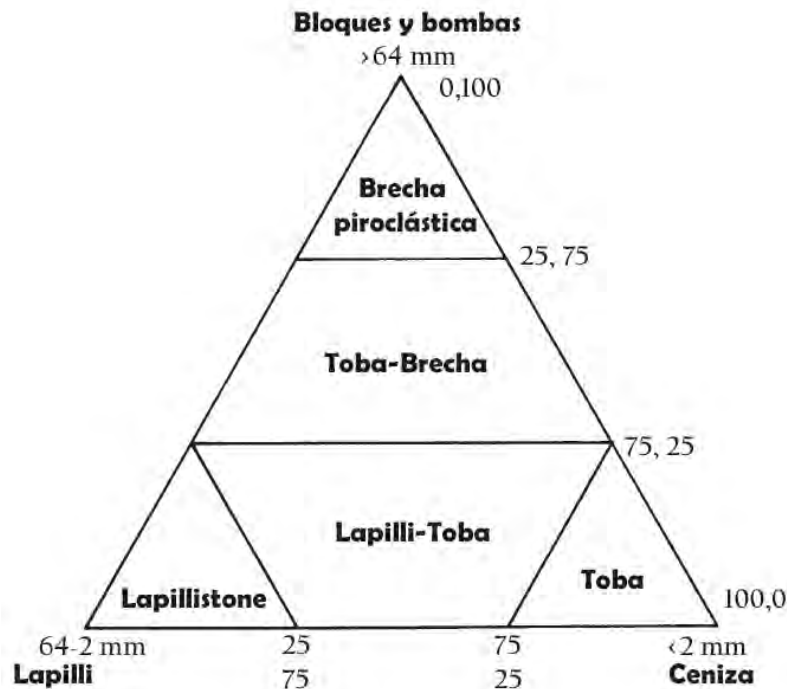


Figura 2.1: Clasificación propuesta por Fisher (1966), modificada por Schmid (1981) para la clasificación de rocas piroclásticas a partir de sus componentes.

través de los conductos volcánicos, sin hacer referencia a las causas de la erupción o al origen de las mismas partículas. De acuerdo con Fisher y Schmincke (1984), estos fragmentos piroclásticos se clasifican de la siguiente forma: epiclásticos, autoclásticos, aloclásticos.

- **Epiclástico:** Fragmentos que son resultado del intemperismo y la erosión de rocas volcánicas más antiguas.
- **Autoclástico:** Fragmentos que son resultado de la fragmentación por fricción mecánica o explosiones gaseosas durante el movimiento de lava, o por el derrumbe gravitatorio de espinas y domos.
- **Aloclástico:** Fragmentos que son resultado de la ruptura de rocas volcánicas por procesos ígneos en la superficie terrestre, con o sin la intrusión de magma fresco.

El término volcanoclástico es frecuentemente utilizado dentro de la literatura científica para denominar a todos los materiales formados por cualquier proceso de fragmentación, dispersión o por cualquier tipo de agente de transporte, depositado en cualquier ambiente o mezclado en cualquier porción significativa con fragmentos no volcánicos. Es

un término no genético que agrupa a todos los tipos de fragmentos piroclásticos (Fisher y Schmincke, 1984).

Otra forma de categorizar a los piroclastos eyectados, tomando como principal referencia su origen, es en juveniles (o esenciales), accesorios, y accidentales. Los piroclastos juveniles son aquellos que provienen directamente del magma expulsado y consisten en partículas densas o infladas de magma enfriado. Este término también se puede usar para cristales que estuvieron en el magma antes de la erupción. Cuando nos referimos a aquellos fragmentos de roca volcánica co-magmática proveniente de erupciones previas del mismo volcán se usa el término accesorio. Y finalmente los fragmentos accidentales son aquellos que provienen del basamento subvolcánico, por lo tanto pueden ser de cualquier composición. En cuanto al nombramiento de los piroclastos, existen una gran cantidad de criterios, sin embargo, el principal se basa en el tamaño de los granos tal y como se muestra en el esquema de la Figura 2.1: se denomina ceniza a los fragmentos con tamaño menor a 2.0 mm, mientras que el término lapilli se refiere a aquellos fragmentos entre 2.0 y 64.0 mm, y finalmente las bombas o bloques son partículas con un tamaño mayor a 64.0 mm (Fisher, 1961; Schmid, 1981).

2.2 Origen de las PDCs

Las corrientes piroclásticas de densidad tienen una génesis de diferentes tipos de mecanismos y a partir de diferentes fuentes, que pueden ser durante erupciones explosivas o por el colapso de domos por una inestabilidad de gravedad. Estos fenómenos pueden ser de vida corta y altamente inestables o relativamente de largo periodo pero inestables a cuasi-estacionarias (Branney et al., 2002; Sulpizio y Dellino, 2008).

2.2.1 Tipos de erupción

Colapso de columna volcánica: Cuando la corriente piroclástica se forma directamente desde el interior de la zona de *jet* (Figura 2.2 c) en erupciones explosivas, donde la dispersión de las partículas pierde impulso, no se puede incorporar y calienta una cantidad de aire suficiente para ser boyante, siguiendo una trayectoria de tipo fuente hacia la superficie del terreno. Es durante este proceso cuando la columna Pliniana o sub-Pliniana se puede formar por encima de la fuente piroclástica, y así generar depósitos de caída de cenizas y pómez asociados a la ignimbrita.

Otra forma a partir de la cual se puede formar una PDC es por inestabilidades locales en los márgenes del *jet* y zonas boyantes de la columna pliniana, específicamente donde la densificación ocurre por reingreso de piroclastos que van cayendo.

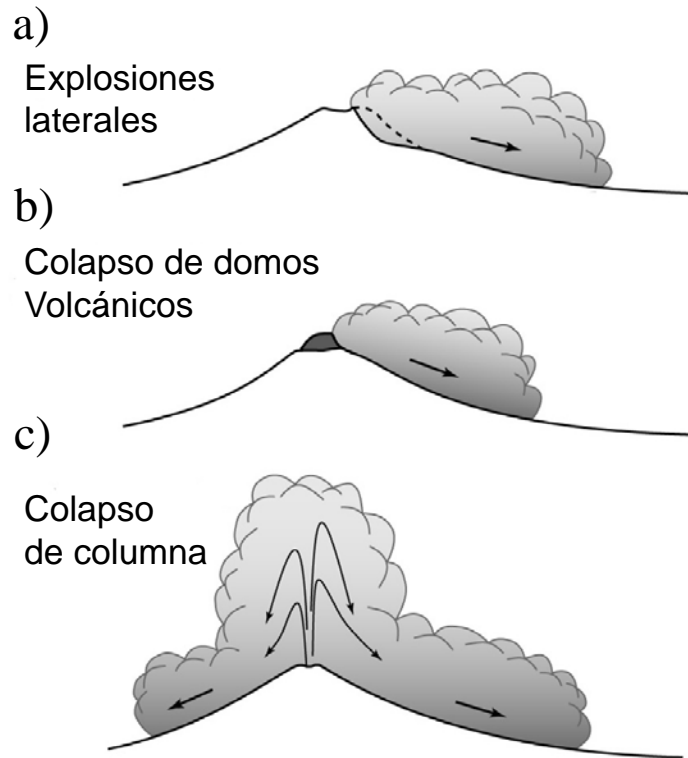


Figura 2.2: Resumen de los mecanismos eruptivos de generación de PDC. Modificado de Dufek et al. (2015)

Las PDC también se pueden formar a partir de el colapso de una columna ocasionado por erupciones freatomagmáticas. Este tipo de corrientes comúnmente son ricas en partículas finas y pueden contener espículas y lapilli acrecional y se asocian a depósitos de caída de ceniza.

Explosiones laterales: Algunas corrientes piroclásticas se pueden originar a partir de *jets* por descompresiones explosivas inclinadas o direccionadas lateralmente (Figura 2.2 a). Este tipo de erupciones son sostenidas por cortos periodos y no producen ignimbritas de gran volumen, además de que en este tipo de corrientes, la fuerza inicial es la inercia, pero de manera casi inmediata, se torna dominada por las fuerzas de gravedad (Branney et al., 2002).

Colapso de domos volcánicos: Las corrientes piroclásticas de tipo avalancha de roca, se originan principalmente del colapso de domos o frentes de coladas de lava. Estas tienden a formar corrientes superiores dispersas y de baja concentración debido a la rápida segregación de clastos (*clast comminution*) debido al fracturamiento, abrasión

y ruptura de vesículas acompañada de expansión de aire (Figura 2.2 b). La mayoría de estas PDC forman depósitos de bloques y ceniza de volúmenes discretos (Branney et al., 2002).

2.2.2 Estructura básica de una corriente piroclástica

Una PDC turbulenta y formada a partir de una sola oleada, está conformada por borde frontal de diversas formas y un cuerpo final extenso. En su parte frontal (Figura 2.3) la PDC presenta una *nariz* sobresaliente, que la mayoría de las veces, la sección que le sigue inmediatamente forma una *cabeza* distintiva la cual es de mayor grosor y viaja más despacio que el *cuerpo* de la corriente, especialmente en pendientes pronunciadas. Los vórtices transversales que se forman en la parte superior de la cabeza y el cuerpo final producen una zona de mezcla de baja concentración por arriba del cuerpo. El desarrollo de esta zona se debe principalmente a la entrada del fluido del ambiente (en la mayoría de los casos aire) a los vórtices transversales en la parte superior de la corriente. Partes de la zona superior de la corriente piroclástica, se expanden termalmente y se elevan para formar una nube co-ignimbrítica. En algunos casos se forma una *cola* retrogresiva, que se adelgaza gradualmente. Lo más común es que el cuerpo de la PDC sea deposicional, sin embargo, en algunos casos esta puede ser no-deposicional e incluso erosivo.

2.3 Depósitos piroclásticos

Aunque existen diversas formas de clasificar a los depósitos piroclásticos, la clasificación propuesta por Wright y Cas (1988) es de las más aceptadas y usadas. A partir de sus génesis, modo de transporte y deposición, los depósitos piroclásticos se pueden agrupar en 3 tipos básicos: caída, flujo y oleada.

Depósito piroclástico de caída: Este tipo de depósitos tienen un origen a partir de una columna eruptiva, derivado de una erupción con actividad explosiva. La forma y geometría del depósito es un reflejo directo de la altura de la columna, velocidad y dirección de los vientos. A medida que la pluma se expande, los piroclastos caen hacia la superficie del terreno por efecto de la gravedad, la distancia recorrida a partir de la fuente por el piroclasto dependerá directamente de su tamaño y densidad. Una de las principales características de estos depósitos es que de manera local mantienen un espesor uniforme. Dependiendo de su litología y composición, se pueden distinguir 3 tipos de depósitos de caída:

- Depósito de caída de escoria: Compuesto piroclastos vesiculados de composición basáltica y basáltico-andesítica.

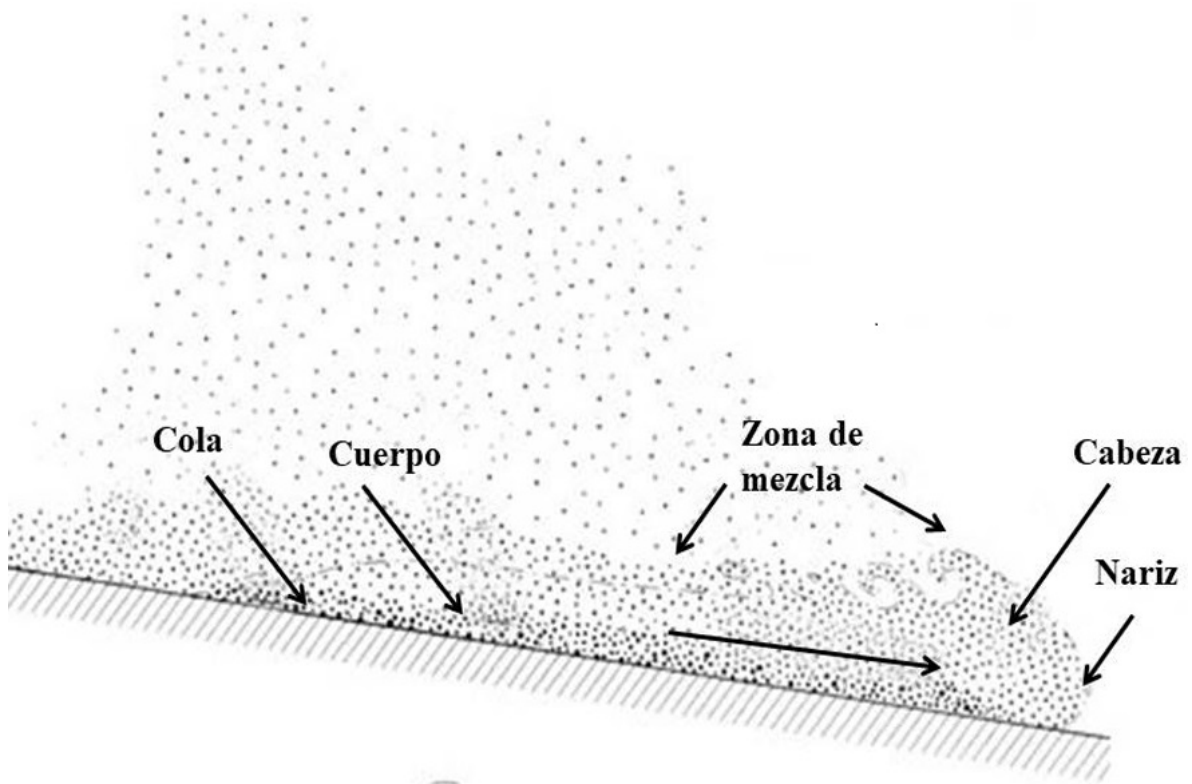


Figura 2.3: Esquema de las parte de una corriente piroclástica. Modificado de Branney et al. (2002)

- Depósito de caída de pómez: Compuesto por fragmentos de altamente viscosa y vesiculada, con una composición que va de andesita a riolita.
- Depósito de caída de ceniza: Puede ser formado por fragmentos de cualquier composición, siempre y cuando tenga un tamaño de ceniza (Wright y Cas, 1988).

Depósito de flujo piroclástico: Estos son depósitos derivados de flujos superficiales de escombros piroclásticos, se caracterizan por ser generalmente masivos y poco clasificados. Como regla general estos depósitos son controlados por la topografía y tienden a rellenar valles y depresiones. De manera general existen 3 tipos de depósitos de flujo piroclástico reconocidos en las sucesiones volcánicas modernas:

- Depósito de flujo de bloques y ceniza: Presentan una matriz de ceniza y una gran cantidad de bloques líticos no vesiculados que pueden exceder los 5.0 m en diámetro. Los clastos deben de provenir del mismo tipo de magma, y por lo tanto debe de ser monolitológico.
- Depósito de flujo de escoria: Contienen una cantidad variable de ceniza de composición basáltica a andesítica, con lapilli vesicular y clastos de escoria.
- Depósito de flujo de pómez o ignimbritas: Las ignimbritas típicamente son depósitos masivos que contienen cantidades variables de ceniza, lapilli de pómez redondeadas y ocasionalmente bloques (Wright y Cas, 1988).

Depósitos de oleada piroclástica: Las oleadas piroclásticas típicamente transportan piroclastos a lo largo de la superficie como una dispersión gas-sólido, expandida, turbulenta y de baja concentración. Una de sus características distintivas es que presentan estructuras en capas direccionales tipo sedimentario: ángulo bajo de estratificación cruzada, formas de duna, y estructuras de rampa y pileta. Las oleadas piroclásticas se pueden agrupar en 3 tipos:

- Depósitos de oleada de base: Producen depósitos estratificados, laminados y en algunas ocasiones masivos que contienen fragmentos juveniles que pueden ser líticos vesiculados o no. Dado a que se originan en erupciones freatomagmáticas se componen casi en su totalidad de líticos accesorios y una cantidad pequeña de líticos accidentales.
- Depósitos de oleada de superficie: Producen depósitos estratificados, generalmente con espesores menores a 1 m, y típicamente se reconocen en la base de las unidades de flujo piroclástico y sus constituyentes dependen de los materiales presentes en la columna eruptiva.

- Depósitos de oleada de nube de ceniza: Depósitos con un espesor menor a 1 m y que típicamente se encuentran en la parte superior de las unidades de flujo piroclástico, y en algunos casos pueden tener pequeñas pipas de segregación de gas (Wright y Cas, 1988).

2.4 Interpretación de litofacies

Para realizar una descripción no genética y no estratigráfica de los depósitos piroclásticos, Branney et al. (2002) propusieron el *esquema de litofacies no genético* en donde describen algunas de las litofacies más comunes en ignimbritas. Una de las ventajas de usar este esquema es que las litofacies no están definidas solamente en base a la granulometría, sino que usa una combinación de características para definir las litofacies. A continuación, se muestran algunas de las litofacies más importantes con su simbología y abreviaciones, las cuales están en inglés por motivos de estandarización.

Tabla 2.1: Principales litofacies no genéticas. Tomado de Branney et al. (2002)

Código	Litofacies
mLT	Toba masiva de lapilli o lapilli-ceniza
mLTf	Toba masiva de lapilli con estructura de grano direccional
sLT	Toba de lapilli estratificada
dsLT	Toba de lapilli con estratificación difusa
bLT	Toba de lapilli en capas delgadas
dbLT	Toba de lapilli en capas difusas
sT	Toba/ceniza estratificada
//sT	Toba/ceniza con estratificación paralela
xsT	Toba/ceniza con estratificación cruzada

(Continúa en la página siguiente)

(Continuación de la página anterior)

Código	Litofacies
dsLT	Toba de lapilli con estratificación difusa
//bpL	Lapilli de pómez con estratificación paralela
plens	Lentes de pómez de lapilli
fpoorT	Toba/ceniza pobre en finos
mLTpip	Toba de lapilli/ceniza masiva con pipas pobres en finos
mlBr	Brecha lítica masiva
mScAg	Aglomerado de escoria masiva

Tabla 2.2: Abreviaciones y términos para litofacies no genéticas. Tomado de Branney et al. (2002)

Símbolo	Significado
T	Toba/ceniza
LT	Toba de lapilli /Lapilli-ceniza
L	Lapilli
Br	Brecha
Ag	Aglomerado
Co	Bloques redondeados
(n)	Gradación normal
m	Masivo
//s	Estratificación paralela
xs	Estratificación cruzada
p	Rica en pómez
l	Rica en líticos

(Continúa en la página siguiente)

2.4. INTERPRETACIÓN DE LITOFACIES

(Continuación de la página anterior)

Símbolo	Significado
e	Eutaxítica
cr	Rica en cristales
fpoor	Pobre en finos
frich	Rica en finos
lenspBr	Lentes de pómez de brecha
mLBr	Brecha con líticos masiva
mscAg	Aglomerado de escoria masiva

Capítulo 3

Contexto geológico

3.1 Sierra Madre del Sur

La Sierra Madre del Sur es una provincia magmática que se extiende desde las costas del estado de Jalisco hasta la región del Istmo de Tehuantepec en el estado de Oaxaca. De acuerdo con Herrmann et al. (1994); Morán-Zenteno et al. (1999); Schaaf et al. (1995), el magmatismo de la SMS se inició en el Cretácico Tardío en el sector occidental de la provincia, como resultado de la subducción de la placa de Farallón (y placas subsecuentes), desplazándose progresivamente hacia el sureste de la margen continental, proceso que continuó hasta el Mioceno Temprano. Geológicamente está delimitada al norte por la FVTM y al noroeste por la SMO, tal y como se ilustra en la Figura 3.1. Está conformada por dos cinturones cuasi-paralelos con una orientación general WNW (Morán-Zenteno et al., 1999). El primero de ellos es una cadena casi continua de plutones y batolitos ubicados a lo largo de la costa, los cuales fueron emplazados durante el Cretácico Tardío al Mioceno (Schaaf et al., 1995), en un periodo de tectónica transtensional relacionada con el desplazamiento del Bloque de Chortis. Estos cuerpos intrusivos tienen una composición general que varía de diorítico a granítico con un contenido de SiO_2 que típicamente varía de 56 a 74 % en peso.

El segundo cinturón está conformado por una serie de campos volcánicos y cuerpos hipabisales distribuidos de forma discontinua entre el cinturón plutónico y la FVTM con una composición en el rango de riolitas subalcalinas a andesitas basálticas, con un contenido de SiO_2 que varía de 53 a 76 % en peso (Morán-Zenteno et al., 2000).

De acuerdo con la división tectono-estratigráfica propuesta por Campa y Coney (1983), la SMS se encuentra distribuida sobre los terrenos Guerrero, Mixteca, Oaxaca, Xolapa y Juárez.

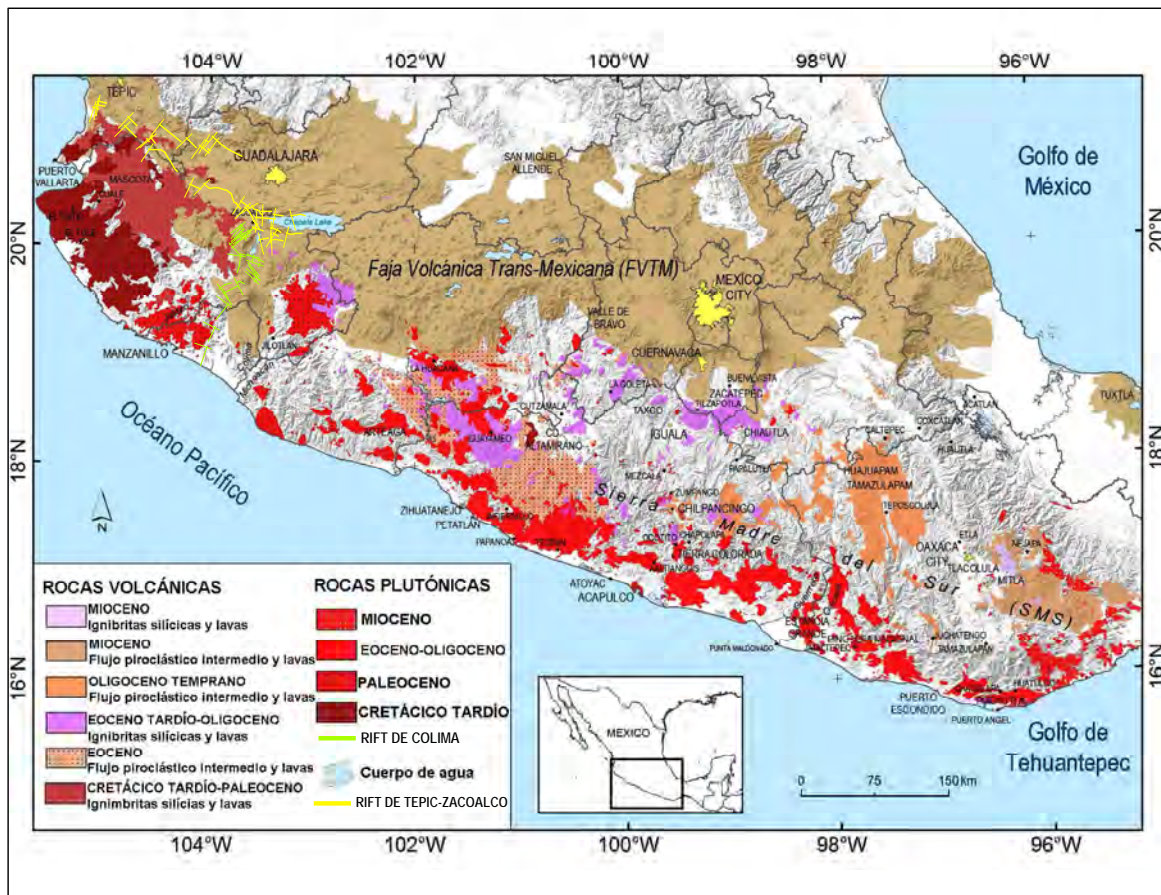


Figura 3.1: Mapa geológico del sur de México que muestra las rocas magmáticas del Cretácico Tardío al Mioceno, Modificado de Morán-Zenteno et al. (2018). Las líneas de color amarillo y verde corresponde a los rifts de Tepic-Zacoalco y Colima, respectivamente, los cuales son los límites continentales del Bloque de Jalisco.

