



Universidad Michoacana
de San Nicolás de Hidalgo



Instituto de Investigaciones Metalúrgicas

MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

**"Estudio vulcanológico del Complejo Volcánico El Águila y los domos
La Taza-La Nieve-El Burro, centro-norte de Michoacán"**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRO EN CIENCIAS, CON
ESPECIALIDAD EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO,
PRESENTA

Ing. en Geociencias Silvestre Cardona Melchor

Asesor: **Dr. en Geología José Luis Macías Vázquez**

Co-asesor: **Dr. en Geología Estructural Víctor Hugo Garduño Monroy**

Morelia, Mich., agosto de 2015.

DEDICATORIAS

A mis padres **Catalina Melchor Cázarez** y **Silvestre Cardona Ornelas** porque siempre me han apoyado y creído en mí a pesar de mis tropiezos, y porque todo lo que soy ahora se lo debo a ellos.

A mis hermanos **Celestino, Moisés, Gabriel** y **Gerardo** por su compañía y porque de una u otra manera me han ayudado y permitido aprender de sus vivencias.

AGRADECIMIENTOS

Al **Dr. José Luis Macías Vázquez** le agradezco infinitamente por haberme dado la oportunidad de trabajar con él, por su gran paciencia e invaluables enseñanzas que me transmitió tanto en el aula como en campo, y por todo el apoyo que me brindó a todo lo largo de la realización de este trabajo.

Muchas gracias a mi comité sinodal, **Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy, Dr. Giovanni Sosa Ceballos, Dr. Pedro Corona Chávez, Dra. Isabel Israde Alcántara y Dr. Mikhail Ostrooumov** por compartir sus conocimientos en clase, y contribuir con sus atinados comentarios y sugerencias que ayudaron a mejorar el presente manuscrito.

Así mismo agradezco a todo el personal que labora en el Instituto de Investigaciones Metalúrgicas (IIM), sobre todo al de la **Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio**, por toda su ayuda durante la realización de mis estudios y por asesorarme en los trámites administrativos.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (**CONACyT**) por el apoyo económico otorgado para llevar a cabo este proyecto de tesis por medio del Programa de Becas Nacionales.

También quiero expresar mi agradecimiento a la **Coordinación General de Estudios de Posgrado** de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo por proporcionarme una beca para finalizar mis estudios.

Mi reconocimiento también es para el **Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán** de la Universidad Nacional Autónoma de México. Muchas gracias por permitirme hacer uso de las instalaciones del mismo, por el apoyo y materiales brindados y por proporcionarme un espacio de trabajo.

Sin duda este trabajo no hubiese sido posible sin la ayuda de mis compañeros **Susana, Laura, Gabriela, Memo, Denis, Antonio, Felipe, Fabi**. Les estoy infinitamente agradecido por su apoyo en todo este tiempo, por ir conmigo a campo, por ayudarme a despejar las dudas en el uso de algún programa o durante en el trabajo de laboratorio... Pero sobre todo por soportarme en mis malos ratos. Gracias por hacer de estos años toda una aventura, saben que también cuentan conmigo en todo momento.

Finalmente, pero no menos importantes, les doy las gracias a todos mis amigos y personas (cercanas y a distancia) que tuve la dicha de conocer durante la realización de la maestría. Les agradezco alguna palabra o frase de aliento, comentarios, compañía... Dios ha sido muy generoso al haberme regalado su existencia y permitirnos coincidir en el lugar y momento precisos. **Gracias a Dios** por el gran regalo de la vida y por todas las experiencias que me han hecho crecer y madurar más como persona y profesionalista.

7.2.	Geología y Estratigrafía -	-	-	-	-	-	-	26
7.2.1.	Zoromuta (ZO) -	-	-	-	-	-	-	28
7.2.2.	Lava Lagunillas (LA)	-	-	-	-	-	-	29
7.2.3.	El Divisadero (DI)	-	-	-	-	-	-	30
7.2.4.	La Trampa (TR) -	-	-	-	-	-	-	32
7.2.5.	Santa Genoveva (GE)	-	-	-	-	-	-	32
7.2.6.	La Yerbabuena (YE)	-	-	-	-	-	-	33
7.2.7.	Cerro Blanco (BL)	-	-	-	-	-	-	36
7.2.8.	Cerro Unguarán (UN)	-	-	-	-	-	-	37
7.2.9.	Zimbicho (ZI) -	-	-	-	-	-	-	38
7.2.10.	Cerro Iratzio (IR)	-	-	-	-	-	-	40
7.2.11.	El Águila (AG) -	-	-	-	-	-	-	43
7.2.12.	Cerro El Burro (BU)	-	-	-	-	-	-	44
7.2.13.	Cerro Piedra Gorda (PI)	-	-	-	-	-	-	45
7.2.14.	El Remolino (RE)	-	-	-	-	-	-	46
7.2.15.	Cerros La Arena y La Reunión (AR)	-	-	-	-	-	-	48
7.2.16.	La Taza (TA) -	-	-	-	-	-	-	49
7.2.17.	Los Puercos (PU)	-	-	-	-	-	-	51
7.2.18.	Cerro Guadalupe (GU)-	-	-	-	-	-	-	52
7.2.19.	La Nieve (NI) -	-	-	-	-	-	-	54
7.2.20.	Conos Cuanajo (CU)	-	-	-	-	-	-	55
7.2.21.	San Isidro (IS) -	-	-	-	-	-	-	58
7.3.	Petrografía	-	-	-	-	-	-	62
7.3.1.	Zoromuta (ZO) -	-	-	-	-	-	-	64
7.3.2.	Lava Lagunillas (LA)	-	-	-	-	-	-	65
7.3.3.	El Divisadero (DI)	-	-	-	-	-	-	65
7.3.4.	La Trampa (TR)	-	-	-	-	-	-	65
7.3.5.	Santa Genoveva (GE)	-	-	-	-	-	-	66
7.3.6.	La Yerbabuena (YE)	-	-	-	-	-	-	66
7.3.7.	Cerro Blanco (BL)	-	-	-	-	-	-	67
7.3.8.	Cerro Unguarán (UN)	-	-	-	-	-	-	67