3.2 Bloque de Jalisco

Ferrari (1999) define al Bloque de Jalisco como un conjunto tectono-estratigráfico compuesto por depósitos volcánicos, volcanoclásticos y secuencias sedimentarias marinas intrusionadas por plutones (El batolito de Puerto Vallarta es el principal) pertenecientes del Cretácico Tardío al Paleógeno. La edad de las rocas volcánicas expuestas en el Bloque, principalmente tobas de flujo de ceniza y andesitas, están en un rango de entre 114 Ma y 52 Ma, mientras que las rocas plutónicas (granitos, granodioritas y tonalitas) presentan una edad de entre 80 Ma y 85 Ma (Schaaf et al., 2019; Valencia et al., 2013) las cuales conforman un único batolito al sur de Puerto Vallarta. Aunque las rocas más antiguas reportadas en el BJ han sido fechadas a partir de metasedimentos, principalmente de esquistos, con edades de entre 130 y 240 Ma (Valencia et al., 2013), estas

últimas se pueden considerar como el basamento para las rocas plutónicas cretácicas del batolito de Puerto Vallarta (Schaaf et al., 2019).

De acuerdo con Rosas-Elguera et al. (1996), se especula que la mayoría de los límites del Bloque de Jalisco se desarrollaron en primera instancia como una consecuencia del levantamiento del batolito de Puerto Vallarta durante un periodo pre-Neógeno. Tectónicamente el BJ está delimitado al Occidente por la frontera entre la placa Norteamericana y la placa de Rivera; al norte por el rift de Tepic-Zacoalco (líneas de color amarillo de la Figura 3.1), el cual se desarrolló desde el Mioceno y se caracteriza por tener un vulcanismo alcalino activo, además de tener una tasa de extensión de 1.0 mm/año (Allan, 1986). Está compuesto por una serie de sistema de fallas independientes que pueden ser agrupadas en dos segmentos: un segmento norte compuesto por dos graben ubicados en la frontera entre el BJ y la SMO, y un segmento sur compuesto por un medio graben localizado al interior del Bloque de Jalisco. El rift de Colima (líneas de color verde de la Figura 3.1) ha sido considerado como el límite oriental del BJ desarrollado durante el Plioceno. Dada su estructura, algunos autores consideran apropiado dividir a este rift en dos sectores separados por el complejo volcánico de Colima: sector norte, compuesto por el medio graben de Amacueca, y sector sur que es una depresión topográfica localizada al sur del Volcán de Fuego de Colima (Ferrari, 1999).

3.3 Basamento

Dada la poca cantidad de trabajos geológicos realizados en la región, existe un escaso conocimiento referente al basamento de la zona de estudio. Debido a su localización, se cree que el Bloque de Jalisco forma parte del Terreno Guerrero, específicamente en el subterreno Zihuatanejo, aunque la naturaleza y la edad del basamento cristalino subyacente son en gran parte desconocidas para esta región. En diversas localidades dentro del Bloque, se ha realizado fechamientos en zircones provenientes de sedimentos marinos y esquistos, los cuales han sido reportados en un rango de edad de entre los 135 y 240 Ma, correspondientes al Cretácico Temprano y Triásico Tardío (Bissig et al., 2008; Díaz-López, 2016; Valencia et al., 2013). Las edades anteriores son muy similares a las registradas en zircones del complejo Arteaga (Talavera-Mendoza et al., 2007), lo cual es de gran relevancia porque sería la evidencia que confirmaría el hecho de que el BJ forma parte de el terreno Guerrero (Valencia et al., 2013).

3.3.1 El terreno Guerrero

El terreno Guerrero es definido por Campa y Coney (1983) como un terreno compuesto, el cual está constituido por una serie de sucesiones volcano-sedimentarias mesozoicas

3.3. BASAMENTO

que afloran al oeste de la falla de Teloloapan. A partir de las diferentes características estratigráficas, se dividió al Guerrero en tres subterrenos: Teloloapan-Ixtapan, Zihuatanejo y Huetamo. Años más tarde el terreno fue renombrado por Sedlock et al. (1993) como terreno Náhuatl, el cual se caracteriza por la deformación y metamorfismo de rocas magmáticas y sedimentarias correspondientes del Jurásico al Cretácico. A la unidad más inferior de este terreno le nombra Complejo Tierra Caliente (TCC), la cual incluye al esquisto Taxco, a la formación Ayotusco y a la roca verde Taxco Viejo. Con base en datos geoquímicos y estratigráficos de trabajos posteriores en la región, se propuso una nueva división para el terreno compuesto Guerrero, tal y como se muestra en la Figura 3.2, en los subterrenos Tahue, Zihuatanejo, Guanajuato, Arcelia, y Teloloapan (Centeno-García et al., 2008). Un rasgo importante de resaltar de este terreno es que constituye aproximadamente una tercera parte del territorio mexicano, lo cual lo convierte en el terreno tectonoestratigráfico más grande de México y probablemente el segundo más grande de la Cordillera Norteamericana (Campa y Coney, 1983; Centeno-García et al., 2008; Martini et al., 2009).

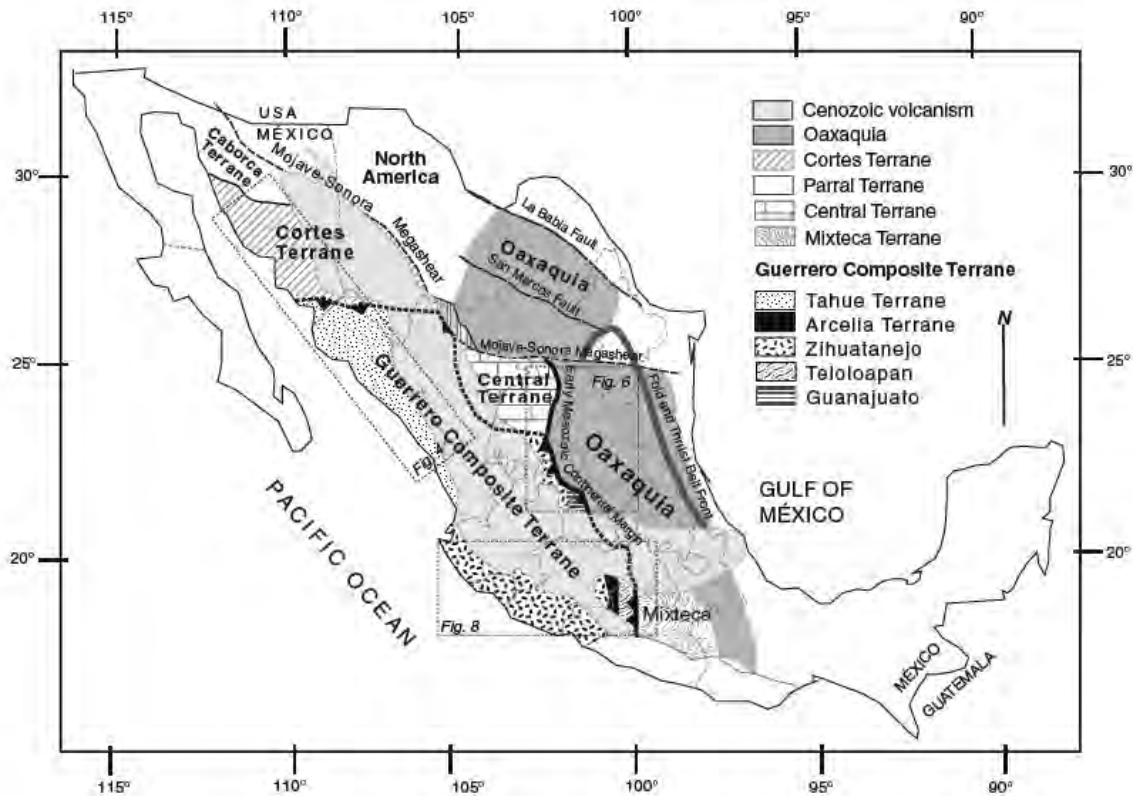


Figura 3.2: Mapa que muestra los terrenos tectono-estratigráficos de México. Tomado de Centeno-García et al. (2008)

El Zihuatanejo es el más grande de los subterrenos que componen al terreno Gue-

rrero. Se extiende al norte de la FVTM y a lo largo de la costa del Pacífico Mexicano y las rocas más antiguas que se tienen datadas de este subterreno son turbiditas ricas en cuarzo del Triásico Superior (Martini et al., 2010). En el sector sur y sureste, el Zihuatanejo consiste de cuatro ensambles litológicos principales: el Complejo Arteaga (secuencia muy deformada y metamorfoseada en facies esquistos verdes a facies anfibolita de lutita negra), la secuencia volcano-sedimentaria Zihuatanejo (rocas volcánicas riolíticas-andesíticas intercaladas con conglomerado volcanoclásticos), la secuencia sedimentaria Huetamo (rocas predominantemente sedimentarias del Titoniano-Cenomaniano) y el Complejo Las Ollas (Mélange que involucra bloques de caliza, pedernal, cuarcita, basalitos, ultramáficos parcial y completamente serpentinizados). Mientras que en el sector central-este el Zihuatanejo consta de un basamento de rocas siliciclásticas del Triásico, sobreyacido tectónicamente por rocas volcanoclásticas jurásicas asociadas a arco continental (Ortega-Flores, 2017).

La edad de los arcos que constituyen al Zihuatanejo y su supuesta acreción siguen siendo tema de debate. Debido a lo anterior Martini et al. (2010) presentaron una redefinición estratigráfica de este subterreno con base en una cartografía geológica a detalle y una serie de nueva dataciones de ^{40}Ar - ^{39}Ar y U-Pb, en la cual se propone que la base de esta sucesión (Complejo las Ollas) está cubierta en discordancia por una sucesión marina somera del Cretácico Inferior (Conjunto Playa Hermosa), lo cual implica que estas sucesiones se pueden interpretar como un traslape del terreno Guerrero, y por lo tanto no formarían parte de este terreno.

Capítulo 4

Petrografía y Estratigrafía

Tal y como se mencionó al inicio de este trabajo, con el objetivo de reconocer las características petrográficas y estratigráficas de las sucesiones silíceas e intermedias de la región correspondientes al Cretácico, se dividió a la zona de estudio en 4 secciones: Mixtlán, Guachinango, Cerro del Obispo y Ameca. Para la descripción de las láminas delgadas se usó la abreviación de minerales formadores de roca propuesta por Whitney y Evans (2010).

Además, cada uno de los puntos estudiados han sido ubicados en un mapa geológico, el cual fue elaborado con información del SGM, con el único fin de que el lector tenga un mayor contexto sobre la litología más reciente que se tiene reportada de la región, tal y como se muestra en la Figura 4.1. Es importante señalar que la descripción de cada una de las 4 sucesiones en este trabajo, comienzan con la unidad de la base (la más antigua) y así sucesivamente hasta terminar con la unidad de la cima (la más joven).

Estructuras

Regionalmente, la zona de Mixtlán se caracteriza por contar con una gran cantidad de sistemas de fallas, de los cuales se reconocen 4 grupos principales con orientaciones NW, NE, N-S y E-W respectivamente. Se tiene identificado que el primer sistema de fallas con orientación NW son las más antiguas y son el resultado de la tectónica del Bloque de Jalisco, las cuales bascularon a las unidades volcánicas pertenecientes al Cretácico (Rosales-Díaz y Ávila-Ramos, 2014). Durante la campaña de campo se reconocieron fallas con la misma orientación del primer sistema, específicamente de las fallas conocidas como San Jerónimo I (lateral) y II (normal), tal y como se describe en la carta geológico-minera de Atenguillo.

La primer estructura que se observó fue un plano de falla lateral (Figura 4.2) cerca del punto PA02, la cual se reconoció por la presencia de estrías, tiene una orientación 26° SE y un echado de 82° , aunque no se pudo determinar cuál es su componente

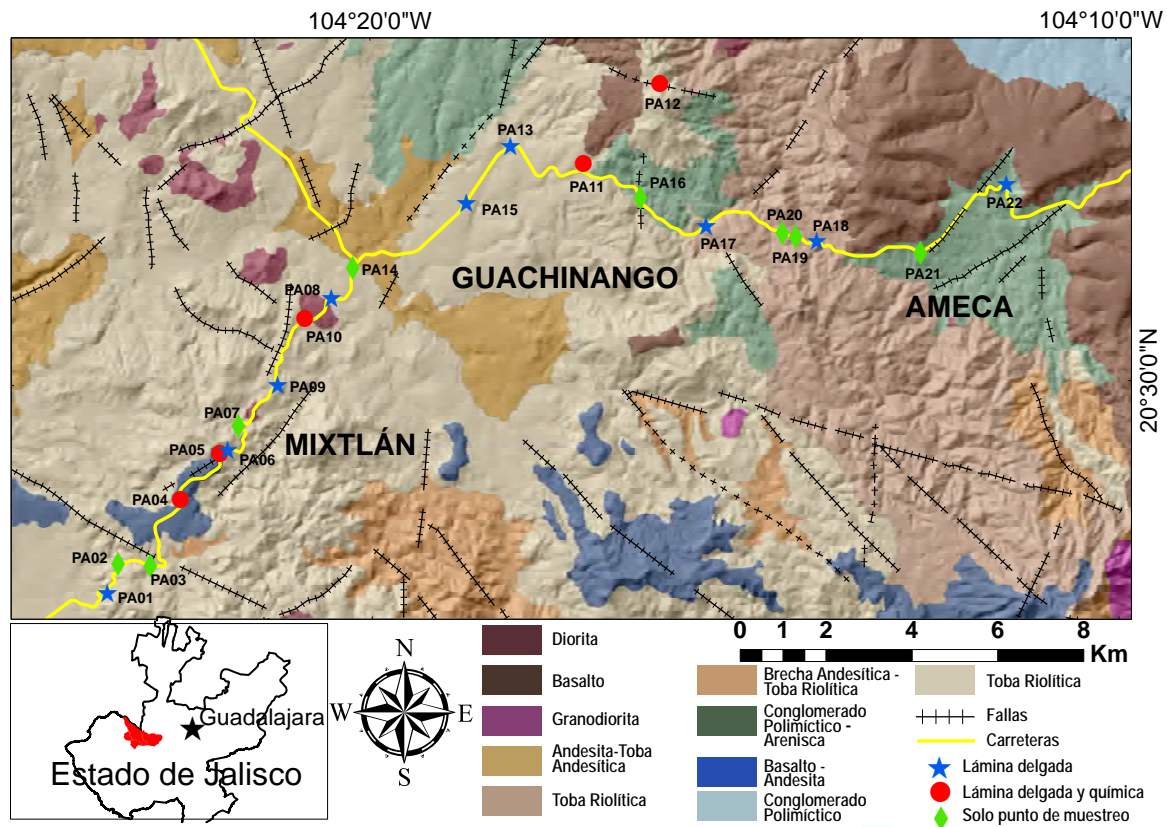


Figura 4.1: Mapa Geológico correspondiente a los municipios de Ameca, Guachinango y Mixtlán. El modelo de elevación digital del terreno fue obtenido a partir de la base de datos del INEGI. Litología y fallas fueron obtenidas de las cartas geológicas F13-D62, F13-D63, F13-D72 y F13-D73 del SGM.

lateral ni su espesor. En el siguiente punto de muestreo (PA03) se reconocieron estrías verticales, lo cual indica la presencia de una falla de tipo normal con una orientación de 67° SE y un echado de 80° , mientras que en el punto PA05 volvimos a reconocer estrías verticales, en donde el plano tiene una orientación de 70° NE y echado de 65° . El último plano de falla que se identificó, está localizado en punto PA07, la cual tiene una orientación de 77° NW y un echado de 82° , con un espesor de por lo menos 8 m y de carácter oblicuo.

4.1 Sucesión Mixtlán

En el sector oriental del municipio de Mixtlán, se realizó una sección de un espesor de 360 m (Figura 4.3), de los cuales 110 m corresponden a una intercalación de 6 flujos de ignimbritas, 5 m a un depósito de caída y el resto a 3 unidades de derrames lávicos de composición andesítica. En la Figura 4.3 b) se muestra un afloramiento en donde

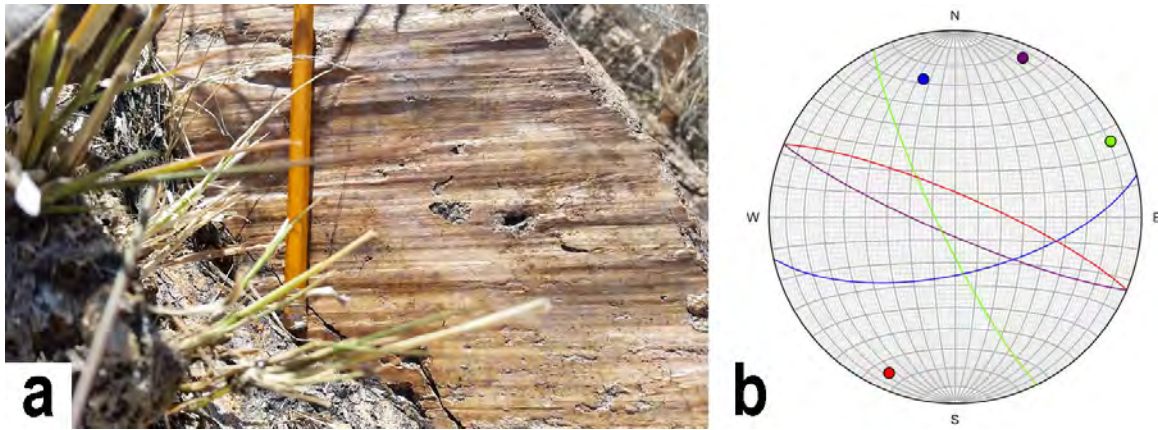


Figura 4.2: a) Fotografía de las estrías de una falla lateral en la sección de Mixtlán. b) Proyección estereográfica de las fallas documentadas.

se observó el contacto entre las distintas litofacies de ignimbritas, las cuales tienen una orientación principalmente 40°NE . Cada una de ellas se diferencia de la otra por su abundancia y tamaño de fenocristales y de fragmentos de pómez, así como por su color.

PA06-2, Litofacies masiva pobre en cristales y pómez (mLT)

En muestra de mano, esta roca se caracteriza por la gran cantidad de poros que posee, tiene un color gris claro, además de mostrar un aspecto masivo. De los componentes que se logran observar a simple vista, los clastos de pómez son los más distintivos, ya que alcanzan tamaños de hasta 0.5 cm y tiene una apariencia alargada. También se logran apreciar líticos de hasta 1.0 cm de largo que posiblemente sean de composición riolítica (Figura 4.4 b).

Al observar de manera más detallada por medio del microscopio, se pudo determinar que la porción de fenocristales de la roca representa menos del 1 %, y el resto de la roca está constituido por una matriz de carácter pumicítico, con la presencia de una gran cantidad de *shards* (Figura 4.4 a), además, los clastos de pómez constituyen el 12 % y los líticos un 10 % del total de la roca. De los pocos fenocristales que se lograron identificar, se encuentran pequeños cristales de cuarzo con forma anhedral y con tamaños que no superan los 0.5 mm. Es importante mencionar que esta roca presenta una ligera epidotización que afectaba al menos a la mitad de los clastos de pómez.