ANEXOS

A. Petrografía (descripción de las secciones delgadas elaboradas)	-	-	-100
B. Fotomicrografías en luz polarizada de las secciones delgadas	-	-	-115

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación del área de estudio dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.

Figura 2. Principales vías de acceso a la zona de estudio.

Figura 3. Localización de edades tomadas de la literatura previas al presente trabajo.

Figura 4. Placas tectónicas que dan origen al Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.

Figura 5. Velocidades de subducción de las placas de Rivera y Cocos por debajo de la placa Norteamericana en la trinchera Mesoamericana.

Figura 6. Modelo digital de elevaciones donde se observan las principales fallas del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.

Figura 7. Mapa de los tipos de estructuras volcánicas, el grado de pendiente de cada uno y las corrientes de agua.

Figura 8. Vista panorámica del volcán El Águila visto hacia el norte que permite apreciar su forma en escudo.

Figura 9. De izquierda a derecha, domo La Nieve, volcán Los Puercos y domos La Taza.

Figura 10. Vista hacia el noreste de los domos El Burro.

Figura 11. Panorámica de los conos cineríticos Iratzio y El Correo.

Figura 12. Mapa geológico de la zona de estudio en donde se muestran las diferentes unidades que conforman a la zona de estudio.

Figura 13. Bloques de lava del domo Zoromuta, estación AG-41.

Figura 14. Superficie de lava fisural en bloques de la estación AG-64.

Figura 15. Corte del domo La Granja causado por la falla Lagunillas que expone una pared vertical de lava masiva.

Figura 16. Bloques de lava del domo El Divisadero, estación AG-63.

Figura 17. Estación AG-58 en donde encontró lava en bloques muy intemperizados del domo San Rafael Coapa.

Figura 18. Frente de lava del domo La Trampa en la estación AG-51, y detalle del intemperismo esferoidal que afecta a la lava.

Figura 19. Corte del domo Sta. Genoveva en la estación AG-76.

Figura 20. Domo La Yerbabuena visto hacia el norte en donde se distinguen profundas cárcavas cerca de su base.

Figura 21. Bloques métricos de lava del domo El Gallo (estación AG-62A).

Figura 22. Corte del domo Rosa de San Juan en la estación AG-61.

Figura 23. Lava en bloques “in situ” en la estación AG-61 y cárcavas en los flancos del domo La Rosa de San Juan.

Figura 24. Bloques de lava que conforman al domo Cerro Blanco (estación AG-77).

Figura 25. Lava en bloques subangulosos del domo Unguarán.

Figura 26. Afloramiento de lavas en bloques en la estación AG-42.

Figura 27. Bloques de lava expuestos en superficie (estación AG-40).

Figura 28. Cono cinerítico Iratzio en la estación AG-14, y detalle de la alteración hidrotermal que lo afecta.

Figura 29. Fotografía de la lava en bloques del cono La Caja.

Figura 30. Afloramiento de bloques de lava del cono La Mesa.

Figura 31. Vista de los conos Iratzio y El Correo; detalle del depósito de caída encontrado en el cono El Correo.

Figura 32. Afloramiento de lava cerca de la cima del volcán El Águila (estación AG-21); detalle del grado de intemperismo de la lava en la estación AG-31.

Figura 33. Depósito de lahar y bloques alterados de la estación AG-22.

Figura 34. Corte en uno de los flancos del domo El Burro, punto AG-46, que expone una pared de lava masiva.

Figura 35. Lava en bloques del domo Piedra Gorda en la estación AG-44.

Figura 36. Fotografía de la estación AG-75 sobre la carretera con dirección Morelia-Pátzcuaro.

Figura 37. Lava masiva “in situ” que se encuentra cubierta por depósito removilizado en la estación AG-72.

Figura 38. Bloques de lava de la unidad SEA3 encontrados en la estación AG-01, y depósito de lahar endurecido (estación AG-04).

Figura 39. Lava en bloques muy intemperizados de los domos La Taza, estación AG-38.

Figura 40. Afloramiento del flujo piroclástico de bloques y cenizas encontrado en la estación AG-36.

Figura 41. Ejemplo de los bloques de lava que componen uno de los flancos de los domos La Taza, estación AG-39.

Figura 42. Panorámica del volcán Los Puercos en el primer plano y lava en bloques aflorando en superficie.

Figura 43. Flanco oeste del domo cerro Guadalupe en donde están expuestas las lavas que lo forman (estación AG-52).

Figura 44. Afloramiento de lavas pseudoestratificadas en la estación AG-54.

Figura 45. Lava emitida por el domo La Nieve, estación AG-34.

Figura 46. Vista general del afloramiento en la estación AG-47 del cono Yuretzio y detalle de los bloques en la colada de lava emitida.

Figura 47. Depósito de caída emitido por el cono La Fanhuata y aspecto de uno de los bloques.

Figura 48. Panorámica del depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza en AG-49.

Figura 49. Paleosuelo encontrado en la estación AG-57, cerca del domo Unguarán.

Figura 50. Panorámica del volcán San Isidro; detalle donde se observa la gradación inversa y los bloques que conforman los depósitos emitidos.

Figura 51. Paleosuelo encontrado sobreyaciendo a un depósito de ceniza emitido por el volcán San Isidro.

Figura 52. Fotomicrografía tomada con luz polarizada de la sección AG-64.

Figura 53. Fotomicrografías tomadas con luz polarizada de las secciones de la subunidad IR.

Figura 54. Fotomicrografías con luz polarizada de las secciones pulidas representativas del volcán El Águila y El Remolino.

Figura 55. Fotomicrografías en luz polarizada de las secciones de los domos de la zona de estudio.

Figura 56. Fotomicrografías en luz polarizada de las secciones pulidas de los conos de escoria de las subunidades CU y SI.

Figura 57. Diagrama TAS (Total Alkali vs Sílica, Le Bas *et al.*, 1986) para la clasificación de las rocas volcánicas.

Figura 58. Diagramas tipo Harker de elementos mayores para las muestras de la zona de estudio.

Figura 59. Diagrama multielementos con valores normalizados con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

Figura 60. Diagrama multielementos de tierras raras normalizados con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

Figura 61. Diagramas Harker para algunos elementos traza de las muestras de la zona de estudio.

Figura 62. Modelo evolutivo de la zona de estudio.

Figura 63. Fotomicrografías de dos plagioclasas, una con textura tamiz y otra zonada.

Figura 64. Fotomicrografía que muestran minerales con diferentes tipos de desequilibrio.

Figura 65. Rocas recolectadas en los puntos AG-59 y AG-77 en donde se observan fenocristales de biotita.

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Recopilación de fechamientos previos cercanos a la zona de estudio.

Tabla 2. Datos morfométricos de los volcanes de la zona de estudio.

Tabla 3. Edades de las muestras de roca analizadas con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Tabla 4. Edades de los paleosuelos analizados por el método de ^{14}C .

Tabla 5. Porcentaje de minerales observados en las secciones pulidas de las rocas del área de estudio.

Tabla 6. Resultados de los análisis químicos para elementos mayores.

Tabla 7. Resultados de los análisis de elementos traza y tierras raras de algunas rocas de la zona de estudio.

Tabla 8. Comparación de datos morfométricos de diferentes aparatos volcánicos de la zona de estudio y del CVMG.

RESUMEN

El Complejo Volcánico El Águila y los domos La Taza-La Nieve-El Burro se sitúan a 19 y 45 km respectivamente al suroeste de la Ciudad de Morelia, Michoacán. La zona de estudio abarca un área total de 450 km² y se ubica dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). En dicha área se contabilizaron un total de 34 estructuras volcánicas, entre ellas un volcán en escudo, once conos cineríticos, 21 domos y un derrame de lava fisural. El total de volumen expulsado fue de 15.43 km³, con una tasa de emisión promedio para los últimos 2.9 Ma de 0.053 km³/10 ka.

Entre estas rocas predominan las andesitas con una asociación mineralógica que incluye plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno. El contenido de sílice en las rocas varía de 50.7 a 66.1 % en peso, por lo que se clasificaron como basaltos, andesitas-basálticas, andesitas y dacitas. Los análisis de química en roca total indican que hay un enriquecimiento en LILEs (elementos de radio iónico grande) con anomalías negativas de Nb, Ta y Ti, lo que indica su afinidad calcoalcalina producto de magmas formados en ambientes de subducción.