PA06-1, Depósito de caída

A unos cuantos metros de donde se encuentra la muestra anterior, se logró identificar un afloramiento de coloración gris y de apariencia masiva, el cual al ser examinado de manera más detallada por medio de una lupa, se logró ver que en algunas partes de

Sección Mixtlán

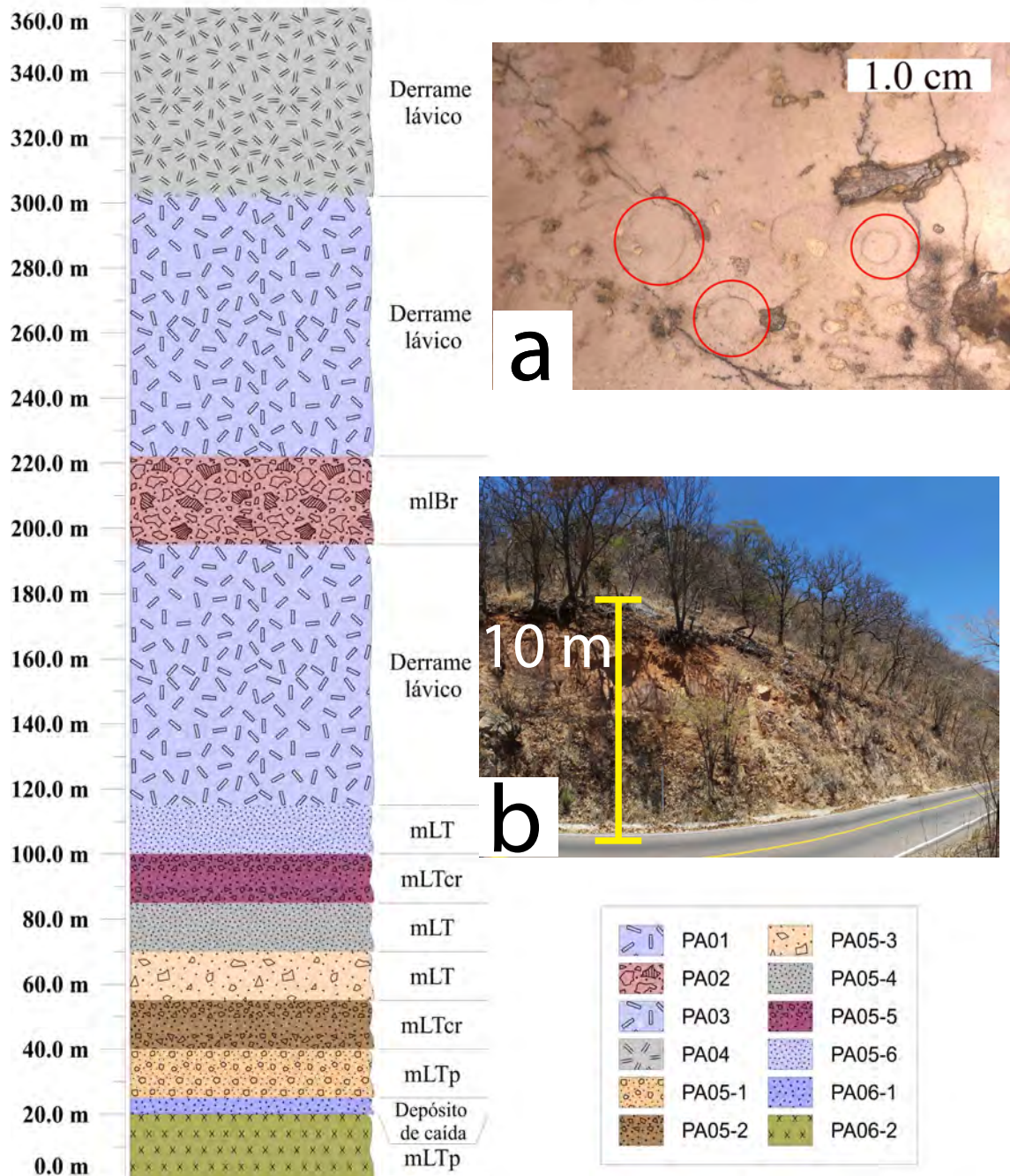


Figura 4.3: Columna estratigráfica de la sucesión de Mixtlán. a) Fotografía de la muestra de mano de las estructuras de lapilli acrecional, correspondiente a la muestra PA05-3. b) Fotografía del afloramiento en donde se encuentra la intercalación de ignimbritas.

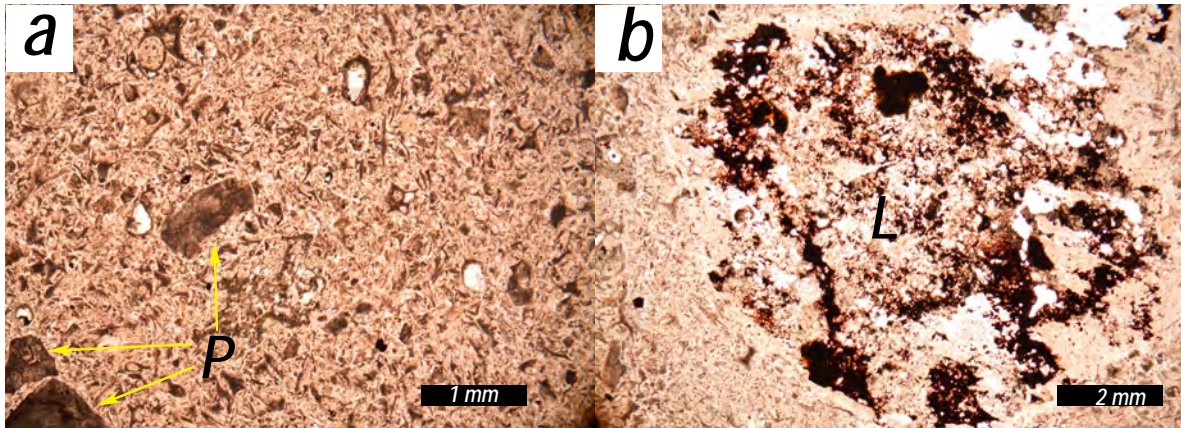


Figura 4.4: Fotomicrografía de láminas delgadas de la unidad *PA06-2 de mLT*, perteneciente a la sección de Mixtlán. a) Matriz pumicítica con presencia de *shards* y clastos pómez(P) de color gris. b) Lítico(L) de composición riolítica.

esta unidad hay presencia de esferulitas de cuarzo que alcanzan un tamaño de hasta 5.0 mm de largo, que son típicas de rocas de composición riolítica, aunque no son muy abundantes.

En cuanto al estudio petrográfico, al momento de realizar la respectiva revisión de la lámina delgada, lo primero que se logró determinar, es que se trata de un depósito de caída, el cual está conformado por fragmentos equidimensionales de pómez que no rebasaban 1.0 mm de largo, los cuales están en contacto grano a grano, representando el 86 % de la roca. Es importante señalar que en la mayoría de sus bordes, las pómez están siendo afectadas por una alteración que posiblemente se trate de sericita debido a su birrefringencia (Figura 4.5 a). También se logra identificar algunos líticos de composición basáltica con inclusiones de plagioclasa (Figura 4.5 a), aunque este componente solo representa el 1 % de total de la roca. En cuanto a la porción cristalina, esta solo representa el 13 % de la roca, y está conformada por fenocristales de plagioclasa con formas que van de subhedral a euhedral, de un aspecto semi-sucio, resultado de la sericitización, además también hay cristales de feldespato potásico con maclas de Carlsbad, tal y como se muestra en Figura 4.5 b).

PA05-1, Litofacies masiva con pómez y cristales (mLTp)

En el punto PA05 encontramos un afloramiento en donde existen al menos 6 flujos ignimbríticos, los cuales se intercalan y muestran una clara discordancia angular con los derrames lávicos que sobreyacen a estas unidades. La primera litofacies de esta intercalación de flujos es una roca compacta de coloración blanca en la mayor parte del afloramiento, que tiene aproximadamente 13 metros de espesor. En muestra de mano

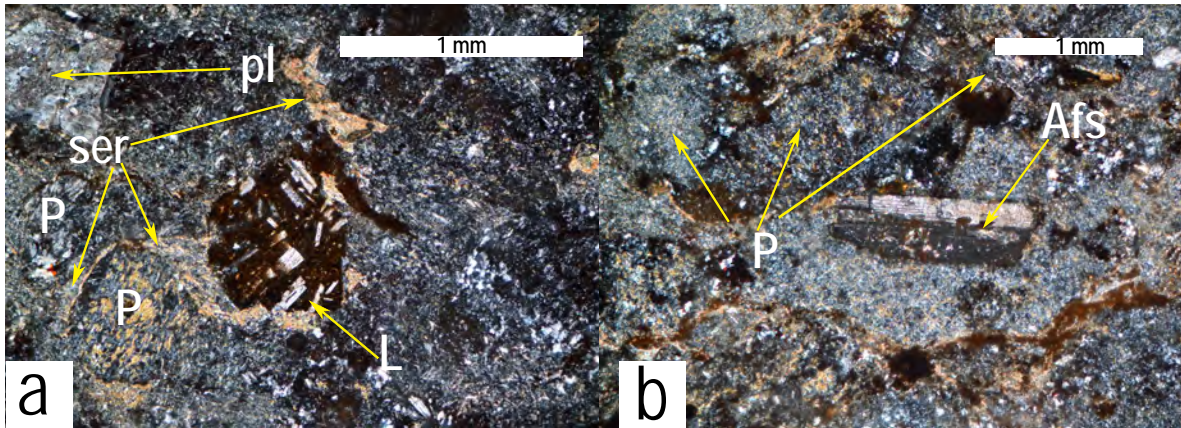


Figura 4.5: Fotomicrografía de láminas delgadas de *PA06-1*, *depósito de caída*, perteneciente a la sección de Mixtlán. a) Fragmentos de pómez (P) equidimensionales, siendo alterado por sericita (ser) en los bordes, además de haber presencia de líticos basálticos (L) y fenocristales de plagioclasa (pl) sericitizada. b) Fenocristal de feldespato (Afs) con macla de Carlsbad, rodeado por fragmentos de pómez (P).

se puede apreciar que esta roca tiene cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita, con un 10% de clastos de pómez que alcanzan un tamaño de 5.0 mm, las cuales tienen una coloración gris-pardo que es resultado de la oxidación.

Respecto al estudio a microscopio se observa una textura porfirítica con un 11% de fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita, los cuales están dentro de una matriz criptocristalina. Un rasgo importante que se debe de destacar de esta roca es que en algunas partes la matriz conserva fantasmas de *shards*, lo cual puede ser un indicio de que la matriz pumicítica ha sufrido un proceso de desvitrificación.

En general el cuarzo se presentan en forma de cristales rotos, con su típica fractura, con tamaños que varían entre 1.0 y 1.5 mm, y algo importante de señalar es que estos fenocristales presentan golfos de corrosión (Figura 4.6 a). Por su parte la plagioclasa tiene una forma anhedral con macla polisintética, tiene presencia de sericita y en algunos casos pueden tener un aspecto carcomido con presencia de hematita en las fracturas. La biotita tiene forma anhedral, con inclusiones de un mineral oscuro que posiblemente lo esté reemplazando. Los clastos de pómez presentes en esta roca tienen tamaños similares a los fenocristales, con formas irregulares y de coloraciones grises que apenas representan un 10% del total de la unidad.

PA05-2, Litocacies masiva rica en cristales (mLTcr)

La ignimbrita anterior subyace a una unidad de color pardo con un aspecto masivo y con un espesor de 12 metros. Es rica en cristales, con abundancia en plagioclasa y

cuarzo, además de presentar unas manchas verdes que corresponde a la alteración de epidota (Figura 4.6 b). Aunque hay presencia de clastos de pómez, estos no se pueden apreciar con facilidad debido a que representan menos del 4% de la roca, aunado a la epidotización de la muestra.

El estudio petrográfico permite ver una textura porfirítica con un 24% de fenocristales de plagioclasa y cuarzo, todo esto inmerso en una matriz criptocristalina que sufrió un proceso de desvitrificación. Lo más notable de esta lámina es su alto grado de epidotización que afecta a un 57% de toda la muestra, principalmente en la matriz y en algunos fenocristales, sin embargo, es importante señalar que este es un proceso secundario, es decir post-deposicional.

En general, el cuarzo tiene forma euhedral/subhedral con inclusiones de microcristales muy birrefringentes de minerales no identificados. Los fenocristales de plagioclasa tienen formas que van de subhedral a anhedral, con maclas polisintéticas y con cierto grado de epidotización. El caso de la epidota es especial ya que se trata de una alteración hidrotermal que ocurrió posterior al emplazamiento del depósito, sin embargo, es el mineral más abundante en la muestra y tiene forma anhedral. Para el caso de los clastos de pómez, estos son de color claro, con inclusiones de pequeños cristales euhedrales de plagioclasa, y en algunos casos estos clastos de pómez también están siendo epidotizados.

PA05-3, Litofacies masiva con pómez pobre en cristales (mLT)

Esta roca se caracteriza por tener un aspecto masivo con una coloración que va del pardo claro al tono color beige, con la presencia de algunos clastos de pómez de color blanco que no llegaban a superar 1.0 mm de tamaño (Figura 4.6 c), y en general es una roca pobre en cristales, de los cuales solo se puede apreciar a simple vista el cuarzo. Además un rasgo muy distintivo de este flujo, es la presencia de unas estructuras concéntricas (Figura 4.3 a) que no rebasan 1.0 cm de largo. En un principio se creyó que se tratan de microfósiles, sin embargo, al observar con mayor detenimiento, se llegó a la conclusión de que son estructuras de lapilli acrecional, comunes en columnas eruptivas ricas en vapor.

Petrográficamente se observa una textura vitrofídica pobre en fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita (< 2%) dentro de una matriz criptocristalina que sufrió un proceso de desvitrificación, además cuenta con una gran cantidad de líticos de composición riodacítica, con tamaños que superan los 1.5 cm de largo, y también hay presencia de pómez subangulosas de hasta 2.0 cm de largo. En general el cuarzo se presenta forma euhedral y fracturado, con un tamaño de entre 0.5 y 1.0 mm.

La plagioclasa tiene macla polisintética, de forma subhedral, con un aspecto carco-

mido. Un rasgo importante de estos fenocristales es que tienen coronas de reacción de un material rojizo-marrón que posiblemente es hematita. En cuanto a los pocos líticos que se pudieron identificar, estos tienen una composición andesítica y las pómez son de un color claro (Figura 4.6 c).

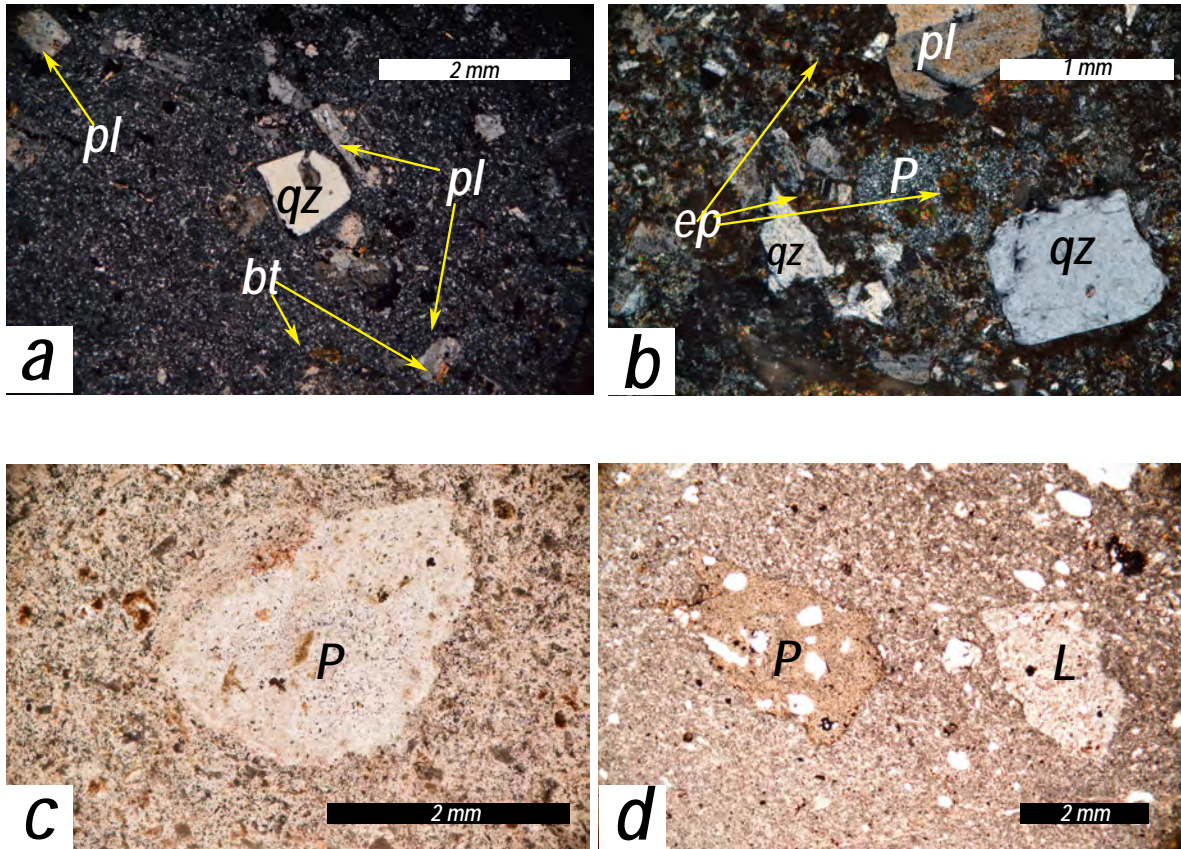


Figura 4.6: Fotomicrografías de láminas delgadas de la sección de Mixtlán. a) PA05-1 de *mLTp*, Fenocristales de cuarzo (qz) con golfos de corrosión. b) PA05-2 de *mLTcr*, Fenocristales de plagioclasa sericitizada y con un grado importante de epidotización (ep). c) PA05-3 de *mLT*, Fragmento de pómez de color claro. d) PA05-4 de *mLT*, Fragmento de pómez (P) y lítico (L) de cuarcita.

PA05-4, Litofacies masiva pobre en cristales y pómez (mLT)

Esta unidad posee un color morado que va de tonalidades fuertes a claras, además de tener una cantidad de pómez que llegan a representar un 9% de la roca. En cuanto a la porción cristalina de la roca, en muestra de mano se pueden observar algunos fenocristales de cuarzo inmersos dentro de una matriz afanítica. Al igual que la unidad anterior, esta ignimbrita tiene estructuras concéntricas de lapilli acrecional, aunque en este caso son de mayor tamaño y de más fácil apreciación.

Al observar con el microscopio petrográfico, se determinó que esta roca es hipocristalina ya que está constituida tanto por cristales, así como por una porción vítrea, tal y como sucedió en las unidades anteriores. Al realizar el conteo de puntos, se pudo determinar que los cristales solo representan un 5 % de la roca, es decir, esta unidad es pobre en cristales.

En cuanto a los constituyentes minerales, se pueden observar cristales de cuarzo que tienen formas euhedrales, con tamaños que no superan 1.0 mm de largo. También se logra identificar unos cuantos microcristales de biotita de color pardo claro, los cuales tienen su típica extinción *ojo de pájaro*, con tamaños por debajo de 0.5 mm de largo, sin embargo, su presencia en la roca es menor al 1 % .(Figura 4.7 a). Además, existen algunos minerales totalmente oscuros que posiblemente son pseudomorfo de anfíbol. Con respecto a las pómez, estas son un poco angulosas, con un color gris claro, y en algunos casos estas pueden tener inclusiones de plagioclasas, alcanzando tamaños de hasta 3.0 mm de largo (Figura 4.6 d). Una de las cosas más importantes que se encontró en esta unidad, es la presencia de líticos de cuarcita, las cuales presentan su característico aspecto de mosaico.

PA05-5, Litofacies masiva rica en cristales (mLTcr)

Esta parte de la sucesión está conformada por una roca compacta, de apariencia masiva, tiene un color pardo-rojizo y posee un espesor de 15 metros. En muestra de mano a esta roca se le aprecian algunos líticos de color oscuro que posiblemente sean de composición basáltica, así como pómez con tamaños de hasta 1.0 cm de largo, aunque solo representan menos del 3 % de la muestra, además se pueden distinguir fácilmente los fenocristales de plagioclasa por su típica apariencia lechosa. Otro rasgo importante que se logra observar son las manchas verdes correspondientes a epidotización que se encuentran principalmente en plagioclasas y pómez.

Al observar más de cerca en lámina delgada, la roca mostró tener una textura porfírica con un 36 % en fenocristales de cuarzo, plagioclasa que en algunos casos tienen inclusiones de zircones bastante grandes con birrefringencia de 3er orden, y cristales de feldespato potásico de forma subhedral y con macla simple, mientras que la porción correspondiente a la matriz parece ser de carácter criptocristalino. Se pudo constatar que las manchas verdes que se veían macroscópicamente se trataban de rasgos epidotización.

El cuarzo tiene un aspecto bastante limpio que los diferencia del resto de los cristales (Figura 4.7 b), con formas que van de subhedral a anhedral, sin embargo, el cuarzo conforma una porción muy pequeña de la roca (< 1 %). Los fenocristales de plagioclasa son sin duda alguna los minerales que se distinguen con mayor facilidad, ya que conforman una parte importante de la roca, tienen formas subhedrales/anhedrales, algunos

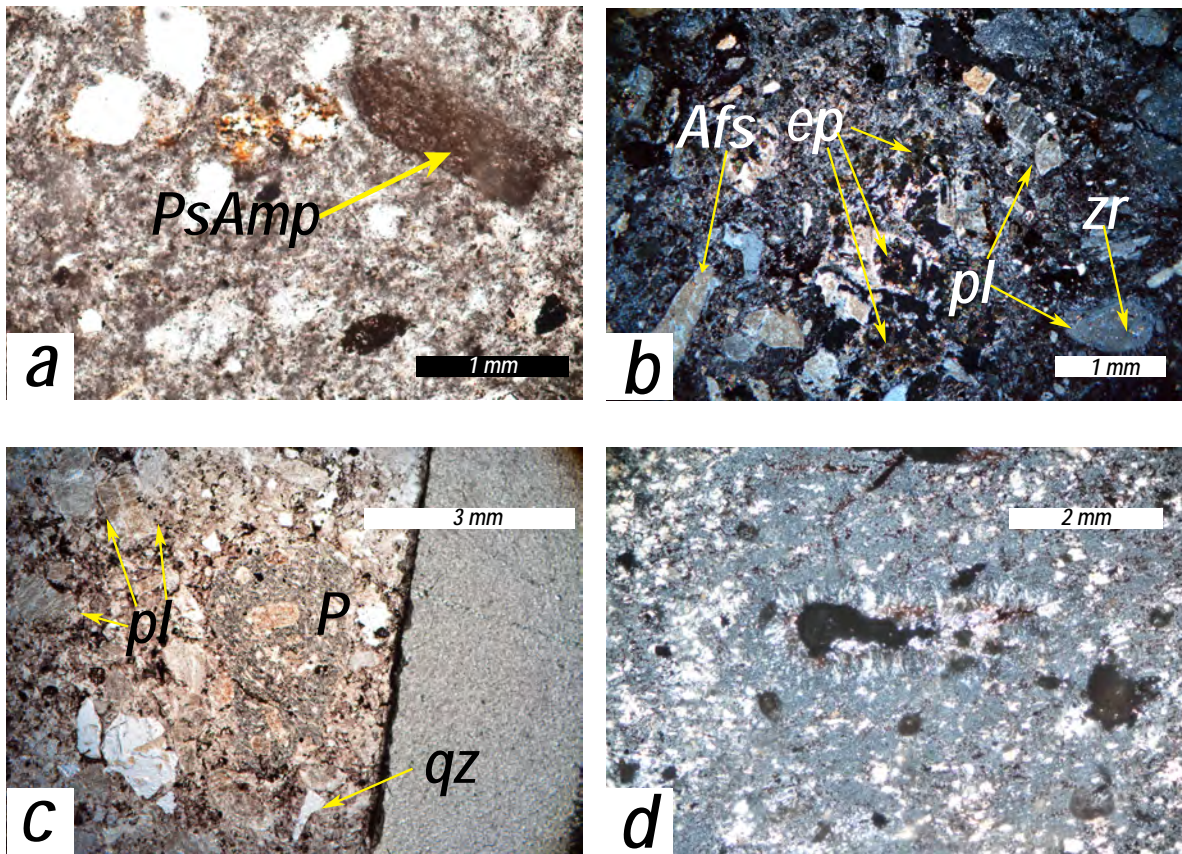


Figura 4.7: Fotomicrografías de láminas delgadas de la sección de Mixtlán. a) *PA05-4 de mLT*, Pseudomorfos de anfíbol. b) *PA05-5 de mLTcr*, Fenocristales de plagioclasa (pl) sericitizada con inclusiones de zircones (zr) siendo epidotizada (ep). c) *PA05-5 de mLTcr*, Fenocristales de plagioclasa sericitizada junto con un fragmento de Pómez. d) *PA05-6 de mLT*, Hueco posiblemente dejado por algún lítico con una corona de desequilibrio.

con macla polisintética, además de presentar un grado importante de sericitización.