La cartografía llevada a cabo, junto con el trabajo de campo, las secciones estratigráficas levantadas y los fechamientos radiométricos, indican que la actividad en la zona inició durante el Plioceno Tardío con un vulcanismo efusivo representado por domos dacíticos al sur del área de estudio (Santa Genoveva de 1.9 Ma, Cerro Blanco, La Trampa y Yerbabuena). Durante el Pleistoceno el vulcanismo inicia de forma explosiva con la formación del Cono Iratzio (1.0 Ma) y se vuelve de tipo efusivo con las erupciones de lavas tipo Hawaiano que formaron el Complejo Volcánico El Águila (0.8 Ma). La actividad volcánica finalizó de forma explosiva con la formación del cono San Isidro (21.49 ka) el más joven de la zona.

Los lineamientos E-O de volcanes semiescudo (El Águila, El Remolino, Tariaqueri, Yahuarato, El Bosque) y de los domos La Víbora, Zoromuta, La Nieve y Cerro Guadalupe (en dirección NE-SO) sugieren una relación genética con el sistema de fallas Morelia-Acambay activo desde el Mioceno tardío, originado por esfuerzos distensivos a los que está sometido el CVTM.

Palabras clave: Complejo Volcánico, evolución geológica, dataciones radiométricas, estratigrafía volcánica.

ABSTRACT

The El Águila Volcanic Complex and La Taza, La Nieve, and El Burro domes are located 19 and 45 km southwest from the City of Morelia, respectively. The study zone covers a total area of 450 km² within the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, in the central part of the Transmexican Volcanic Belt. This area consists of 34 volcanic structures: a shield volcano, eleven cinder cones, twenty-one domes and a fissural lava-flow. The total erupted volume of magma is about 15.43 km³ with an average emission rate of 0.053 km³/10 ka, during the past 2.9 Ma.

The most common rocks are andesites with a mineralogical association including plagioclase, clinopyroxene and orthopyroxene. According to the whole-rock chemistry of the samples studied the rocks in the area vary from basalts to dacites (50.7-66.1 wt % in silica). The rocks display an enrichment in LILEs (Large Ion Lithophile Elements) with negative anomalies of Nb, Ta and Ti, indicating their calc-alkaline affinity and suggesting magmas derived from subduction environments.

Detailed stratigraphy together with field work, and radiometric data indicate that inception of volcanism in the area began during late Pliocene - Early Pleistocene through effusive activity, represented by the dacitic dome in the southern part of the area [Santa Genoveva (2.9 Ma), La Trampa (2 Ma) and Yerbabuena (1.6 Ma)]. Later, during the Pleistocene the activity became more active, varying from explosive eruptions forming cinder cones (Iratzio cinder cone, 0.99 Ma) to Hawaiian effusive eruptions forming the El Águila Volcanic Complex (0.8 Ma). The final eruptive activity becomes more explosive and it is represented by the San Isidro volcano which is the youngest volcano in the zone (21.49 ka).

The E-W alignment shield-type volcanoes (El Águila, El Remolino, Tariaqueri, Yahuarato, El Bosque) and domes La Víbora, Zoromuta, La Nieve and Cerro Guadalupe (NE-SO) suggest a genetic relationship to the Morelia-Acambay System-Fault active since the Late Miocene, originated by extensional stresses to which is subjected CVTM.

Keywords: Volcanic complex, geological evolution, radiometric data, volcanic stratigraphy.

Capítulo 1

Introducción

El vulcanismo en el centro de México inició hace 19.5 Ma (Ferrari *et al.*, 2003a) con la formación del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). Esta provincia está ubicada en el centro del país, abarca desde el estado de Veracruz, en la parte oriental, hasta Nayarit en el occidente; tiene una extensión de ~1,000 km y un ancho variable de entre 80 y 230 km (Gómez-Tuena, *et al.*, 2005). Dicho arco volcánico se origina por la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la Norteamericana, provocando una distribución del vulcanismo con dirección preferencial E-O a lo largo del paralelo 19° de latitud Norte. El CVTM inició su formación entre 18-23 Ma (Mioceno) en la parte más oriental, 11-17.6 Ma en el sector central, y ~10 Ma en la parte occidental (Ferrari *et al.*, 2012), y continúa manifestando su actividad reciente en los volcanes Jorullo (1759-1774) y Parícutin (1943-1952) en el estado de Michoacán.

Dentro del CVTM existen zonas con concentración de volcanes conocidos como campos volcánicos. Un campo volcánico está definido como una región en donde hay una agrupación de diferentes tipos de volcanes, tales como conos cineríticos, conos de toba, volcanes en escudo, maars y anillos de toba. Dicho volcanes son formados durante erupciones que suelen durar algunos días a varios años y, rara vez, algunas décadas, expulsando menos de 1 km³ de volumen de material (Connor, 1987). En el CVTM existen varios de estos campos volcánicos, entre los que destacan en el occidente Mascota (Ownby *et al.*, 2008), en la parte central el Michoacán-Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1985) y el Chichinautzin (Bloomfield, 1975; Martín Del Pozo, 1982; Siebe *et al.*, 2004, 2005; Arce *et al.*, 2013), y en la parte oriental Chiconquiaco-Palma Sola (Carrasco-Núñez *et al.*, 2005) y Los Tuxtlas (Nelson y González-Caver, 1992).

Entre estos campos volcánicos resalta el de Michoacán-Guanajuato (CVMG), el cual posee una de las mayores concentraciones de vulcanismo monogenético del planeta (más de 1,000 aparatos volcánicos dentro de un área de ~40,000 km²), con edades que van de 2.78 ± 0.07 Ma (Hasenaka y Carmichael, 1985) hasta la actualidad (volcán Parícutin, 1943-1952).

Después del trabajo terminal de Hasenaka y Carmichael (1985) se han realizado muy pocos estudios para determinar la evolución espacio temporal del vulcanismo en el CVMG. Estos estudios

se han concentrado en Morelia (Garduño-Monroy et al., 2001), Jorullo (Guilbaud, et al., 2011), Parícutin (Erlund, et al., 2009), Tancítaro (Ownby, et al., 2011), Tacámbaro (Guilbaud, et al., 2012), Zacapu (Siebe, et al., 2012), y Pátzcuaro (Osorio-Ocampo, 2014). En este trabajo se presenta el estudio a semidetalle del Volcán El Águila. Este volcán de tipo semi-escudo del Pleistoceno tardío (0.62 Ma) está asociado a varios centros eruptivos como conos de escorias en sus flacos norte y oeste y, hacia el sur del mismo, a domos, extensos flujos de lava y conos cineríticos que no habían sido estudiados de manera detallada hasta este trabajo. El volcán El Águila y los domos La Taza-La Nieve-El Burro han sido incluídos dentro de estudios regionales de carácter geológico y estructural (Pasquarè et al, 1991), sin embarco en la actualidad no existe ningún estudio vulcanológico minucioso que permita definir la edad y evolución de los volcanes, ni las características mineralógicas y químicas de los mismos y su relación con el magmatismo en el Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato descrito de manera detallada en otras áreas cercanas (Tancítaro, Jorullo, Parícutin, Tacámbaro, Zacapu, Morelia, Pátzcuaro). De esta forma es muy importante llevar a cabo un estudio vulcanológico que defina la edad absoluta y relativa de los centros eruptivos, sus características petrológicas y su evolución espacio temporal en la región y dentro del CVMG.

Capítulo 2

Ubicación

El volcán El Águila y los domos La Taza-La Nieve-El Burro se encuentran dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Hasenka y Carmichael, 1985), a 19 km al SO de la ciudad de Morelia, Michoacán. La zona comprende el área entre el poblado de Cuanajo (municipio de Pátzcuaro) y Acuitzio (cabecera municipal) (Fig. 1). En su conjunto, el área de estudio se encuentra comunicada por la carretera federal Méx 014 que conecta a las ciudades de Morelia y Pátzcuaro y la carretera estatal Mich 63, que une a Morelia con el municipio de Villa Madero (Fig. 2).

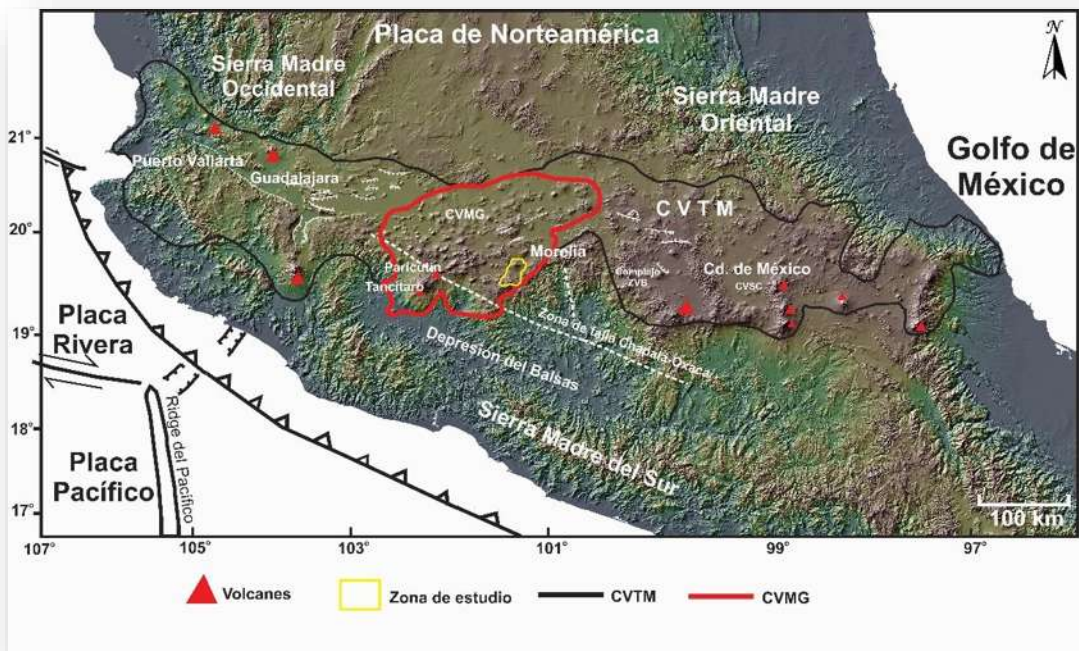


Figura 1: Ubicación del área de estudio dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Varias de las principales ciudades del país se desarrollan en el CVTM, entre ellas, Cd. De México, Guadalajara, Puebla, Morelia, Querétaro, Xalapa, Toluca, Tepic, Cuernavaca, Puerto Vallarta, entre otras, que en conjunto contienen más del 13% de la población total del país. De igual manera los volcanes más importantes (Pico de Orizaba, Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Volcán Fuego de Colima, Ceboruco, Jorullo y Parícutin) están incluidos en el CVTM (Modificado de Osorio-Ocampo, 2014).