En lo que respecta a los clastos pómez (Figura 4.7 c), estos alcanzan tamaños de hasta 3.0 mm de largo, en su mayoría tienen formas subredondeadas, y en algunos casos estos clastos de pómez poseen inclusiones de cristales de plagioclasa aparentemente sericitizada. La matriz de esta ignimbrita es de carácter criptocristalino debido a que no se alcanzan a ver los cristales que la conforman, y debido a esto, posiblemente la matriz sufrió un proceso de desvitrificación.

PA05-6, Litofacies masiva pobre en cristales y pómez (mLT)

Finalmente, la unidad que se encuentra en la parte superior de esta intercalación de flujos, es una roca de color pardo claro, de 16.0 m de espesor y con un aspecto masivo. En muestra de mano resulta difícil distinguir sus características, ya que lo único que

se logra distinguir son algunos fragmentos de pómez blanco y sus huecos que llegan a tener tamaños de hasta 5.0 mm y que representaban el 11 % de la roca.

Al inspeccionar a mayor detalle con ayuda del microscopio, se pudo determinar que esta roca tiene una textura afanítica debido a que no se lograron distinguir fenocristales de algún mineral, y en cuanto a la matriz esta es de carácter criptocristalino que sufrió un proceso de desvitrificación. De las pocas cosas que se pueden apreciar, se observa un hueco que posiblemente correspondía a algún lítico (del cual no se puede conocer su naturaleza) que está bordeado por lo que parece ser una corona de desequilibrio tal y como se aprecia en la Figura 4.7 d).

PA01, Unidad andesítica-dacítica

Consiste en un derrame compacto subhorizontal de composición andesítica-dacítica con un color grisáceo y que a simple vista tiene una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa. A nivel de microscopio, la roca está compuesta por cristales de plagioclasa > feldespato potásico > biotita > pseudomorfos de anfíbol > cuarzo. Se realizó un conteo (Tabla A.3) de puntos en lámina delgada el cual muestra que la porción de fenocristales alcanza un 29 %, y se encuentran inmersos dentro de una matriz afanítica que sufrió un proceso de desvitrificación.

La plagioclasa es el fenocristal más abundante, tiene una forma que es principalmente euhedral, con un grado de sericitización importante. En algunas ocasiones parece tener zonamiento y cuenta con maclas polisintética, además en alguno de estos cristales se presentan coronas de opacita (Figura 4.8 a), otras coronas de hematita, y en muy pocos casos tienen ambas coronas, las cuales son un reflejo de rasgos de desequilibrio. En cuanto al feldespato potásico, este tiene formas principalmente euhedrales, con tamaños que alcanzan los 2 mm de largo, además de poseer macla simple (Figura 4.8 c).

También hay presencia de pseudomorfos de anfíbol tabulares de forma euhedrales/subhedral ocupados por óxidos opacos. Por su parte los cristales de biotita son de un tamaño más pequeño con respecto al resto y tienen formas que van de subhedral a anhedral. Con nicoles cruzados se puede apreciar su típica extinción *ojo de pájaro*, y su principal característica es que tenían un aspecto carcomido (Figura 4.8 b). El mineral que se encontró en menor proporción fue el cuarzo, que presenta su típica apariencia incolora y bajo relieve, sin embargo, se tuvo que recurrir a verificar que tenía una figura de interferencia uniáxica para así comprobar que se trataba de cuarzo.

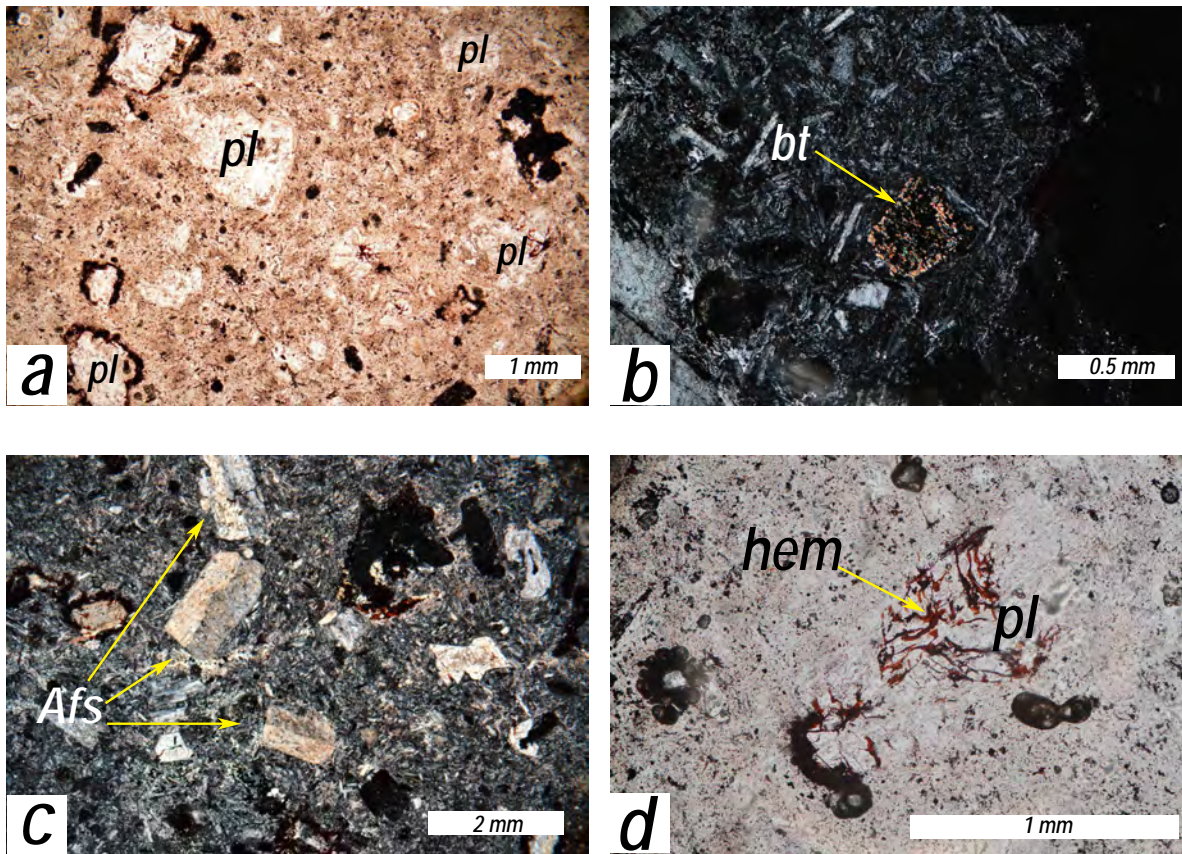


Figura 4.8: Fotomicrografías de láminas delgadas de PA01, *unidad de andesita-dacita*, perteneciente a la sección de Mixtlán. a) Fenocristales de plagioclasa (pl) sericitizados con coronas de opacita y hematita (hem). b) Fenocristal de biotita (bt) carcomido. c) Fenocristales de feldespato (Afs) con macla polisintética. d) Fenocristal de plagioclasa (pl) con una fractura que está siendo rellenada por hematita (hem).

PA04, Unidad andesita basáltica

Este es un derrame de composición basáltico-andesítico que conforma la última unidad de esta sucesión, posee una coloración gris y a simple vista tiene una textura porfírica con fenocristales de olivino. En lámina delgada se pudo determinar que el resto de los constituyentes cristalinos era olivino > plagioclasa > clinopiroxeno > cuarzo los cuales están dentro de una matriz criptocristalina conformada principalmente por plagioclasas. Se realizó un conteo (Tabla A.3) de puntos y se determinó que los fenocristales constituyen aproximadamente el 33% de la roca.

El olivino es el fenocristal más abundante ya que representan un 22% de la roca, con formas principalmente subhedrales (Figura 4.9 a) y con su típica fractura irregular. En algunos casos estos olivinos parecen tener unos bordes rojizos, lo cual puede ser un indicio de que se encuentran en una etapa temprana de un proceso de idingsitización.

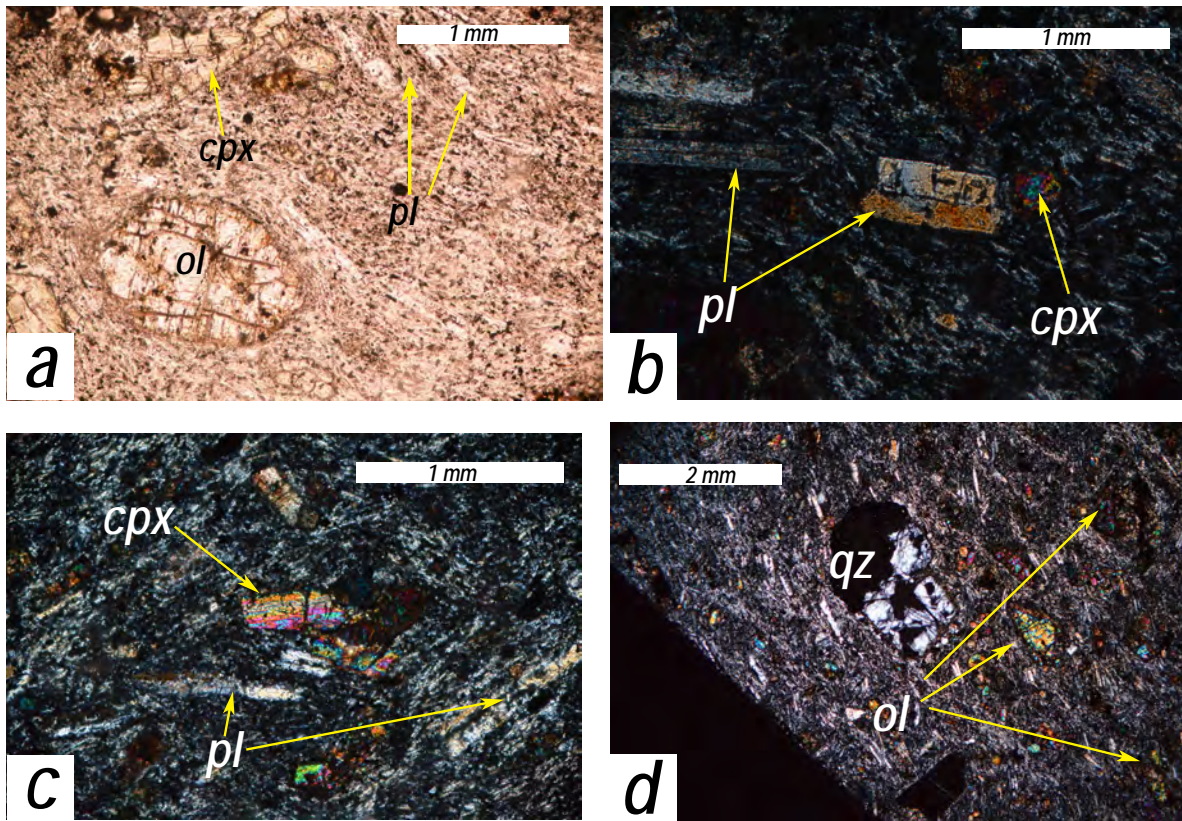


Figura 4.9: Fotomicrografías de láminas delgadas de PA04, *unidad de andesita basáltica*, perteneciente a la sección de Mixtlán. a) Fenocristales de olivino (ol) ligeramente idingsitizado. b) Fenocristales de plagioclasa (pl) con macla simple. c) Fenocristales de clinopiroxeno (cpx) con clivaje en una sola dirección. d) Fenocristal de cuarzo (qz) con corona de reacción.

Los fenocristales de plagioclasa en su mayoría muestran una forma euhedral/subhedral, con maclas polisintéticas (Figura 4.9 b), presentan zonamiento y extinción ondulante. Algo importante de señalar es que tanto los fenocristales de plagioclasa como la plagioclasa de la matriz tienen cierto grado de lineamiento que posiblemente sea un reflejo de la dirección de flujo del derrame. El tercer mineral en cuanto a abundancia es el clinopiroxeno (Figura 4.9 c), con formas euhedrales en su mayoría, se ve de un color verde pálido con clivaje en una sola dirección. Finalmente, también se encontraron cristales de cuarzo (Figura 4.9 d) de forma anhedral, un poco carcomidos y en algunos casos se logra ver una corona de reacción, que podría ser un indicador de que se trata de un xenocristal.

4.2 Sucesión Guachinango

En el límite entre los municipios de Mixtlán y Guachinango se realizó una sección con un espesor de 240 m (Figura 4.10), de los cuales 40 m corresponden a una ignimbrita con una orientación de 35°NE (similar a las ignimbritas de la sección anterior), intrusionado por una roca intermedia, y el resto de la sección corresponde a 3 unidades de derrames lávicos distintos uno del otro, de composición andesítica (Figura 4.10 a y b) con una orientación subhorizontal. Además, no se pudo observar el contacto entre las andesitas y la ignimbrita, pero se puede inferir que hay una discordancia angular entre estas unidades, tal y como sucede en la sucesión de Mixtlán.

PA08, Litofacies masiva rica en pómez y pobre en cristales (mLTp)

Cerca del arco de bienvenida al municipio de Guachinango, se encuentra esta unidad de composición intermedia. En muestra de mano esta roca tiene un color principalmente blanco, con aspecto masivo, así como también una textura porfírica, además, en cuanto a sus componentes lo único que se puede apreciar a simple vista son clastos de pómez con tamaños de hasta 1.0 cm de largo y algunos fenocristales de plagioclasa.

En lo que respecta a la petrografía, al observar en luz paralela, se pudo determinar que los fenocristales de plagioclasa muestran formas principalmente subhedral, con un aspecto de minerales arcillosos que es signo de sericitización, con tamaños que varían entre los 1.5 y 2.0 mm de largo, y con nicoles cruzados se observó que estas plagioclasas presentan maclas de tipo polisintética. Los fenocristales de feldespato potásico tienen rasgos muy similares a la plagioclasa, lo cual dificultó su identificación, pero se logró diferenciarlos por la macla de Carlsbad que poseen, además, la plagioclasa de esta muestra es el único fenocristal en todo el estudio que tiene una textura esquelética (Figura 4.11 a), aunque entre ambos fenocristales solo representan el 5% de los componentes de la roca.

También se logró identificar algunos cristales de cuarzo los cuales tiene una forma entre euhedral y subhedral, con tamaños que no rebasaban el 0.5 mm de largo, aunque no presentan fractura y tienen un aspecto bastante limpio que lo diferencia de la plagioclasa. En algunos casos estos cristales de cuarzo poseen inclusiones (Figura 4.11 b) que muestran colores pastel con birrefringencia de 3er orden, aunque solo representan menos del 1% del total de la roca. Por su parte las pómez presentes en esta roca poseen un color gris claro-blanco, y son el componente más grande de la roca, ya que como se mencionó anteriormente, logran alcanzar tamaños de hasta 1.0 cm, además de que representan cerca de 15% de la roca. Con lo que respecta a la matriz, se puede decir que esta tiene un carácter criptocristalino debido a que está compuesta por cristales

Sección Guachinango

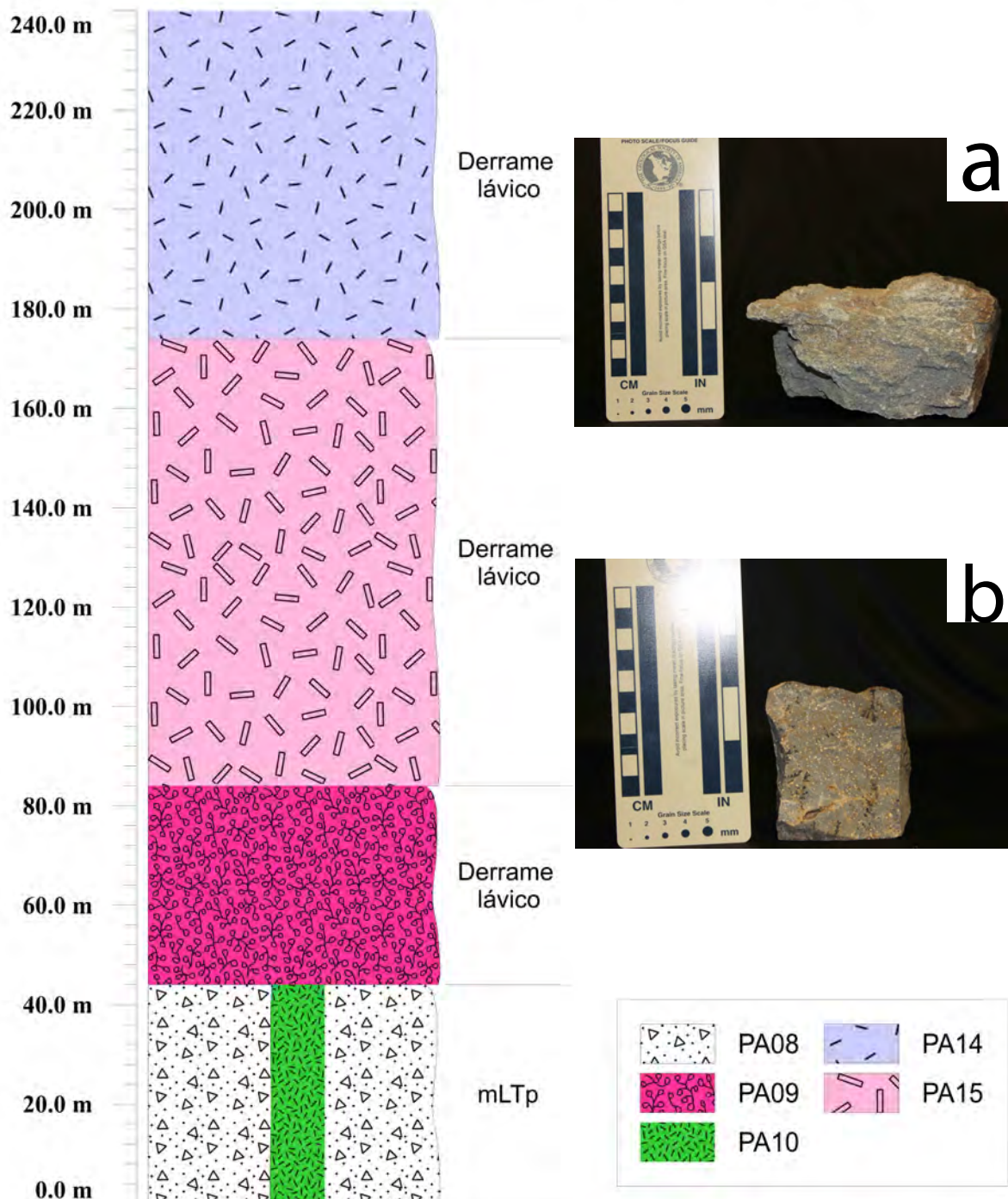


Figura 4.10: Columna estratigráfica sucesión de Guachinango. a) Fotografía de la muestra de mano del derrame lávico PA14. b) Fotografía de la muestra de mano del derrame lávico PA09.

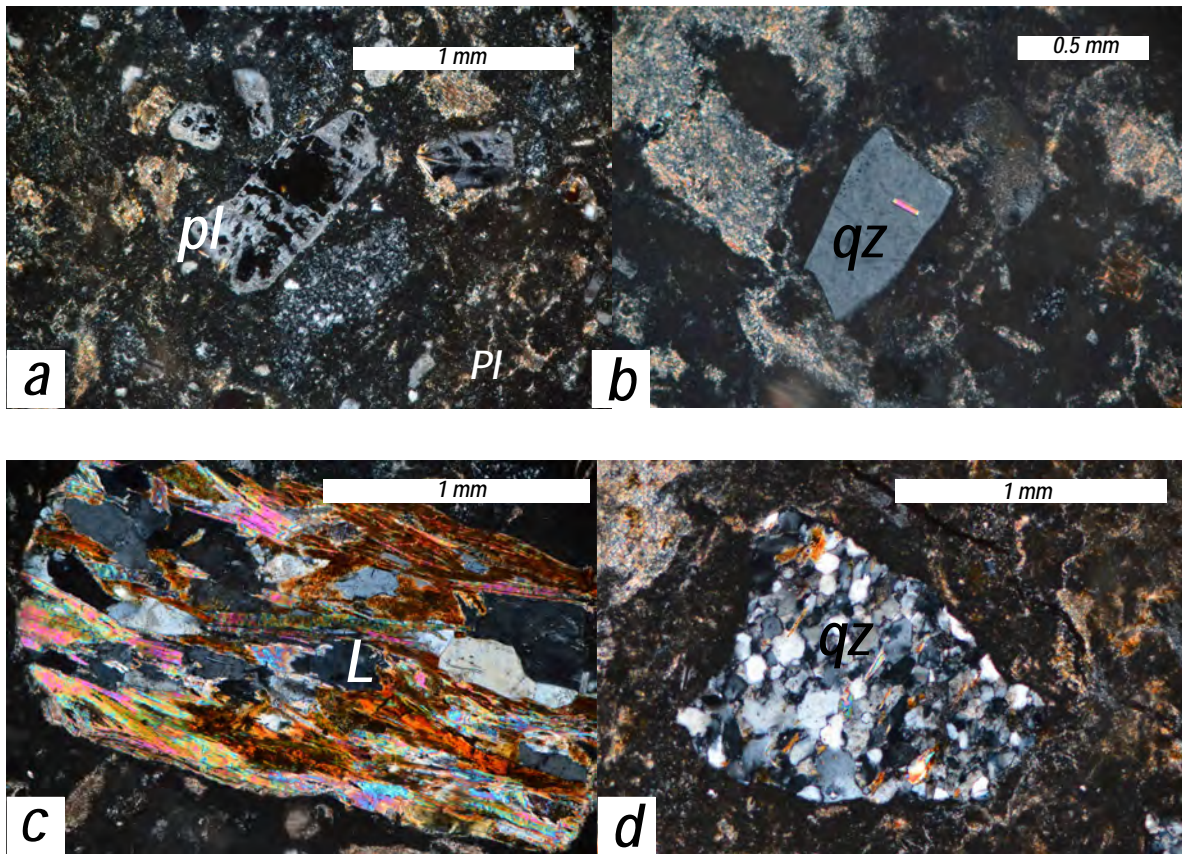


Figura 4.11: Fotomicrograffías de láminas delgadas de la unidad *PA08 de mLTp*, perteneciente a la sección de Guachinango. a) Fenocristales de plagioclasa sericitizados con textura esqueletal. b) Fenocristal de cuarzo con una inclusión de una mineral muy birrefringente. c) Fragmento perteneciente a un lítico de esquisto. d) Fragmento perteneciente a un lítico de cuarcita.

muy pequeños y posiblemente atravesó por un proceso de desvitrificación, sin embargo, el principal rasgo de la matriz es su aspecto amarillento que está dado por la presencia de zeolitas de hábito acicular que alteran al 70 % de la matriz.