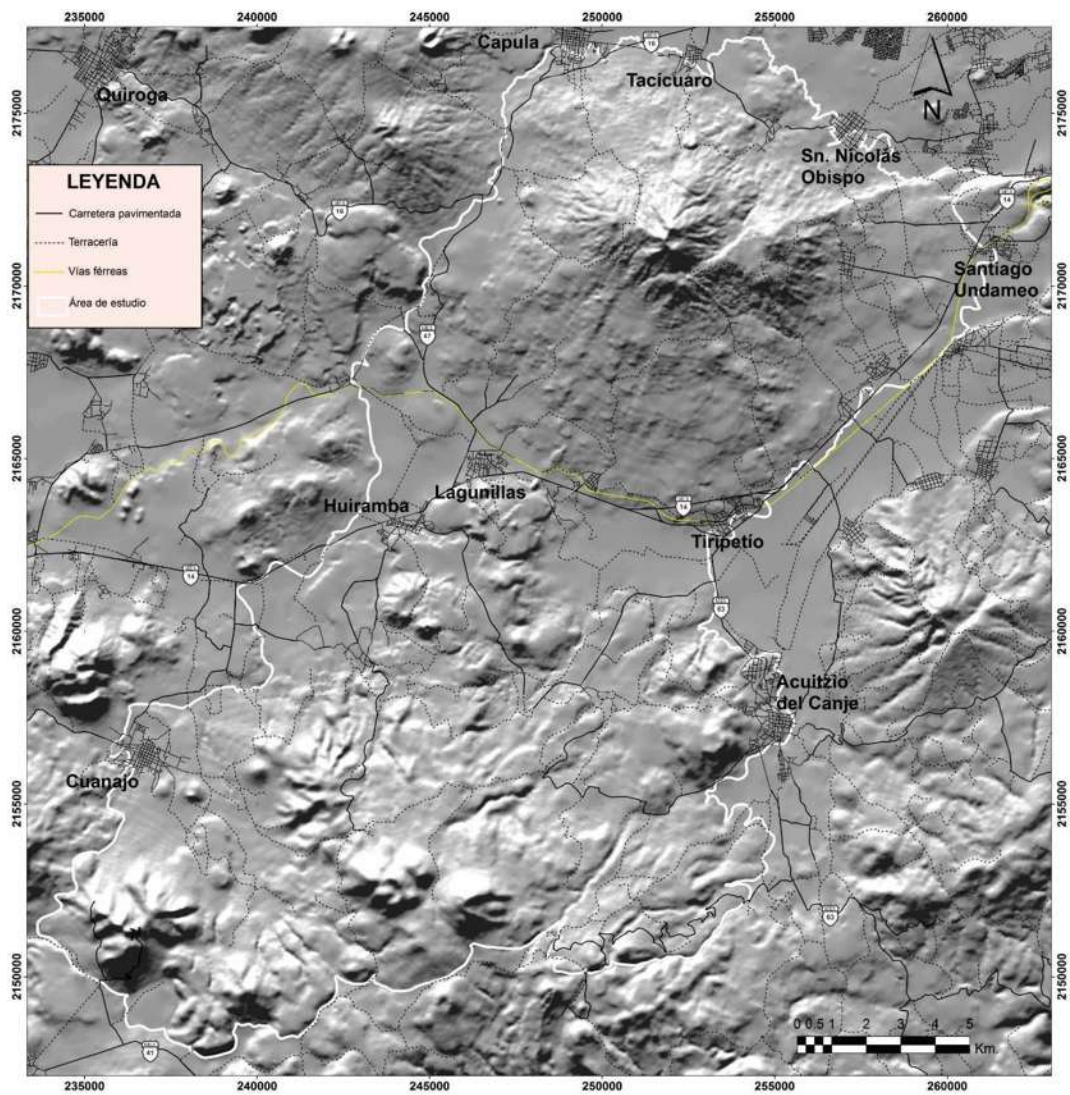


Figura 2: Mapa que muestra las principales vías de acceso a la zona estudiada: las más importantes son la autopista federal no. 14 Morelia-Pátzcuaro y la carretera estatal 63 que comunica la capital del estado con la población de Acuitzio del Canje y Villa Madero.

Capítulo 3

Antecedentes

Demant (1978) realizó la primera cartografía a detalle del CVTM, describiendo las principales características de éste e intentó resolver los problemas de interpretación del mismo. Los primeros trabajos sobre el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato fueron realizados por Toshiaki Hasenaka e Ian S. E. Carmichael (1985). Dicho campo está conformado por más de mil centros eruptivos de edad cuaternaria, distribuidos en un área de aproximadamente 40,000 km². El CVMG ha sido estudiado de manera exhaustiva, sobre todo después la erupción del volcán Parícutin (1943-1952). Los trabajos más importantes son los siguientes:

- Edad y distribución de los conos cineríticos, llevado a cabo por Hasenaka y Carmichael (1985a). En este trabajo hallaron 901 conos, 43 domos, 13 volcanes en escudo jóvenes con conos resurgentes, 22 maars o anillos de toba y 61 flujos de lava, con una densidad promedio de 2.5 volcanes por 100 km² (aunque recientemente Guilbaud *et al.* 2012, encontraron una densidad más alta, 16 volcanes por 100 km², en la región de Tacámbaro-Puruarán). La edad de algunos conos cineríticos son holocénicas (por ejemplo, La Taza con 8,430 ± 330 años A.P.), mientras que los volcanes en escudo tienen una edad de hasta 2.78 ± 0.07 Ma (como el cerro Santa Teresa, al N del CVMG). La tasa de emisión de magma que estos autores encontraron fue de 0.8 km³ por cada mil años.
- Petrología y geoquímica de los conos cineríticos, realizado por Hasenaka y Carmichael en 1987. El tipo de rocas que encontraron son basaltos con <53 % de peso en SiO₂, andesitas bajas en Si con 53-57 %, andesitas altas en Si con 57-63 % en SiO₂, y dacitas con >63 % en SiO₂. Así mismo, encontraron que la mayoría de las lavas del campo (de entre 50 y 70 % en peso de SiO₂) son pobres en álcalis, calcialcalinas o de transición.
- Connor en 1987 hizo un trabajo acerca de la geología estructural analizando la distribución y el alineamiento de los volcanes y las fallas, reconocidas éstas por su expresión topográfica. Encontró que los volcanes tienen una concentración más alta en la parte centro-sur y prácticamente están ausentes en las porciones centro-oeste y SE. Para realizar los alineamientos de volcanes tomó en cuenta tres o más, espaciados al menos 1,500 m; con este método identificaron 104 alineamientos de volcanes con un promedio de 4.5 volcanes

por línea, con un dirección preferencial E-O; pero no es paralela a la dirección de convergencia de las placas.

- Pasquarè *et al.*, en 1991 realizaron un mapa geológico del sector central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, incluyendo al CVMG en donde describen una síntesis de la evolución geológica de esta parte del CVTM.
- Ban *et al* (1992) llevaron a cabo un estudio acerca de las edades K-Ar de los volcanes en escudo, los cuales tienen un diámetro promedio en la base de 10 km y pendientes con ángulos que van de 5 a 15°. Uno de los resultados más importantes fue la diferencia de edades entre los volcanes de la porción norte del campo (los más alejados de la trinchera Mesoamericana) y los del sur (más cercanos a la trinchera): los más alejados son mayores a 1 millón de años, mientras que todos los fechados en la porción más al sur son menores a 1 millón de años, lo que sugiere que, al menos en el CVMG, el vulcanismo migró hacia el sur hace aproximadamente 1 millón de años.
- Por su parte, Hasenaka (1994) contabilizó 378 volcanes medianos con forma en escudo, los cuales subdividió en dos tipos: aquéllos con pendientes suaves, similares a los volcanes en escudo islandeses; y los que tienen pendientes pronunciadas; no poseen un cráter visible ni un alineamiento local. En promedio, un volcán de estos tiene las siguiente características: altura 390 m, diámetro basal 4,500 m, pendiente de 10.2° y un volumen de 3.3 km³.
- Guilbaud *et al.*, (2010) se enfocaron en la geología, geocronología y características tectónicas del volcán Jorullo. Determinaron que la erupción de dicho volcán es la última de 26 eventos monogenéticos ocurridos en el último millón de años en un área relativamente pequeña (333 km²) en la parte S del CVMG. Estas erupciones produjeron cerca de 10 km³ de magma predominantemente andesítico.
- Guilbaud y colaboradores (2011) llevaron a cabo la reconstrucción de la historia volcánica en la región de Tacámbaro-Puruarán. Ellos describieron un largo historial de vulcanismo en esa zona: 114 volcanes durante el Cuaternario, de los cuales al menos 13 ocurrieron en el Holoceno, con un intervalo promedio de erupción entre cada uno de ellos de 600 a 800 años y una tasa de emisión de 0.34 a 0.39 km³ por cada diez mil años.

Regionalmente, la geología de la zona de Morelia se puede sintetizar de la siguiente manera:

1. La unidad más antigua consiste de lavas andesítico-basálticas masivas, afaníticas, de color gris oscuro y superficie de alteración a color rojo. La edad de esta unidad es de 19.5 ± 0.4 Ma (Gómez-Vasconcelos, 2012). Estas rocas afloran en la cañada del Río Chiquito, en el sector SE de la ciudad.