Por otro lado, es importante señalar que se logró identificar líticos de cuarcita, los cuales presentan su típico aspecto de mosaico (Figura 4.11 c), y tienen un tamaño de 0.8 mm, además de observar un lítico metamórfico (Figura 4.11 c), específicamente un esquisto, que tiene un tamaño de 2.0 mm de largo, con un aspecto muy peculiar, siendo quizás el rasgo más distintivo de esta lámina delgada. La relevancia que tienen estos líticos es que probablemente son una prueba de la naturaleza del basamento de la cual habla Valencia et al. (2013).

PA10, Intrusivo intermedio

Cerca del km 39 de la carretera Mascota-Ameca, se ubica una unidad distinta al resto de las que se han descrito, porque tal y como lo cartografió el SGM, en esta zona aflora una roca plutónica de composición intermedia. En muestra de mano esta roca tiene un color verde oscuro, con una textura fanerítica, ya que se pueden ver a simple vista los fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos.

Al examinar de manera más detallada esta roca, por medio del microscopio petrográfico, se determinó que los fenocristales de plagioclasa representan cerca del 65 % del total de la muestra. Estas plagioclasas en su mayoría tienen formas euhedrales con tamaños que varían entre los 0.5 y 1.5 mm de largo. En luz paralela se les aprecia un aspecto de minerales arcillosos, lo cual implica que tienen cierto grado de sericitización (Figura 4.12 b), además, con nicoles cruzados fácilmente se logra observar que estos cristales tienen zonamiento (Figura 4.12 c) y cuentan con maclas polisintéticas, así como también una extinción ondulante. De igual manera se logró distinguir fenocristales de ortopiroxeno, los cuales representan un 15 % de la roca, tienen formas entre subhedral y anhedral con tamaños que alcanzaban 1.0 mm de largo, y en luz paralela muestran una coloración verde oscuro, además de que al girar la platina del microscopio se logró observar un pleocroísmo casi nulo. Con nicoles cruzados se determinó que estos cristales tienen una birrefringencia entre primer y segundo orden (de acuerdo con la tabla de Michel-Levy), así como también una extinción recta, aunque difícilmente se logra ver su clivaje. Por otro lado, también se observan fenocristales de clinopiroxeno que tienen características muy similares a los ortopiroxeno, los cuales se logran diferenciar de estos últimos gracias a que el clinopiroxeno (Figura 4.12 d) tiene un color pardo en luz paralela, que con nicoles cruzados estos tienen una birrefringencia de 2do orden, además, poseen una extinción oblicua. Este afloramiento es de mucha relevancia dentro de este trabajo ya que posiblemente este conjunto de rocas plutónicas representan la fuente de la cual provienen las andesitas que se encuentran en esta región de Ameca.

PA09, Unidad andesítica

En esta parte de la sucesión, se encuentra una unidad de composición andesítica, que en muestra de mano tiene color gris oscuro mesocrático y a simple vista se puede decir que posee una textura porfirítica, en donde los únicos fenocristales que se alcanzan a identificar, claramente son plagioclasas, además de algunas alteraciones secundarias de hábito dendrítico y lo que aparentan ser vetas de cuarzo secundario.

En cuanto al estudio petrográfico que se realizó, se pudo observar que los fenocristales de plagioclasa tienen tamaños que varían entre 1.0 y 1.5 mm, en su mayoría presentan maclas de carácter polisintético y con extinción ondulante. En luz paralela

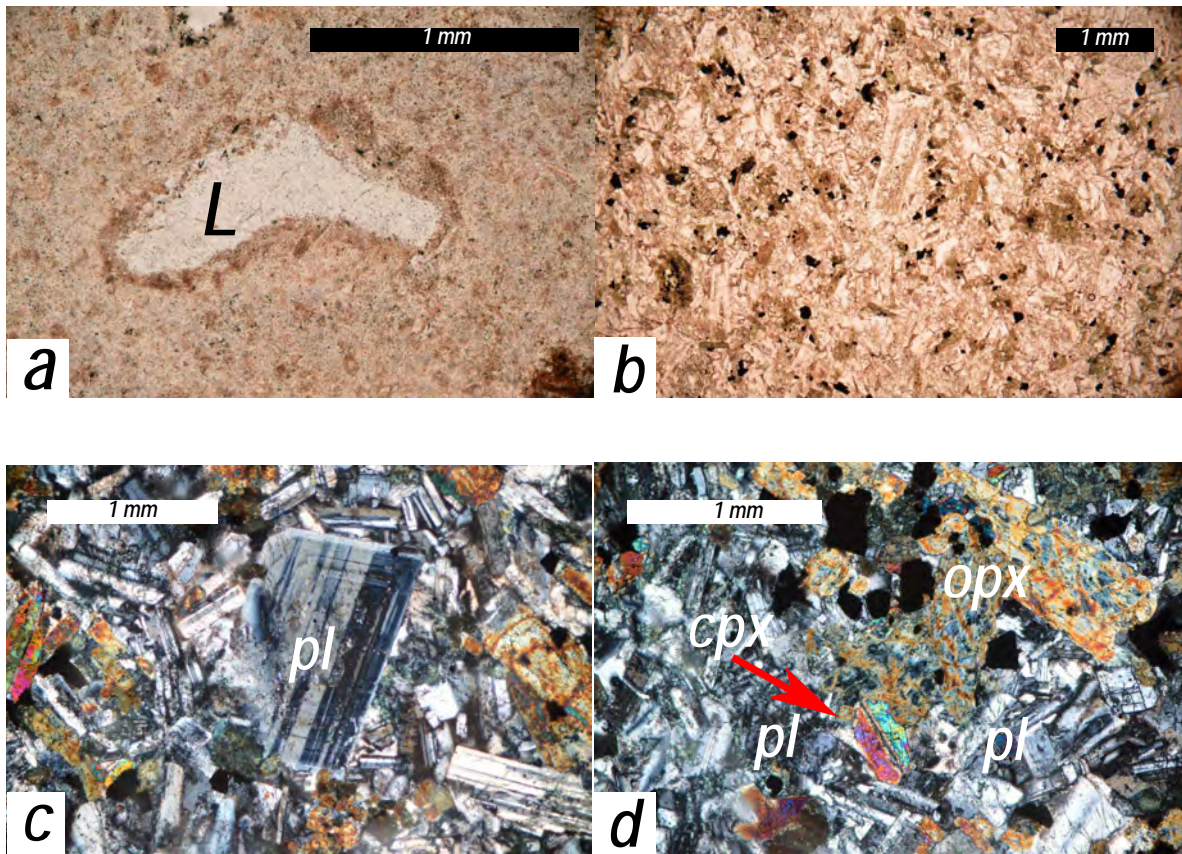


Figura 4.12: Fotomicrografías de láminas pertenecientes a la sección de Guachinango.

a) PA09, *unidad de andesita*, fragmento de un lítico (L) de cuarcita con una corona de disequilibrio. b) PA10, *unidad de composición intermedia*, fotomicrografía en luz paralela en donde se observa la sericitización de los fenocristales de plagioclasa (pl). c) Fenocristal de plagioclasa (pl) con macla polisintética y zoneamiento. d) Fenocristales de ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx).

estos cristales muestran unos minerales arcillosos, lo cual es un reflejo de la sericitización que han sufrido, además, en otros casos hay plagioclasas con coronas de sericita. Es importante señalar que estas plagioclasas no muestran ningún patrón de alineamiento, por lo cual no se pudo determinar la dirección de flujo. En cuanto al resto de los componentes, se pueden identificar algunos fenocristales de feldespato potásico, los cuales tienen su macla simple, además, hay algunos xenocristales de cuarcita que presentaban su típico aspecto de mosaico y llegan a tener largos de entre 1.0 a 2.0 cm. La razón por la cual se determinó que es un xenocristal es debido a la presencia de coronas de disequilibrio tal y como se observa en la Figura 4.12 a).

PA15, Unidad andesítica

La penúltima unidad correspondiente a la sección Guachinango se trata de una roca de composición andesítica que aflora a pie de carretera, en muestra de mano se pueden identificar fenocristales de biotita y plagioclasa inmersos dentro de una matriz de coloración rosa claro, por lo tanto esta roca muestra una textura porfirítica.

Al inspeccionar la lámina delgada de esta muestra en luz paralela, el fenocristal que más se distingue del resto es la biotita (Figura 4.13 a), debido a su coloración roja en extremo, así como también una corona oscura que la rodea, con formas principalmente subhedrales, clivaje en una sola dirección y con tamaños que no rebasaban 1.0 mm de largo. Con nicoles cruzados se pudo ver que tiene colores de birrefringencia de primer orden y su típica extinción en *ojo de pájaro*. Una posible explicación por la cual la biotita muestra este aspecto rojizo es la presencia de titanio dentro de esta roca. Sin embargo, sólo representaba un 2% del total de la muestra. En cuanto a la plagioclasa, sus fenocristales son los de mayor tamaño y mayor abundancia (18%), 2.5 mm de largo, con formas principalmente euhedrales y subhedrales y cierto grado de sericitización. En nicoles cruzados estos fenocristales tienen maclas tanto polisintéticas como simples, así como también colores de birrefringencia de primer orden, una extinción ondulante, además de estar zoneadas. En esta roca también se logró identificar algunos cristales totalmente oscurecidos tabulares, los cuales no mostraban ni pleocroísmo ni anisotropía, con tamaños que varían entre los 0.5 y 0.7 mm de largo. Dado lo anterior se determinó que se trata probablemente de pseudomorfos de anfíbol (Figura 4.13 b), aunque su presencia sólo representa un 2% de la lámina. Con respecto a la matriz, esta representa cerca del 81% de la roca y es de carácter criptocristalino ya que, a pesar de observarse con microscopio, resulta difícil el apreciar sus microcristales, por lo cual se especula que sufrió un proceso de desvitrificación. Un rasgo importante de la matriz observable a simple vista, es que en casi el 50% de ella está afectada por un óxido de hábito dendrítico.

4.3 Sucesión Cerro del Obispo

Se hizo otra sección que va sobre el camino que se dirige hacia mirador del Cerro del Obispo, partiendo de un punto cercano al rancho *Cazadores*. Esta sucesión posee un espesor de por lo menos 350 m y está conformado por una serie de derrames subhorizontales de composición andesítica y andesita-basáltica que representan un 85% del espesor total, los cuales se encuentran intercalados con un depósito de caída y una unidad de autobrecha riódacítica como base, tal y como se muestra en la Figura 4.14.

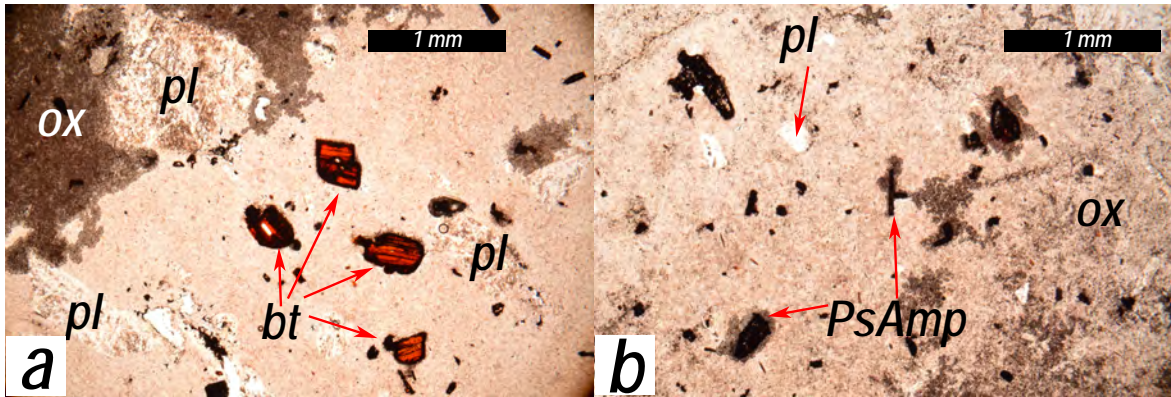


Figura 4.13: Fotomicrografía de láminas delgadas de PA15, *unidad de andesita*, perteneciente a la sección de Guachinango. a) Fenocristales de biotita enriquecida con titanio y fenocristales de plagioclasa sericitizados. b) Pseudomorfos de anfíbol con hábito tabular y matriz con un óxido de hábito dendrítico.

PA13, Autobrecha riódacítica

Esta unidad es una autobrecha de composición riódacítica correspondiente a la base de la sucesión Cerro del Obispo. Fue identificada en ambos flancos del cerro, tanto en la dirección a Mixtlán como hacía Ameca. En muestra de mano (Figura 4.14 b), se puede apreciar que esta roca tiene una matriz de coloración rosa claro, de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y feldespato, una gran cantidad de vetas de cuarzo, así como también clastos subangulosos de textura porfírica, de 0.5 cm hasta 3.0 cm de largo, con una composición similar a la matriz.

Con respecto al estudio petrográfico, se pudo corroborar que los fenocristales observados en muestra de mano son plagioclasas con formas principalmente subhedrales, que en algunos casos presentan un aspecto levemente de minerales arcillosos, resultado del proceso de sericitización y con maclas polisintéticas. En el caso de los cristales de feldespato, estos presentan características similares a la plagioclasa, con la diferencia de que este presenta maclas de Carlsbad (Figura 4.15). En conjunto, estos dos cristales representan el 12% de total de la roca, y tiene tamaños que varían entre los 1.0 y 2.0 mm de largo. En cambio, los cristales de biotita son claramente más pequeños que los cristales de plagioclasa, ya que en su mayoría se tienen tamaños que no rebasaban los 0.3 mm de largo. Al observarlos en luz paralela, estos tienen tonos muy oscuros con clivaje en una sola dirección y pleocroísmo claramente evidente, aunque su presencia en la roca es muy baja (2%). Además, se logró identificar algunas formas totalmente oscuras que no son anisotrópicas, y que posiblemente corresponden a pseudomorfos de anfíbol, pero tanto su presencia como su tamaño son muy bajas.

Sección Cerro del Obispo

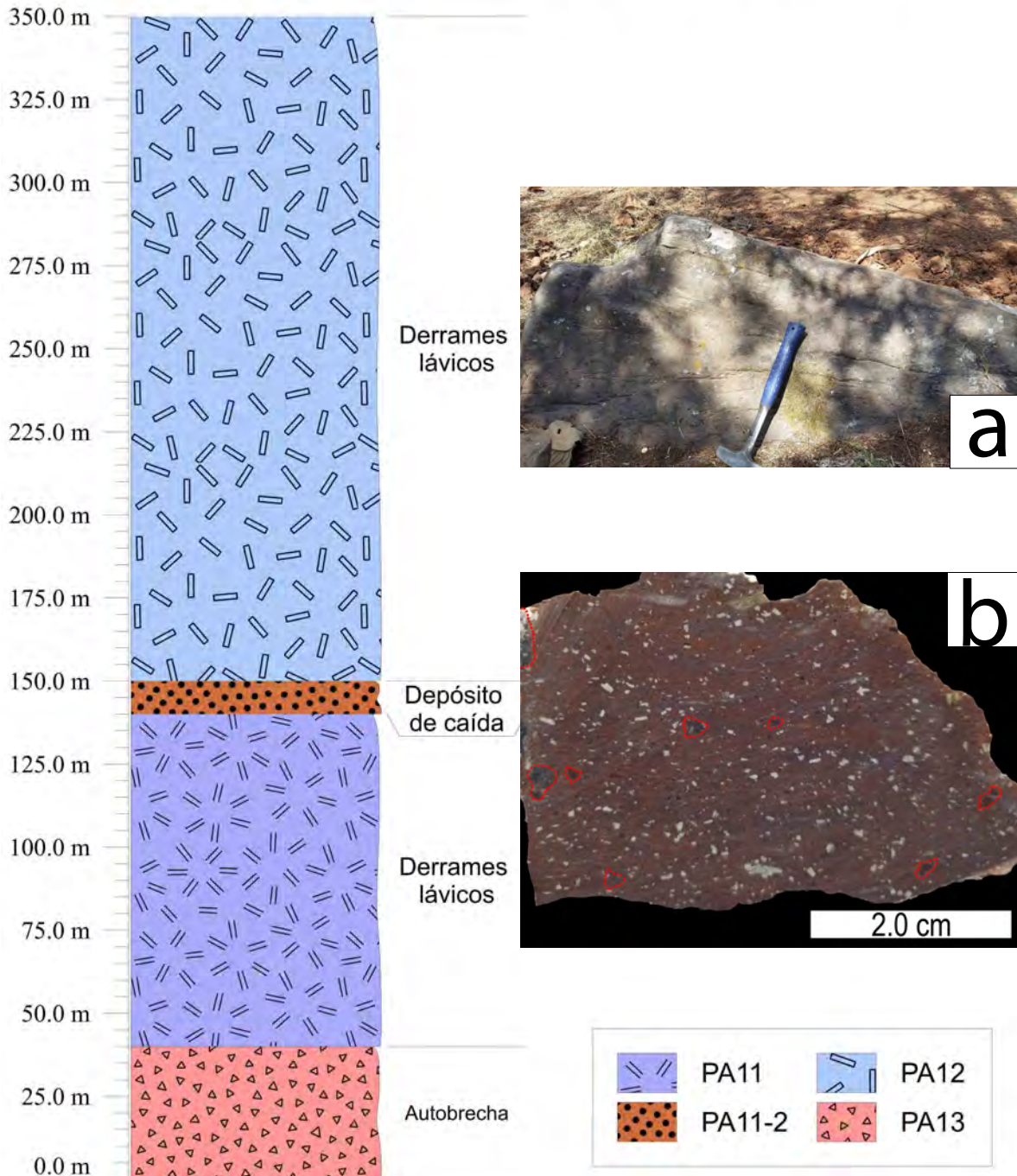


Figura 4.14: Columna estratigráfica de la sucesión del Cerro del Obispo. a) Fotografía de la cima del Cerro del Obispo, en donde se aprecia la muestra de andesita *in situ*. b) Muestra de mano de correspondiente a la autobrecha PA13 con fragmentos de roca de composición riocítica (línea punteada roja).

También se observó en algunas partes de la lámina, clastos de composición basáltica de color oscuro y gris, con inclusiones de pequeños cristales de plagioclasa. Estos clastos alcanzan tamaños de hasta 3.0 mm de largo, pero son poco abundantes ya que solo representan un 6 % de la muestra. Además se observó que hay una serie de vetas de cuarzo que rellenan las fisuras dentro de la misma roca, lo cual es un indicio de que estas vetas tienen un origen secundario, posterior a la formación de la autobrecha.

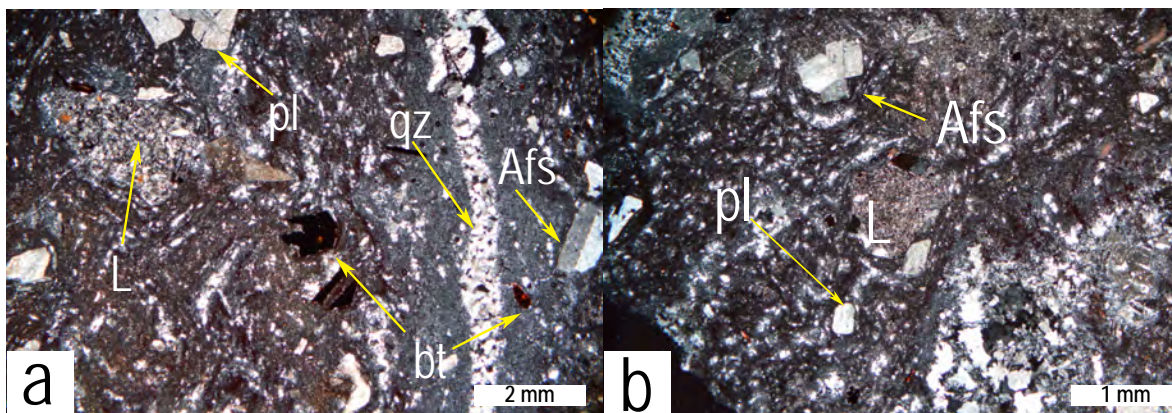


Figura 4.15: Fotomicrografía de las láminas delgadas de PA13, *unidad de autobrecha riodacítica*, perteneciente a la sección del Cerro del Obispo. a) Fenocristales de plagioclasa (pl), feldespato potásico (Afs) y biotita (bt), lítico (L) de composición basáltica, inmersos en una matriz con textura eutaxítica, además de apreciarse una vetilla de cuarzo (qz). b) Fragmento de lítico (L) subredondeado no deformado, junto a fenocristales de plagioclasa (pl) y feldespato potásico (Afs).

PA11, Andesita basáltica

Cerca del rancho *El guayabito* se realizó el muestreo de una sucesión de derrames lávicos de composición basalto-andesítico, con un espesor de al menos 300 m, y debido a esto se decidió muestrear en diferentes partes del afloramiento para poder determinar si existen variaciones dentro de la misma sucesión.

En la base del cerro la roca presenta una textura porfírica, típica de una andesita, con fenocristales de plagioclasa y piroxenos alargados de color amarillo, y en algunos casos estos piroxenos presentaban coronas de desequilibrio que se ven a simple vista. Al examinar en microscopio, se pudo determinar que la roca está compuesta en un 7 % por fenocristales de olivino, en un 4 % por fenocristales de plagioclasa y en un 3 % por ortopiroxenos. Todos estos componentes se encuentran inmersos en una matriz de textura traquítica constituida principalmente por pequeños cristales de plagioclasa que representan el 86 % de la roca. La plagioclasa tiene formas que van de lo euédral a lo

4.3. SUCESIÓN CERRO DEL OBISPO

subhedral y en la mayoría de los casos presentan macla polisintética, con zoneamiento así como extinción ondulante, no presentan alineación a hacia alguna dirección en específico y llegan a medir hasta 1.0 mm de largo. Por su parte los fenocristales de clinopiroxeno en su mayoría son subhedrales, y por la posición de corte la muestra al momento de laminar, estos fenocristales presentan un clivaje en una sola dirección, tienen macla simple (Figura 4.16 a) y llegan a tener tamaños de entre 1.0 y 1.5 mm. Finalmente los fenocristales de olivino son euhedrales/subhedrales de un color traslúcido, con su típica fractura (Figura 4.16 b) y alcanzan a tener tamaños de 1.5 mm de largo. Un rasgo importante del olivino de esta muestra es que la mayoría presenta idingsita, lo cual es un rasgo característico de magmas enriquecidos en volátiles, principalmente agua (Ross y Shannon, 1925), además tal y como se observa en la Figura 4.16 b), la forma en la cual están en contacto, da la impresión de que el olivino está reaccionando a piroxeno.

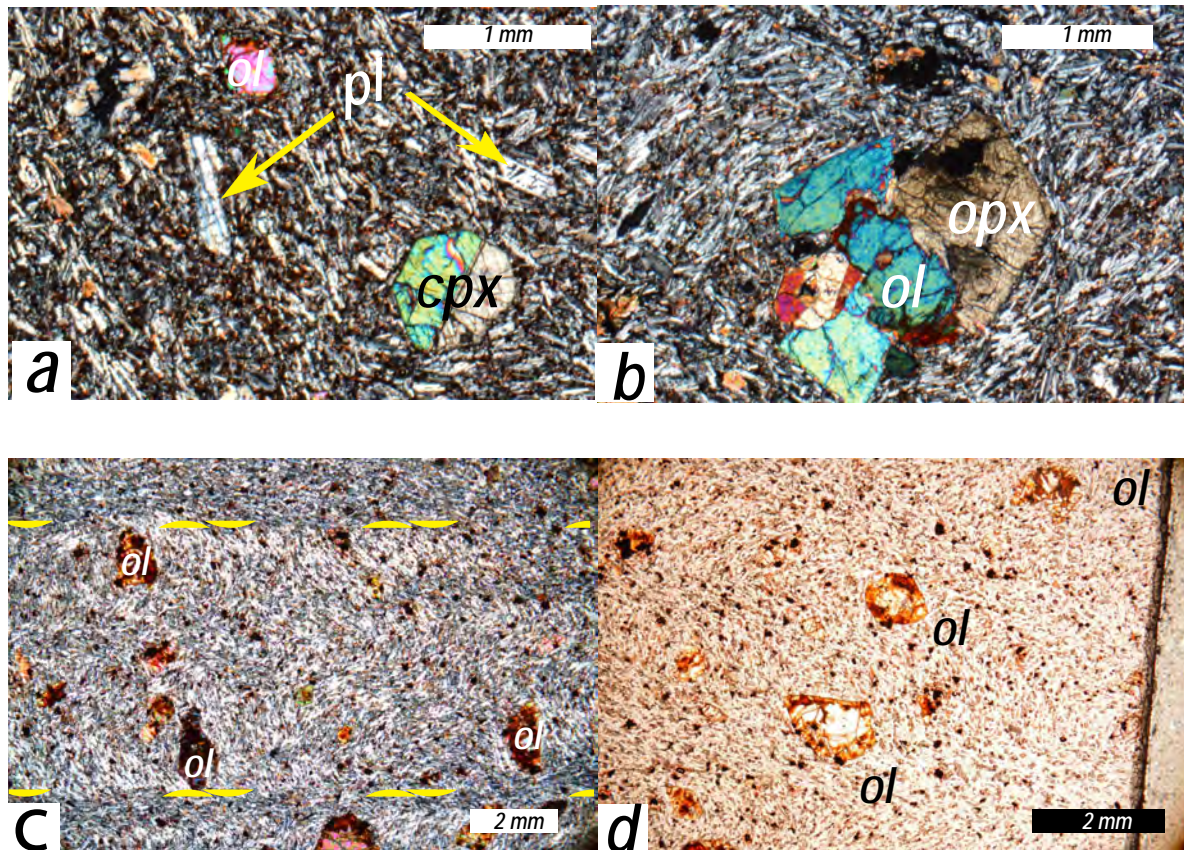


Figura 4.16: Fotomicrografías de láminas delgadas de la sección perteneciente al Cerro del Obispo. a) PA11, *unidad de andesita basáltica*, fenocristales de plagioclasa (pl) de forma euhedral y cristal de clinopiroxeno (cpx) con macla simple. b) Fenocristal de clinopiroxeno (cpx) en contacto con olivino (ol). c) PA12, *unidad de andesita basáltica*, microcristales de plagioclasa (pl) con dirección de flujo. d) Fenocristales de olivino (ol) idingsitizados.

PA11-2, Depósito de caída

Durante el ascenso hacía el mirador del Cerro del Obispo, nos encontramos con una unidad correspondiente a un depósito de caída. En muestra de mano la roca presenta un color pardo claro con una textura afanítica ya que no se pueden ver fenocristales a simple vista, sin embargo, al momento de observarla por medio de la lupa, se pueden reconocer fragmentos que están en contacto grano a grano, los cuales constituyen casi en su totalidad a la roca, es decir la roca en realidad tiene una textura clástica. Una de las principales características que se pueden identificar de esta roca al observarla en lámina delgada, es que la mayoría de sus componentes poseen un tamaño de grano más o menos similar que varían entre 0.3 y 0.5 mm de largo, a excepción de algunas pómez que se logran identificar, las cuales son el componente más grande y tienen un tamaño de aproximadamente 1.0 mm de largo. Los principales constituyentes cristalinos de la roca son plagioclasa, cuarzo, biotita y clorita (Figura 4.17 a). La plagioclasa es la porción cristalina más abundante (73%), presentan formas anhedrales y subhedrales, levemente sericitizadas, con nicoles cruzados se pudo observar que poseen en su mayoría maclas polisintéticas, además de presentar bordes de color rojizo que posiblemente son resultado de algún proceso de oxidación. El segundo cristal en abundancia es el cuarzo (17%), el cual tiene forma anhedral. Para poder distinguir a la plagioclasa del cuarzo, se realizó un conteo en nicoles cruzados, debido a que la principal diferencia entre estos dos minerales es que el cuarzo posee colores de birrefringencia del mismo orden, pero más brillosos que la plagioclasa, además de tener un aspecto más limpio. Los cristales de biotita tiene una forma entre subhedral y euhedral con un pleocroísmo muy marcado, además de poseer un hábito tabular y presentar su típica extinción *ojo de pájaro*, y respecto a su tamaño, llegan a alcanzar largos de hasta 0.8 mm pero con un ancho menor a 0.1 mm. La clorita, que es un mineral de alteración hidrotermal, presenta un color verde claro y pleocroísmo muy débil, con una forma anhedral, tiene algunas fracturas que son rellenadas por el mismo óxido que bordeaba a la plagioclasa, y posee colores de birrefringencia de 3er orden, aunque apenas representa un 3% de la roca. En lo que respecta a los fragmentos de pómez, estos tiene un tamaño de aproximadamente 1.0 mm de largo, aunque no son muy abundantes. Su principal característica es que poseen inclusiones de cristales de plagioclasa (Figura 4.17 b).

PA12, Andesita basáltica

Finalmente, la unidad andesítica correspondiente a la cima del cerro, presenta una coloración gris clara, así como con una textura traquítica. El olivino es el único fenocristal que se logra distinguir en muestra de mano, además de mostrar una intercalación de bandas claras y oscuras correspondientes a las líneas de flujo. En cuanto al estudio

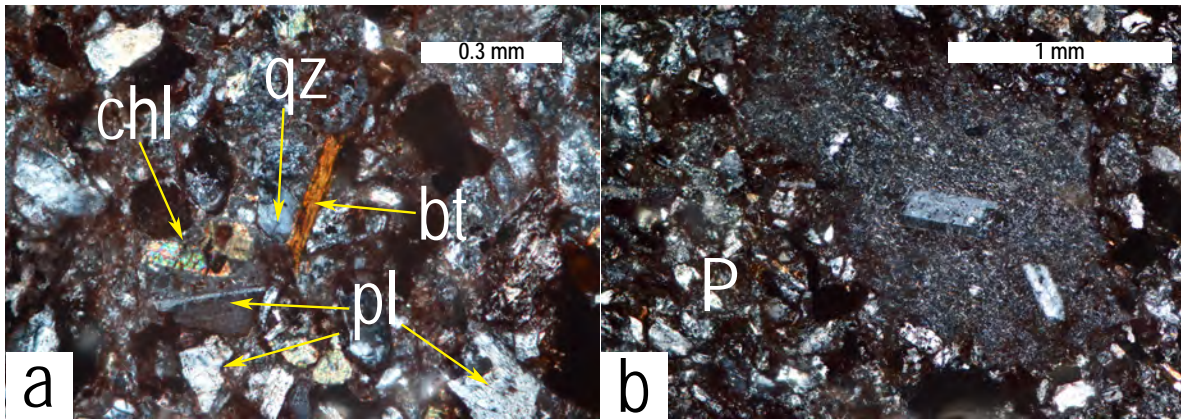


Figura 4.17: Fotomicrografías de láminas delgadas de *PA11-2*, depósito de caída, perteneciente al Cerro del Obispo. a) Microcristales de plagioclasa (pl) de forma anhedral y cristal de cuarzo (qz) en contacto grano a grano, junto a cristales de biotita (bt) y clorita (chl). b) Fragmento de pómez con inclusiones de plagioclasa, el cual está rodeado por cristales de plagioclasa y cuarzo.

petrográfico, se pudo identificar que, a diferencia de la base, esta unidad no cuenta con fenocristales de plagioclasa ni piroxeno, solo hay fenocristales de olivino los cuales representan el 15 % del total de la roca, y en lo que respecta a la matriz, está compuesta en su totalidad por pequeños cristales de plagioclasa. Los fenocristales de olivino tienen una forma euhedral, con su típica fractura, llegan a medir hasta 1.5 mm de largo y también parecen estar idingsitizados (Figura 4.16 d), y a diferencia de los cristales de olivino de la base del cerro, la mayoría de estos cristales de olivino están casi en su totalidad cubiertos totalmente por idingsita. En lo que respecta a la plagioclasa de la matriz, estas tienen en su mayoría formas euhedrales, con birrefringencia en colores grises de primer orden, así como también una extinción ondulante. La principal característica de estas plagioclasas es que tiene un arreglo intercalado de bandas, lo cual puede ser un reflejo de la lineación provocada por la dirección del flujo de lava (Figura 4.16 c.)

4.4 Sucesión Ameca

La última sección de este trabajo, se realizó en el límite entre los municipios de Guachinango (sector sur) y Ameca (sector occidental), con un espesor de aproximadamente 300 m, tal y como se ilustra en la Figura 4.18. La cima de esta sucesión está conformada por una ignimbrita masiva rica en cristales y 20 m de espesor, y los 280 m restantes son una unidad de conglomerado, 2 unidades de flujos de escombros y 2 unidades de autobrechas (las cuales subyacen en ese orden).

Sección Ameca

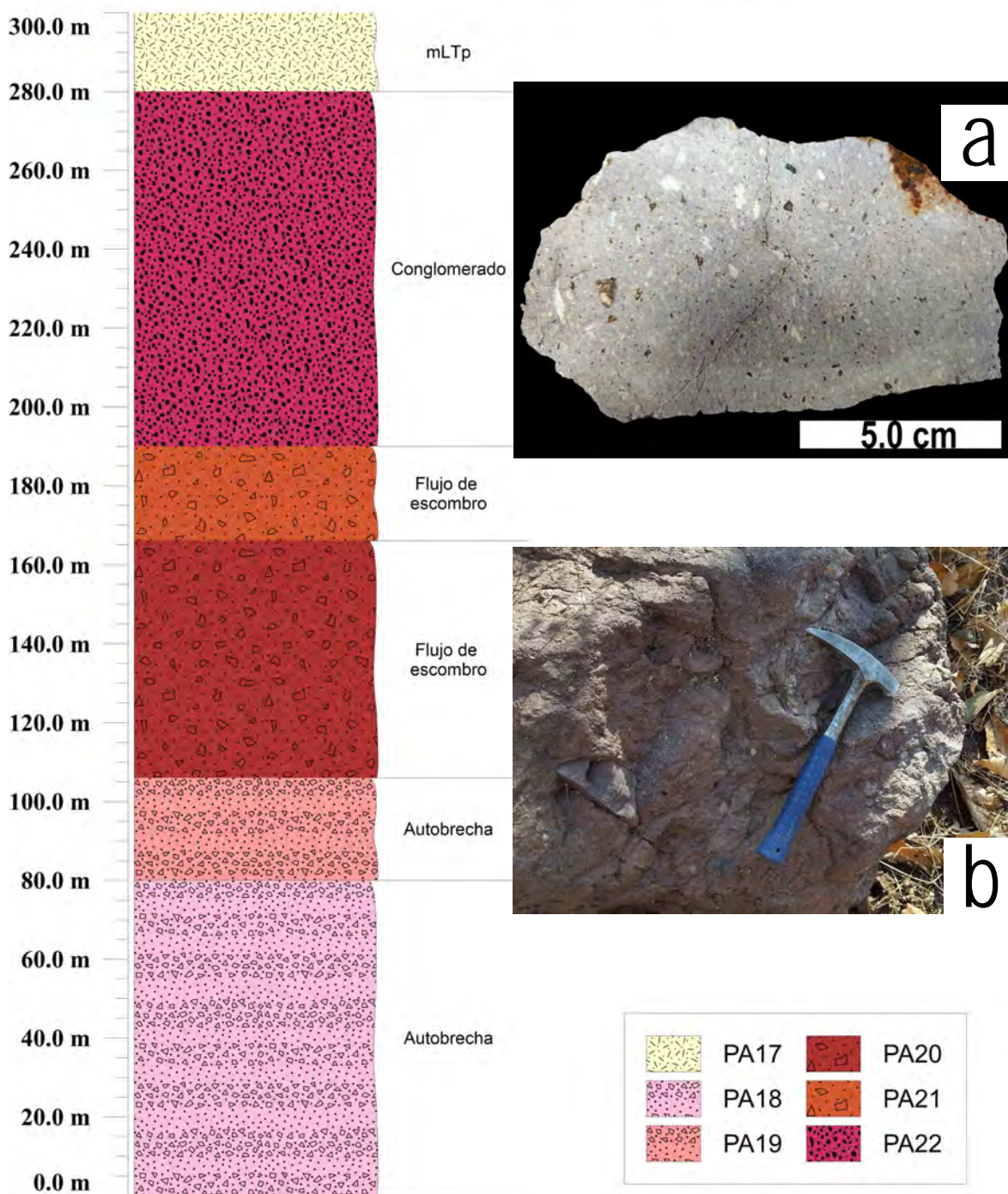


Figura 4.18: Columna estratigráfica de la sucesión Ameca. a) Fotografía de la muestra de mano correspondiente a la unidad PA17 de ignimbrita. b) Fotografía del afloramiento correspondiente a la unidad de autobrecha PA18.

PA18, autobrecha riódacítica

En la base de esta sucesión encontramos un afloramiento en donde hay rocas de color rosado muy alteradas, con presencia de bloques de hasta 30.0 cm de largo de composición riódacítica (Figura 4.18 b), subangulosos (lo cual podría ser un indicio de que se trata del frente de lava), inmersos dentro de una matriz fina de composición similar a los bloques ya descritos, aunque también hay bloques de composición distinta a la matriz, de ahí que esta roca sea una autobrecha.

En cuanto al estudio petrográfico, solo se mandó a hacer lámina delgada de la parte menos alterada del afloramiento, esto para facilitar su estudio. Los clastos de lava son el componente que más fácil se distingue de esta lámina, representando el 35 % del total de la muestra. Una parte de estos clastos llegan a alcanzar 1.0 cm de largo, poseen formas subangulosas, de color oscuro, con texturas porfiríticas y con presencia de fenocristales de plagioclasa. La otra porción de líticos tienen un tamaño de hasta 5.0 mm de largo, con formas subangulosas, de coloración clara y con una textura afanítica.

La porción cristalina de esta autobrecha solo representa el 9% de la roca. Principalmente hay fenocristales subhedrales de plagioclasa, con un tamaño de hasta 2.0 mm de largo, levemente sericitizados y algunos presentan fracturas que están rellenas por hematita. También hay presencia de cristales de color verde opaco de 1.0 mm de largo, con formas de carácter anhedral y que posiblemente sean anfíboles.

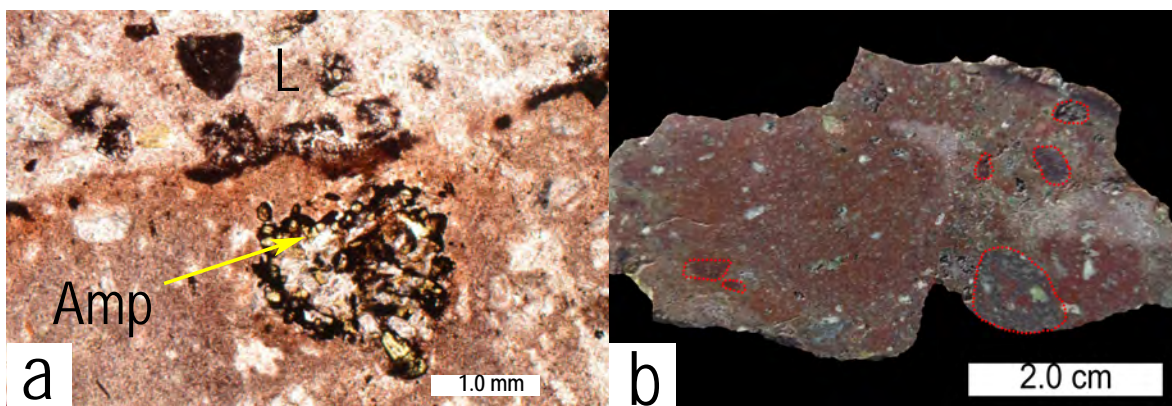


Figura 4.19: Fotomicrografía de lámina delgada de PA18, *unidad de autobrecha riódacítica*, correspondiente a la sección de Ameca. a) Cristal anhedral de anfíbol (Amp). b) Fotografía de muestra de mano con fragmentos de roca de composición riódacítica (línea punteada de color rojo) y con fenocristales de plagioclasa (pl).

PA22, Conglomerado polimíctico

Tal y como lo señala el SGM en la carta geológica de Ameca, en este punto de muestreo la roca corresponde a un conglomerado. En este afloramiento, la unidad está conformada por líticos que a primera vista son de distinta composición, llegan a tener un tamaño de hasta 1.0 cm de largo, además la matriz tiene un aspecto rojizo, posiblemente asociado a un proceso de oxidación.

En lo que respecta al estudio en lámina delgada, se puede apreciar que esta roca está conformada por una gran cantidad de clastos de un tamaño mayor a 2.0 mm. La mayoría de ellos corresponden a pómez de color blanco (Figura 4.20 b), con inclusiones de plagioclasa, así como también líticos de diferentes composiciones (Figura 4.20 a), con formas angulosas y al igual que la pómez, poseen inclusiones de plagioclasa.

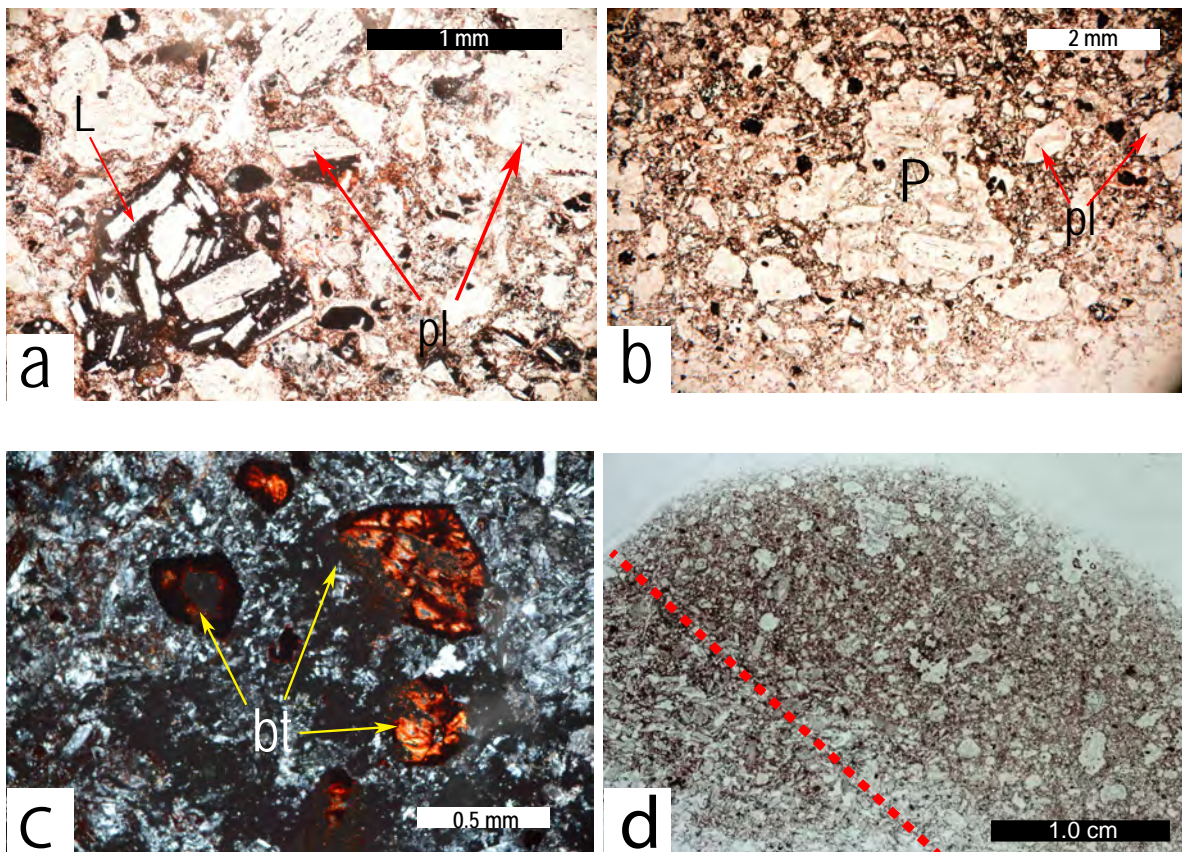


Figura 4.20: Fotomicrografías de láminas delgadas de *PA22*, *unidad de conglomerado polimíctico*, correspondiente a la sección de Ameca. a) Lítico (L) de composición basáltica con inclusiones de plagioclasa y fenocristales subhedrales de plagioclasa. b) Pómez (P) de forma irregular con inclusiones de plagioclasa. c) Microcristales de biotita (bt) de aspecto carcomido. d) Fotografía de la lámina delgada en donde se observa el cambio abrupto de la granulometría, pasando de ser un conglomerado a ser una arenisca.

En cuanto a la matriz, está conformada principalmente por cristales de plagioclasa de formas anhedrales y subhedrales, con tamaños que varían entre los 0.2 y 1.0 mm de largo, además de mostrar una birrefringencia de color gris de 1er orden, así como también una extinción ondulante. Para el caso de los cristales más grandes de plagioclasa presentes en la matriz, estos llegan a exhibir macla polisintética, así como cierto grado de sericitización. También se pudo ver algunos otros minerales como biotita (Figura 4.20 c) de forma subhedral con una apariencia muy oscurecida y bastante carcomidos, lo cual dificultó su identificación. El rasgo por el cual se reconocieron estos cristales de biotita fue porque su extinción en *ojo de pájaro*. También se localizaron unos cuantos cristales de clinopiroxeno, los cuales no muestran pleocroismo, tienen una extinción oblicua y formas subhedrales, con una tamaño que no rebasaba el 1.0 mm.

Un rasgo relevante que se puede apreciar cuando se observa la lámina delgada sin microscopio, es que existe un cambio abrupto en cuanto a la granulometría de la muestra, en una zona dominan los clastos mayores a 2.0 mm y en otro los menores a 2.0 mm (Figura 4.20 d), lo cual podría interpretarse como un contacto entre una unidad conglomerática y otra de arenisca. Es importante señalar que cristales (independientemente del mineral) tenían fracturas que en la mayoría de los casos era rellenado por un material rojizo el cual posiblemente sea hematita, como resultado de un proceso de oxidación. Además, la matriz tanto de la porción de conglomerado como de arenisca, en los intersticios están siendo rellenados por hematita. Incluso hay algunos fenocristales de plagioclasa zoneados que tenían coronas de óxido dentro del cristal.

PA17, Litofacies masiva rica en pómez (mLTp)

Cerca del km 26, a unos cuantos metros del puente conocido como *Los Otates*, encontramos en la cima de esta sucesión, una unidad de ignimbrita de color blanco con presencia de líticos de 8 cm de largo, y con una importante presencia de pómez los cuales representaban un 10 % del total de la roca. En cuanto a la porción cristalina, en muestra de mano, los únicos fenocristales que se lograron divisar a simple vista fueron unas plagioclasas que no rebasaban los 0.5 cm de largo.

En cuanto al estudio en lámina delgada, al observar de manera detallada la matriz, esta tiene un carácter criptocristalino, ya que los cristales que la conforman no son apreciables aún con el uso del microscopio. Otro rasgo importante de la matriz es que aún se pueden hallar *shards* (Figura 4.21 c), con un tamaño que ronda los 0.5 mm. Tanto su carácter criptocristalino como la presencia de *shards* son importantes porque se puede deducir que la roca atravesó por un proceso de desvitrificación.

Se logró identificar fenocristales de plagioclasa, los cuales representaban el tiene tamaños entre 1.0 hasta 3.0 mm, y son principalmente de forma subhedral (Figura 4.21

a). En luz paralela estos fenocristales tienen un aspecto de minerales arcillosos, resultado del proceso de sericitización, lo anterior hace que la plagioclasa tenga un color negro. Al pasar a nicoles cruzados, estos fenocristales muestran su típica macla polisintética, con colores de birrefringencia de 1er orden que van del gris al amarillo. También se encuentran cristales más pequeños de aproximadamente 0.5 mm, que corresponden a biotita subhedral (Figura 4.21 a), con su característica extinción *ojo de pájaro*, que en luz paralela tienen un color marrón oscuro.

Los fragmentos de pómez que se observan en lámina delgada son de color blanco, de formas irregulares subredondeadas y tamaños que varían de entre los 0.7 y 1.5 mm (Figura 4.21 d), además de representar un 10% del total de la roca. Por su parte los líticos tienen formas muy angulosas (Figura 4.21 b), aunque no rebasan 1.0 mm de tamaño, y dado que tienen una coloración oscura, se puede deducir que son de una composición basáltica.

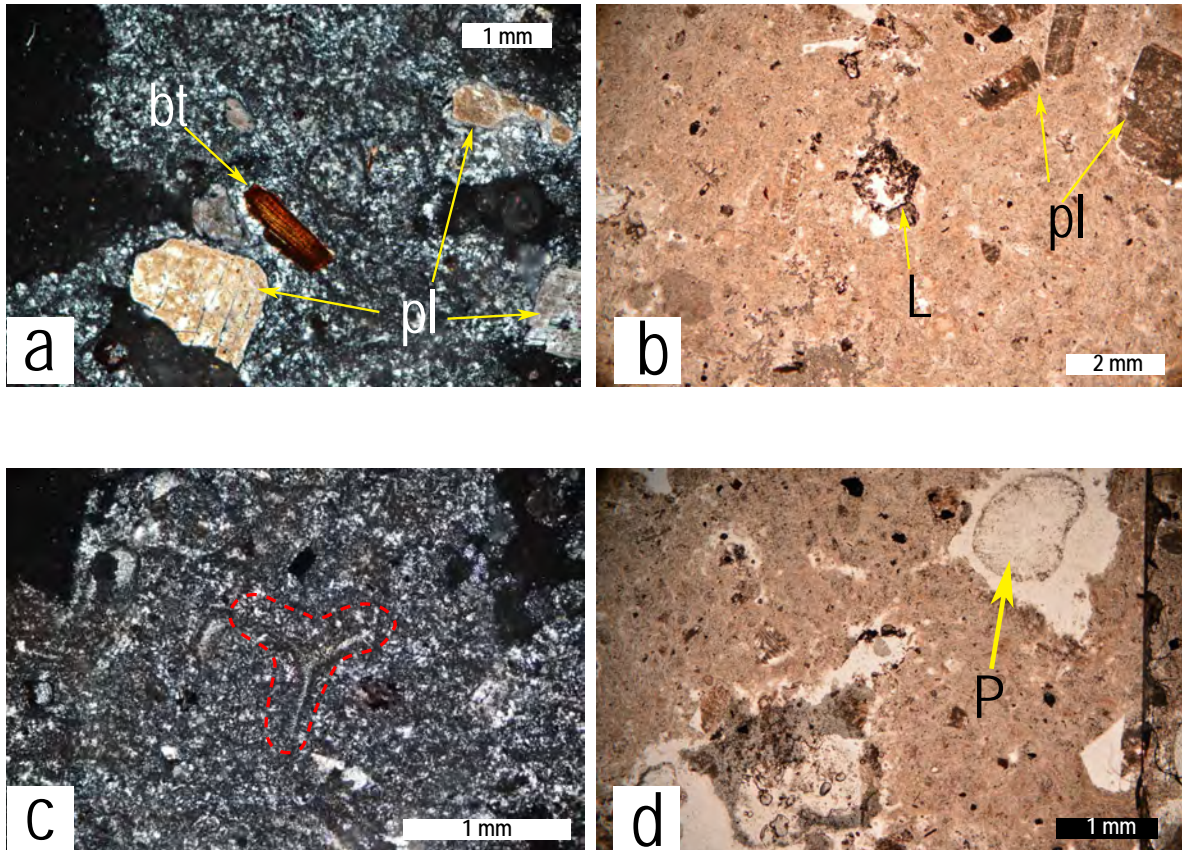


Figura 4.21: Fotomicrografías de láminas delgadas de la unidad *PA17, mLTp*, correspondiente a la sección de Ameca. a) Fenocristales de biotita subhedral, junto con plagioclasa con colores de birrefringencia de 1er orden, dentro de una matriz vítrea. b) Lítico de composición andesítica de forma subangulosa junto con fenocristales de plagioclasa sericitizada. c) Matriz vítrea con presencia de *shards*. d) Pómez blanca subredondeada. Es importante señalar que durante el proceso de laminación, la mayoría de las pómez se perdieron dejando huecos, lo cual dificultó su proceso de conteo.

Capítulo 5

Geoquímica

5.1 Elementos mayores

Para los estudios geoquímicos, se decidió seleccionar a 7 muestras representativas del área de interés. Para la sección de Mixtlán se seleccionaron 3 muestras correspondientes a ignimbritas y a un derrame lávico, mientras que para la sección del Cerro del Obispo sólo se analizaron 2 muestras pertenecientes a derrames lávicos y finalmente para la sección de Guachinango solo se seleccionó el intrusivo de composición intermedia. El análisis de elementos mayores se llevó a cabo en el *Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía*, del Instituto de Geología de la UNAM por medio de del método de fluorescencia de rayos X (*XRF*) descrito por Lozano-Santacruz y Bernal (2005), y el material que se usó para pulverizar las muestras está hecho de carburo de tungsteno.

Aunque es muy poco común realizar este tipo análisis geoquímico a depósitos piroclásticos, como lo pueden ser las ignimbritas, debido a los sesgos que puede generar la presencia de líticos y pómez, para este trabajo se hizo una depuración manual de la muestra, previa al análisis geoquímico para garantizar que la mayor parte del analito a estudiar correspondiera principalmente a la matriz de las ignimbritas. Los datos obtenidos a partir de estos análisis se normalizaron al 100 % para poder elaborar los diagramas correspondientes. Se utilizó el software Excel para realizar los cálculos de normalización, y para elaborar los códigos que generaron los diagramas (TAS, AFM y Harker) se usó el software de programación Python.

Para obtener su clasificación geoquímica, se elaboró un diagrama de TAS (*Total Alkali Silica*) tal y como se muestra en la Figura 5.1¹. De manera general se puede observar que todas las muestras caen en el campo de la serie sub-alcalina, y la mayoría de los puntos (a excepción de la PA05-3) se sitúan cerca de la línea divisoria entre

¹No se incluyó a la muestra PA10 en el diagrama de TAS porque este se aplica preferentemente a rocas de carácter extrusivo.

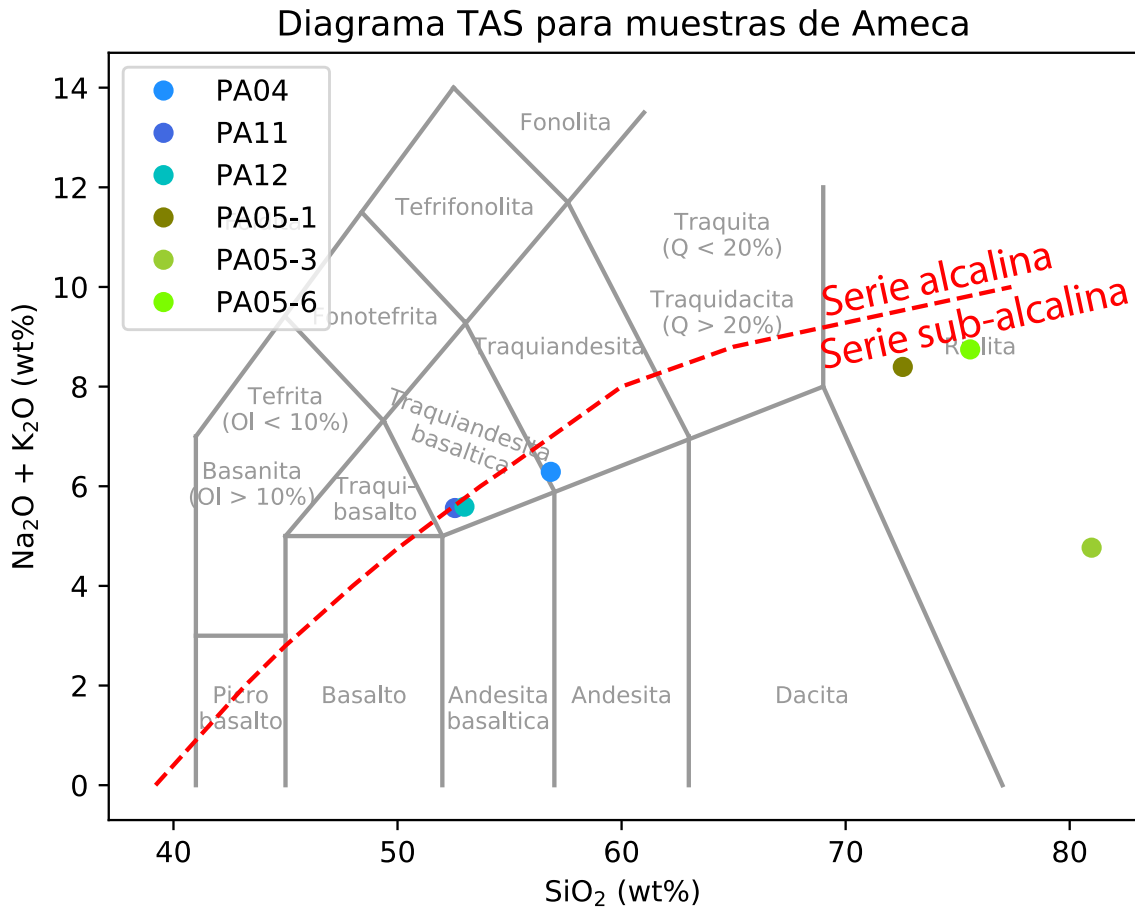


Figura 5.1: Diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas (total de álcalis vs SiO_2). Tomado de Le Bas et al. (1986). Línea divisoria entre los campos alcalino y sub-alcalino tomada de Irving y Baragar (1971). Los puntos de tono verde representan muestras de las ignimbritas intercaladas de la sección Mixtlán; Los puntos de tono azul representan muestras de lavas, 2 de la sección del Cerro del Obispo y 1 de Mixtlán.

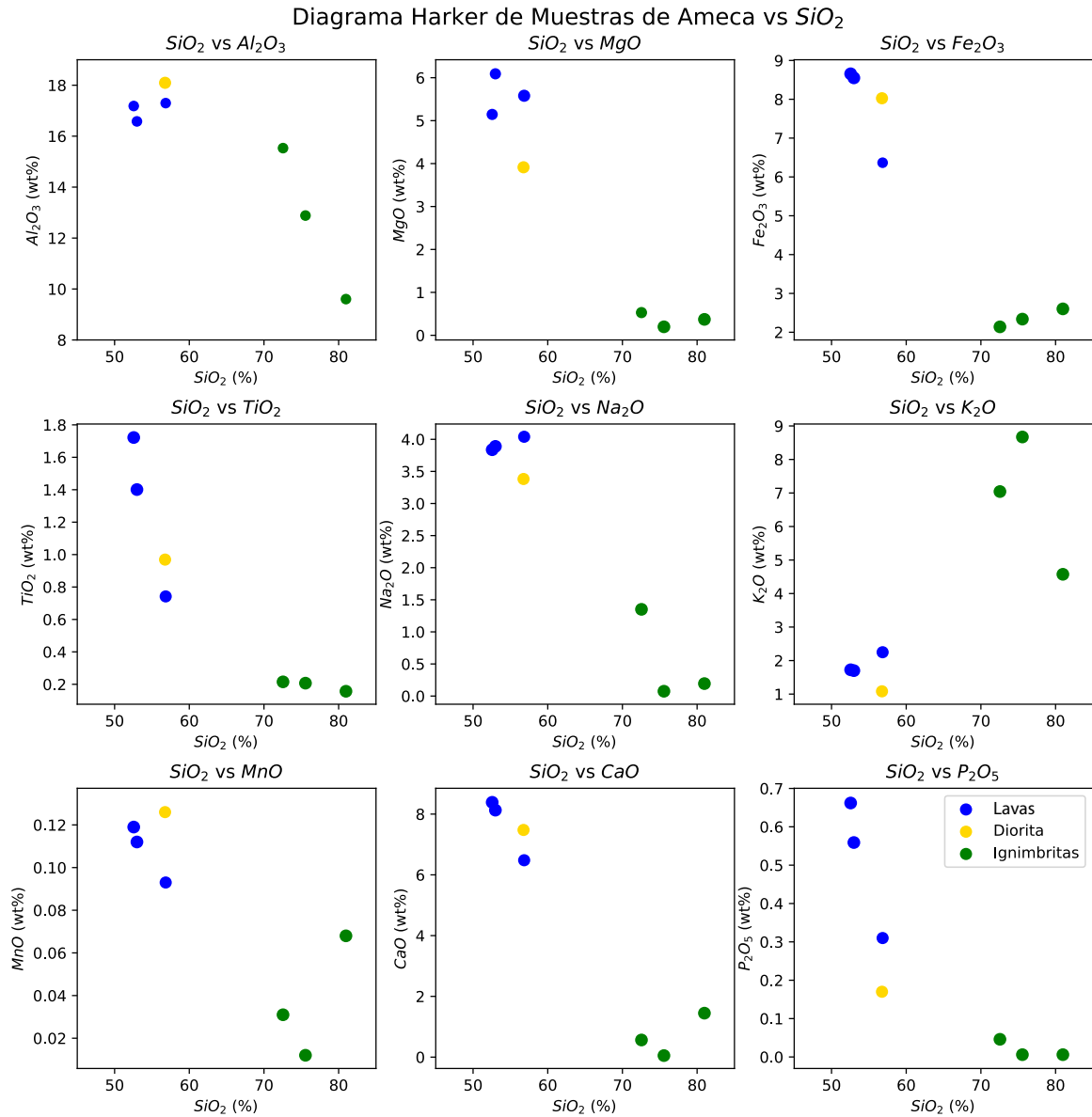


Figura 5.2: Diagramas de variación Harker en donde se comparan las variaciones en los contenidos de elementos mayores respecto al SiO_2 . Tomado de Le Maitre et al. (1989). Los puntos de color representan muestras de lavas; El punto de color amarillo representa al intrusivo de diorita de la sección Guachinango; Los puntos de color verde representan muestras de ignimbritas.

las series. Para el caso de las ignimbritas, podemos ver que las 3 muestras analizadas caen dentro del campo de las rolitas, aun así, existen diferencias significativas entre la muestra PA05-3 y las 2 restantes. Las muestras PA05-6 y PA05-1 tienen un contenido de álcalis que ronda el 8 %, mientras que la muestra PA05-3 solo tiene un 4 %. En cuanto al contenido de sílice, solo hay una diferencia de 10 % entre las muestras con mayor y menor contenido de SiO_2 . Para el caso de los derrames lávicos, se puede observar que las muestras colectadas en el Cerro del Obispo (PA11 y PA12) tienen un carácter más básico con respecto a la otra muestra (PA04) debido a que caen en el campo de las andesitas basálticas, mientras que la otra muestra corresponde a una andesita, aunque las diferencias en los contenidos de sílice y álcali no son tan grandes como con las ignimbritas.

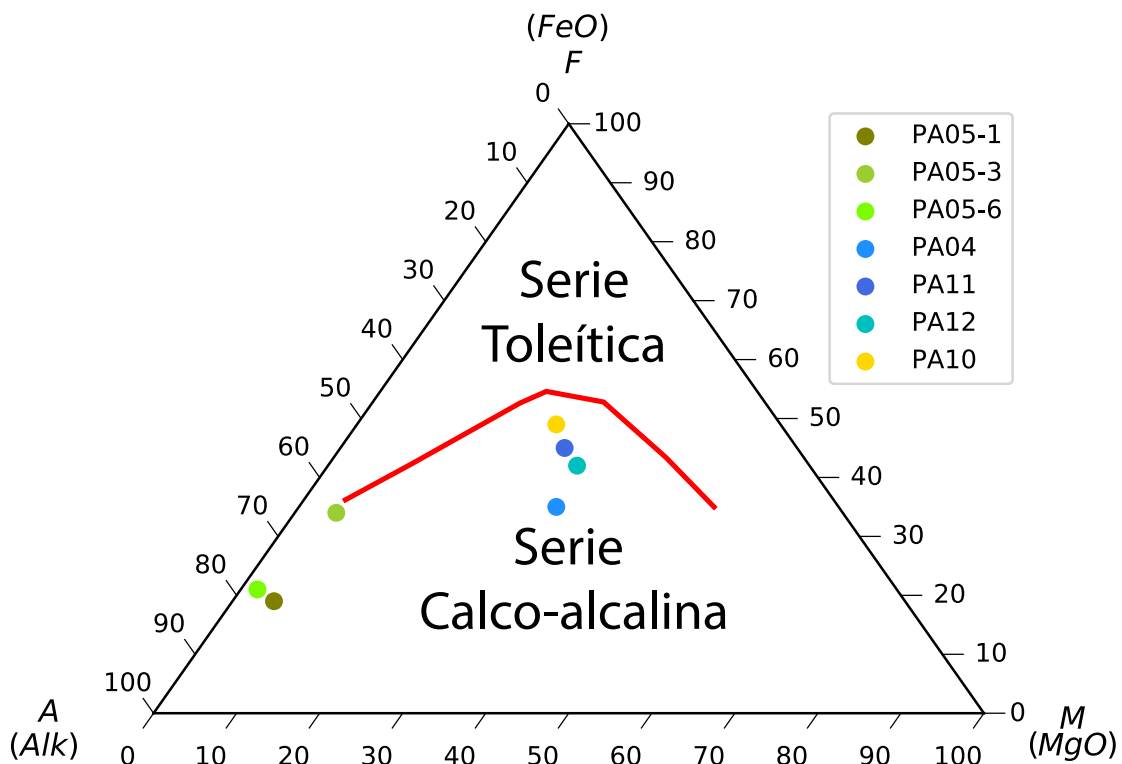


Figura 5.3: Diagrama de variación triangular AFM. Línea divisoria entre los campos Toleítico y Calco-alkalino tomado de de Irving y Baragar (1971). Los puntos de tono azul representan muestras de lavas; El punto de color amarillo representa al intrusivo de diorita de la sección Guachinango; Los puntos de tono verde representan muestras de ignimbritas.

Los diagramas de variación de Harker (1909) que se muestran en la Figura 5.2, revelan que las riolitas pertenecientes a la sección de Mixtlan provienen de un magma

más evolucionado, en comparación con las muestras de Guachinango, Cerro del Obispo y la andesita del propio Mixtlán. Además, las riolitas muestran un comportamiento típico de las últimas fases del proceso de cristalización fraccionada.. Un ejemplo de lo anterior es la clara tendencia de estos elementos de sufrir una disminución en sus porcentajes conforme se enriquece el contenido de SiO_2 , tal es el caso del Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 y P_2O_5 . Por el contrario, el único elemento que muestra un enriquecimiento conforme aumenta el porcentaje de SiO_2 es el K_2O .

Una de las hipótesis que se plantearon sobre el origen de las andesitas ubicadas en la zona de estudio, fue la posibilidad de que las dioritas que afloran en la región de Ameca habían desempeñado un rol de fuente alimentadora, y por lo tanto, ambos tipos de roca tendrían una afinidad geoquímica estrecha, que sería observable en gráficas como los diagramas de Harker. La principal razón por lo cual se planteó lo anterior, fue el hecho de que estas dioritas se encuentran expuestas, lo cual es un indicio de que su emplazamiento fue superficial, por ello, podrían tener una geoquímica muy similar a las andesitas de la zona. Sin embargo, esta afinidad no es evidente, por el contrario, las andesitas tienen una composición más básica en comparación con la muestra de diorita, además, en ningún caso de los diagramas de Harker de la Figura 5.2, los elementos mayores no tienen un comportamiento similar entre ambos tipos de roca.

En el caso del diagrama de variación triangular AFM de la Figura 5.3, se puede observar que todas nuestras muestra sin excepción pertenecen a la serie magmática calco-alcalina, lo cual es característico de magmas que se forman en márgenes convergentes, lo que a su vez demuestra que la génesis de estas rocas ocurrió en un arco continental. Además se observa como las muestras pertenecientes a las ignimbritas de la sección de Mixtlán presentan contenidos bajos de hierro, mientras que las andesitas y la diorita se presentan mucho más enriquecidas en hierro con un comportamiento vertical que no sigue la trayectoria de la curva divisoria entre los campos. Algo importante de recordar para este caso, es que la sucesión de andesitas sobreyace en leve discordancia angular a las ignimbritas y por tanto no pueden formar una serie de diferenciación única, ya que son dos eventos separados.

Originalmente, para este trabajo se había planeado realizar análisis de elementos traza y tierras raras (*REE* por sus siglas en inglés) para las muestras de ignimbritas y andesitas de la zona, esto con el objetivo de complementar los resultados obtenidos de la geoquímica de elementos mayores. Sin embargo, tal y como lo mencionan Gisbert y Gimeno (2017), la geoquímica de elementos mayores es suficientemente robusta para realizar una buena caracterización de este tipo de depósitos piroclásticos, porque ofrece ventajas que otros métodos analíticos no tienen: no está restringido por el grado de cristalización o el ensamble minera, no está limitado por el grado de soldamiento o

consolidación de los depósitos, no se ve afectada por la desvitrificación y usualmente es rápida y de costo accesible (Gisbert y Gimeno, 2017).

Capítulo 6

Discusión y conclusiones

La zona de estudio posee una gran diversidad de flujos piroclásticos y rocas extrusivas, a las cuales se les realizaron análisis petrográficos y geoquímicos. Estas rocas volcánicas se encuentran en la zona más occidental de la SMS, los resultados obtenidos son el reflejo de una historia magmática compleja y se discuten a continuación.

6.1 Rasgos petrográficos y estratigráficos

Las ignimbritas presentes en la zona de estudio se caracterizan por tener espesores pequeños y similares entre sí, que varían de 12 m a 18 m, y al igual que las ignimbritas del resto del Bloque de Jalisco, pertenecen a la secuencia volcánica de tobas de cenizas silíceas Carmichel. Con respecto al estudio petrográfico, en la mayoría de los casos se tienen rocas con texturas porfiríticas, en donde la matriz han atravesado por un proceso de desvitrificación debido a su carácter criptocristalino. Gracias al conteo de puntos que se realizó en cada una de las muestras, se pudo determinar que la porción cristalina de estas ignimbritas varía en un rango de entre 5 % - 35 %, es decir, de pobre a moderadamente rica en cristales, los líticos en ninguno de los casos llegaron a rebasar el 10 %, mientras que los componentes finos representan más del 50 % de estas muestras.

La mayoría de los líticos presentes en estas ignimbritas corresponden a fragmentos de rocas de composición basáltica y/o andesítica, los cuales pudieron ser ingresados al flujo piroclástico previo a ser depositado, sin embargo, también se logró identificar líticos de esquistos y cuarcitas (Figura 4.10 c y d), ambas rocas de origen metamórfico, lo cual podría ser de gran relevancia porque esto sería evidencia del basamento metamórfico que subyace debajo del Bloque de Jalisco mencionado por Valencia et al. (2013) y con más detalle en Schaaf et al. (2019). Tal y como lo señalan Wright y Cas (1988), las ignimbritas son depósitos que se emplazan a altas temperaturas, lo cual permite que se lleven a cabo procesos de alteración como el soldamiento, desvitrificación y cristalización

de la fase gaseosa, sin embargo, en las ignimbritas estudiadas sólo se observa el fenómeno de desvitrificación. Otro aspecto petrográfico a resaltar de esta unidad de ignimbritas, son las evidencias de alteraciones post-deposicionales, como lo es el hidrotermalismo o el intemperismo, ambos casos de alteraciones secundarias, que probablemente estén relacionadas con los fluidos circulantes durante la etapa de enfriamiento de la ignimbrita. Dadas las características ya descritas, el origen de estas ignimbritas se puede atribuir al colapso de una columna eruptiva (Branney et al., 2002; Wright y Cas, 1988).

Encima de las ignimbritas ya mencionadas, sobreyacen en ligera discordancia angular, una serie de derrames lávicos de composición andesita y andesita-basáltica con espesores que varían entre 60 m y 200 m. Como es de esperarse estas rocas son mesocráticas, de carácter holocristalino, con texturas traquíticas, en cuanto a la porción de fenocristales, esta varía entre el 15 % - 30 %, y poseen una matriz (compuesta principalmente de plagioclasa) que representa entre 70 % - 85 % del total de roca. En la mayoría de estas unidades de andesita, se encontraron rasgos de desequilibrio como el olivino idingsitizado, siendo un indicio de que los magmas que generaron estos derrames, tuvieron cambios en cuanto a sus propiedades termodinámicas (composición química, presión, temperatura, etc.)

De acuerdo con Ross y Shannon (1925), la ocurrencia de la idingsita se limita a rocas extrusivas o hipabisales, siendo un material epimagmático formado durante la etapa de enfriamiento final de la lava, en la cual ocurre una reacción entre el olivino, los gases y el agua. La formación de idingsita no depende propiamente de la composición original del olivino, sin embargo, es dependiente de las condiciones de oxidación, así como de la cantidad de vapor de agua presente en el magma, ocurriendo principalmente en ambientes altamente oxidantes, presiones bajas y a temperaturas intermedias (Gill, 2011), condiciones que probablemente ocurrieron durante el emplazamiento de las lavas de la región de Ameca al entrar en contacto con algún cuerpo de agua importante. Otro rasgo de desequilibrio observable en estas lavas, es la presencia de olivino reaccionando a piroxeno, que es un fenómeno típico de un procesos de diferenciación magmática. A medida que se va diferenciando el magma, va aumentando la concentración de agua a tal punto que se cruza un umbral en donde las condiciones de presión y temperatura son idóneas para que el olivino comience a reaccionar a piroxeno (Tsuchiyama, 1986). Otra posibilidad es que dos magmas, uno de tipo basáltico y otro silíceo entrarán en contacto, es decir, que ocurriera una mezcla de magmas, lo que propició que el primer magma se enriqueciera de sílice y comenzara a cristalizar piroxenos.

De acuerdo con lo reportado por el SGM en la carta geológico-minera de Ameca, estos derrames lávicos son de edad pliocénica, que forman parte de la Faja Volcánica Trans-Mexicana y cubren discordantemente a las unidades riolíticas de la secuencia

volcánica "Carmichel". Lo anterior fue confirmado en campo ya que mientras las andesitas se encuentran en un posición subhorizontal, las ignimbritas esta inclinadas con orientaciones NE y echados entre 60° y 72°, lo cual implica que los derrames lávicos son más jóvenes que las ignimbritas. Sin embargo, el SGM tiene considerados a estas lavas como basaltos, pero acuerdo a este estudio, la clasificación adecuada es de lavas de andesita y de andesita basáltica.

Finalmente, los cuerpos que se encuentran en la base de esta sucesión corresponden a una serie de depósitos de flujos piroclásticos, los cuales se caracterizan por tener una apariencia masiva, con una matriz fina de ceniza de color rojizo, así como una pobre clasificación. Se pueden hallar líticos de distinta composición (representan hasta el 35 % del depósito) con tamaños que van desde 5.0 cm hasta los 40 cm de largo. De acuerdo a Cas y Wright (2012), estos depósitos se clasifican como flujos de bloques y ceniza. También encontramos una serie de autobrechas de composición riodacítica, de coloración rosada y con líticos de hasta 30 cm de largo, los cuales tienen la misma composición que la matriz. Lo anterior implicaría que estas rocas se formaron a través de un proceso conocido como autobrechamiento, típico de lavas riolíticas y dacíticas, lo cual ocurre cuando la lava espesa, casi sólida, se rompe en bloques, y se reincorporan al flujo de lava nuevamente, mezclándose con el magma líquido restante. La brecha resultante es uniforme en cuanto al tipo de roca y composición química, aunque también puede incorporar (en menor volumen) fragmentos de substrato de la roca por donde avanza el frente de lava, que no necesariamente son de la misma composición. La presencia de estas unidades de autobrecha correspondientes a la base son de gran relevancia, porque las autobrechas suelen encontrarse cerca de la fuente volcánica de la cual provienen.

Una posibilidad es que todos estos depósitos fueran el producto del colapso una caldera volcánica, sin embargo, no se pudo identificar vestigios de alguna estructura semicircular que soporte esta hipótesis. Otra posibilidad es que estos depósitos sean de origen fisural, sin embargo tal y como lo señalan Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003), se necesita de la presencia de (1) diques piroclásticos, (2) brechas coignimbriticas junto a grandes fallas o grabens, (3) el alineamiento de domo riolíticos que sigan la tendencia de grandes fallas y (4) la ausencia de de una caldera volcánica como evidencia para proponer un origen fisural. Por lo tanto, con el trabajo realizado hasta ahora no se puede descartar ninguna de estas dos posibilidades y se tendría que buscar la evidencia ya mencionada para determinar el origen de los depósitos ignimbriticos.

6.2 Características geoquímicas

Con base en la clasificación TAS (*Total Alkali Silica*) de Le Bas et al. (1986), las 3 ignimbritas que fueron sometidas a análisis geoquímicos de elementos mayores caen en el campo de la serie sub-alcalina y en la clasificación de composición riolítica, lo cual corresponde a características de magmas muy evolucionados. Además se realizó otro análisis por medio del diagrama AFM, en el cual las ignimbritas pertenecen a la serie magmática calco-alcalina. En los diagramas de variación de Harker (1909), estas tres muestras de ignimbritas de nuevo tienen una tendencia típica de magmas muy evolucionados, como lo puede ser un magma de composición riolítica. Los resultados obtenidos para estas muestras, son consistentes con trabajos previos relacionados con las unidades ignimbríticas del sector occidental de la SMS (Martini et al., 2009; Morán-Zenteno et al., 2018), ya que posee características propias de rocas provenientes de un arco continental.

Una de las principales razones por las cuales se decidió someter a un análisis geoquímico, tanto a las lavas de composición andesítica como a la muestra del intrusivo de composición intermedia, fue para determinar si existía alguna relación entre ellas, porque como todos saben, las andesitas son el equivalente extrusivo de las rocas dioríticas (Gill, 2011). De existir una afinidad geoquímica entre las muestras, se podría establecer que este cuerpo intrusivo de composición intermedia fue la fuente alimentadora de la andesitas de la zona de estudio. Al observar los diagramas de Harker (1909) solo las andesitas correspondientes al Cerro del Obispo parecen tener afinidad geoquímica entre sí. Por otra parte, en el diagrama AFM, a pesar de que las muestras caen en el campo calco-alcalino, y que por ende es evidencia de que proceden de un arco continental, el patrón observado de las muestras no sigue la tendencia similar a la línea divisoria de Irving y Baragar (1971). Por lo tanto, con a base a los análisis geoquímicos realizados, se puede concluir que las andesitas y la diorita no tienen afinidad geoquímica observable porque provienen de magmas distintos.

6.3 Conclusiones

- Las características petrográficas de las ignimbritas en el área de estudio de Ameca, como su moderado contenido de cristales y su alta abundancia en finos, indican que estas se formaron a partir del colapso de una columna eruptiva. Además, la ausencia de una estructura semicircular, no es determinante para saber si estas las ignimbritas tienen un origen asociado al colapso de alguna caldera volcánica o si son de origen fisural, por lo tanto, las investigaciones futuras deben de estar enfocadas en encontrar la evidencia necesaria para darle soporte a alguna de estas

hipótesis.

- La ausencia de soldamiento, debido al poco o nulo desarrollo de textura eutaxítica, es evidencia de que el flujo que originó estas ignimbritas no superó la temperatura de 700-750 °C.
- Debido a las diferencias geoquímicas que presentaron los derrames lávicos de andesita y el intrusivo de composición intermedia, se descarta la hipótesis de que este último haya sido la fuente alimentadora que originó a todas estas lavas que cubren en discordancia angular a las ignimbritas de Ameca.

Bibliografía

- Aguirre-Díaz, G. J. y Labarthe-Hernández, G. (2003). Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology*, 31(9):773–776.
- Allan, J. F. (1986). Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4):473–485.
- Barrera, T. (1931). *Zonas mineras de los estados de Jalisco y Nayarit*. Talleres gráficos. Galas y hno.
- Bissig, T., Mortensen, J. K., Tosdal, R. M., y Hall, B. V. (2008). The rhyolite-hosted volcanogenic massive sulfide District of Cuale, Guerrero terrane, West-Central Mexico: silver-rich, base metal mineralization emplaced in a shallow marine continental margin setting. *Economic Geology*, 103(1):141–159.
- Branney, M. J., Kokelaar, P., y Kokelaar, B. P. (2002). *Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*. Geological Society of London.
- Campa, M. F. y Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6):1040–1051.
- Cas, R. y Wright, J. (2012). *Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Springer Science & Business Media.
- Centeno-García, E. et al. (2008). The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Special Papers-Geological Society of America*, 436:279.
- Díaz-López, F. (2016). Geología, geoquímica y geocronología del Complejo metamórfico Yelapa, basamento del Batolito de Puerto Vallarta, Jalisco. [Tesis de licenciatura]. *Instituto Politécnico Nacional*.

- Dufek, J., Ongaro, T. E., y Roche, O. (2015). Pyroclastic density currents: Processes and models. In *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*, páginas 617–629. Elsevier.
- Ferrari, L. (1999). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco Block. *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*, 334:65.
- Fisher, R. V. (1961). Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72(9):1409–1414.
- Fisher, R. V. (1966). Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *American Journal of Science*, 264(5):350–363.
- Fisher, R. V. y Schmincke, H.-U. (1984). *Pyroclastic rocks*. Springer Science & Business Media.
- Gastil, G., Krummenacher, D., y Jensky, W. A. (1979). Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: Summary. *Geological Society of America Bulletin*, 90(1):15–18.
- Gill, R. (2011). *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley & Sons.
- Gisbert, G. y Gimeno, D. (2017). Ignimbrite correlation using whole-rock geochemistry: an example from the Sulcis (SW Sardinia, Italy). *Geological Magazine*, 154(4):740–756.
- Harker, A. (1909). *The natural history of igneous rocks* Methuen.
- Herrmann, U. R., Nelson, B. K., y Ratschbacher, L. (1994). The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico). *Tectonics*, 13(2):455–474.
- Irving, T. y Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8.
- Le Bas, M. L., Le Maitre, R., Streckeisen, A., y Zanettin, I. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3):745–750.
- Le Maitre, R., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., et al. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous rocks. *London: Blackwell Scientific Publications*.

- Lozano-Santacruz, R. y Bernal, J. P. (2005). Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3):329–344.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V., Serrano-Durán, L., Kay, S., Ramos, V., y Dickinson, W. (2009). Cretaceous–Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: No role for terrane accretion. *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision: Geological Society of America Memoir*, 204:151–182.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., y Valencia, V. (2010). Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo area, southwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(3):412–430.
- Morán-Zenteno, D., Tolson, G., Martínez-Serrano, R., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M., y Solís-Pichardo, G. (1999). Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6):513–535.
- Morán-Zenteno, D., Martiny, B., Tolson, G., Solís Pichardo, G., Alba Aldave, L., Hernández-Bernal, M. d. S., Macías Romo, C., Martínez Serrano, R., Schaaf, P., y Silva Romo, G. (2000). Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53:27–58.
- Morán-Zenteno, D., Martiny, B., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., y González-Torres, E. (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.
- Ortega-Flores, B. (2017). Caracterización del límite Este del terreno Guerrero mediante isotopía de HF y geocronología U-Pb en zircones detríticos.[Ph. D. thesis]. *Universidad Nacional Autónoma de México*.
- Righter, K., Carmichael, I. S., Becker, T. A., y Renne, P. R. (1995). Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 107(6):612–626.
- Rosales-Díaz, U. y Ávila-Ramos, F. J. (2014). Carta geológico-minera Atenguillo F13-D72, Jalisco. Informe técnico, Servicio Geológico Mexicano.

- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., y Urrutia-Fucugauchi, J. (1996). Continental boundaries of the Jalisco Block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, 24(10):921–924.
- Ross, C. S. y Shannon, E. V. (1925). The origin, occurrence, composition, and physical properties of the mineral iddingsite. *Proceedings of the United States National Museum*.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. d. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., y Köhler, H. (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, 14(6):1339–1350.
- Schaaf, P., Díaz-López, F., Gutiérrez-Aguilar, F., Solís-Pichardo, G., Hernández-Treviño, T., Arrieta-García, G., Solari, L., y Ortega-Obregón, C. (2019). Geochronology and geochemistry of the Puerto Vallarta igneous and metamorphic complex and its relation to Cordilleran arc magmatism in northwestern Mexico. *Lithos*, página 105248.
- Schmid, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. *Geologische Rundschau*, 70(2):794–799.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R. C. (1993). *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico*, volume 278. Geological Society of America.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., y Stix, J. (2015). *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier.
- Sparks, R. S. J. (1975). Stratigraphy and geology of the ignimbrites of Vulsini Volcano, Central Italy. *Geologische Rundschau*, 64(1):497–523.
- Sulpizio, R. y Dellino, P. (2008). Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. *Developments in Volcanology*, 10:57–96.
- Swanson, E. R. y McDowell, F. W. (1984). Calderas of the Sierra Madre Occidental volcanic field western Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10):8787–8799.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Valencia, V. A., y Centeno-García, E. (2007). Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic. *GSA Bulletin*, 119(9-10):1052–1065.

- Tsuchiyama, A. (1986). Experimental study of olivine-melt reaction and its petrological implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1-4):245–264.
- Valencia, V. A., Richter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M., y Grove, M. (2013). The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(3):801–824.
- Walker, G. P. (1971). Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *The Journal of Geology*, 79(6):696–714.
- Wallace, P. y Carmichael, I. S. (1989). Minette lavas and associated leucitites from the Western Front of the Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry, and origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103(4):470–492.
- Whitney, D. L. y Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1):185–187.
- Wright, J. V. y Cas, R. (1988). *Volcanic successions, modern and ancient: a geological approach to processes, products, and successions*. London; Boston: Allen & Unwin/Chapman & Hall.

Anexo A

Tabla A.1: Coordenadas de las rocas muestreadas durante el trabajo de campo.

Punto de muestreo	Coordenadas		Punto de muestreo	Coordenadas	
	Latitud (N)	Longitud (W)		Latitud (N)	Longitud (W)
PA01	20.457396	-104.392293	PA12	20.562848	-104.26850
PA02	20.461592	-104.390533	PA13	20.549389	-104.30295
PA03	20.462120	-104.382810	PA14	20.523769	-104.336177
PA04	20.475878	-104.375993	PA15	20.535563	-104.314079
PA05	20.484856	-104.367055	PA16	20.536485	-104.271006
PA06	20.486376	-104.364628	PA17	20.531883	-104.259926
PA07	20.491594	-104.362783	PA18	20.529628	-104.233067
PA08	20.518290	-104.342079	PA19	20.530595	-104.238189
PA09	20.498413	-104.355500	PA20	20.531952	-104.242749
PA10	20.513721	-104.346659	PA21	20.527501	-104.211663
PA11	20.546052	-104.285829	PA22	20.541042	-104.192399

Tabla A.2: Análisis químicos de roca total, elementos mayores.

Muestra	PA04	PA11	PA12	PA05-1	PA05-3	PA05-6	PA10
Roca	Lava	Lava	Lava	Ignimbrita	Ignimbrita	Ignimbrita	Diorita
Sucesión	Mixtlán	Obispo	Obispo	Mixtlán	Mixtlán	Mixtlán	Guachinango
Elementos mayores	(masa %)	(masa %)	(masa %)	(masa %)	(masa %)	(masa %)	(masa %)
SiO ₂	56.335	52.335	52.659	71.137	79.497	74.651	56.144
TiO ₂	0.735	1.715	1.392	0.211	0.154	0.205	0.959
Al ₂ O ₃	17.144	17.11	16.477	15.228	9.427	12.729	17.9
Fe ₂ O ₃	6.309	8.619	8.498	2.097	2.554	2.31	7.939
MnO	0.092	0.118	0.111	0.03	0.067	0.012	0.125
MgO	5.532	5.123	6.053	0.519	0.364	0.196	3.872
CaO	6.423	8.352	8.08	0.553	1.421	0.05	7.397
Na ₂ O	4.004	3.821	3.866	1.325	0.19	0.074	3.345
K ₂ O	2.229	1.718	1.689	6.906	4.49	8.567	1.071
P ₂ O ₅	0.307	0.659	0.556	0.045	0.006	0.006	0.168
PxC	0.89	0.43	0.62	1.95	1.83	1.2	1.08
Suma	99.110	99.570	99.381	98.051	98.170	98.800	98.920

Tabla A.3: Conteo de puntos para rocas lávicas y muestra de diorita.

Muestra	PA01	PA04	PA09	PA10	PA11	PA12	PA15
Roca	Lava	Lava	Lava	Diorita	Lava	Lava	Lava
Sucesión	Mixtlán	Mixtlán	Guachinango	Guachinango	C. Obispo	C. Obispo	Guachinango
Fase mineral	%	%	%	%	%	%	%
Cuarzo	0.67	1.27	5.34	0.00	0.00	0.00	0.00
Feldespatos	4.67	0.00	0.00	0.00	3.35	0.00	0.00
Plagioclasa	85.32	72.45	83.98	64.22	86.60	86.07	96.72
Biotita	2.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.64
Hematita	4.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Olivino	0.00	21.62	0.00	0.00	7.18	13.93	0.00
Ortopiroxeno	0.00	0.00	0.00	17.43	0.00	0.00	0.00
Clinopiroxeno	0.00	4.66	0.00	18.35	2.87	0.00	0.00
Pseudomorfo	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.64
Óxido	0.00	0.00	10.68	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00