2. La ignimbrita de Atécuaro (o cantera de Morelia) consistente de 6 unidades de flujos piroclásticos de pómez, aparentemente masivos, con colores que varían entre rojo, guinda, naranja, rosa, gris y blanco, con diferentes grados de soldamiento y compactación, de composición riolítica, con espesores que varían de unos cuantos metros a más de 200. Esta unidad está fechada en 16.4 ± 0.3 Ma (Gómez-Vasconcelos, 2012).

3. La siguiente es una secuencia de rocas constituida por derrames de lava de composición andesítica y dacítica, asociados con domos expuestos en la zona del Cerro Punhuato, al E de Morelia. Este complejo presenta una estructura de herradura y los productos piroclásticos asociados forman un abanico al oriente de dicha ciudad, lo que indica que tuvo una gran explosión lateral. Tiene una edad de 15.9 ± 0.6 Ma (Gómez-Vasconcelos, 2012).

4. Después continúa una secuencia de depósitos fluviolacustres de hasta 40 m de espesor constituidos por secuencias areno-limosas que se interdigitan con arcillas limosas y diatomitas. En la parte N de la ciudad dicha secuencia sobreyace a un basamento volcánico y está constituida por una alternancia de arenas, gravas y limos; coronando a todo lo anterior se encuentra un depósito piroclástico de caída “Alegría”, nombrado así por Israde-Alcántara y Garduño-Monroy (1999). Este depósito fue fechado por Carranza-Castañeda (1976) en 3.6 Ma.

5. La unidad estratigráfica más reciente de la región incluye productos del vulcanismo monogenético del CVMG. Se trata de lavas de composición andesítico-basáltica y basáltica emitidas por los volcanes Quinceo (1.42 ± 0.12 Ma de edad) y Tetillas del Quinceo (0.33 ± 0.04 Ma) (Gómez-Vasconcelos, 2012).

Actualmente se siguen haciendo trabajos acerca de la evolución espacio-temporal en el área del Cerro El Quinceo, Tetillas del Quinceo y los volcanes a sus alrededores, así como en El Estribo (Pátzcuaro), y en el complejo de domos de La Muela.

Las edades previas cercanas a la zona de estudio, así como su ubicación (Fig. 3), se enlistan en la tabla 1.

Tabla 1: Recopilación de fechamientos cercanos a la zona de estudio, sus coordenadas y la cita de donde fue tomado.

No.	SITIO	COORDENADAS		MÉTODO	EDAD (Ma)	REFERENCIA
		Longitud	Latitud			
1	Oeste Cerro Quinceo	101°22'48"	19°43'48"	K/Ar	0.05 +/- 0.2	Pasquarè CFE, 1984.
2	Tetillas del Quinceo	101°13'23.4"	19°42'09.7"	Ar/Ar	0.36 +/- 0.08	Gómez-Vasconcelos, 2015.
3	Cerro Capula	101°18'00"	19°40'48"	K/Ar	0.54 +/- 0.2	Pasquarè CFE, 1984.
4	El Remolino	101°18'51.8"	19°37'57.5"	Ar/Ar	0.64 +/- 0.02	Gómez-Vasconcelos, 2015.
5	Cerro El Burro	101°30'00"	19°25'48"	K/Ar	0.65 +/- 0.0	CFE 1985, inédito.
6	Cerro Yahuarato	101°31'12"	19°36'00"	K/Ar	0.54 +/- 0.07	Ban et al., 1992.
7	Cerro Sanambo	101°24'00"	19°36'36"	K/Ar	0.87 +/- 0.05	Nixon et al., 1987
8	Cerro Quinceo	101°13'37.4"	19°45'24.3"	Ar/Ar	1.47 +/- 0.14	Gómez-Vasconcelos, 2015.
9	Tarímbaro-Morelia	101°11'00"	19°45'45"	K/Ar	8.0 +/- 0.4	IMP, inédito.
10	Cuitzeo	101°08'25"	19°54'09"	K/Ar	13.6 +/- 1.9	IMP 1986, inédito.
11	Cerro Punhuato	101°07'43.3"	19°41'45.6"	Ar/Ar	16.28 +/- 0.64	Gómez-Vasconcelos, 2015.
12	Igñimbrita de Atécuaro	101°10'07.3"	19°39'49.7"	Ar/Ar	16.4 +/- 0.3	Gómez-Vasconcelos, 2015.
13	Presa Cointzio	101°16'12"	19°37'48"	K/Ar	18.0 +/- 0.5	Pasquarè et al, 1991.
14	Mesa de Tzitzio	100°56'24"	19°36'00"	K/Ar	33.4 +/- 1.7	Pasquarè et al, 1991.
15	Villa Madero	101°09'08"	19°22'48"	K/Ar	48.0 +/- 2.0	IMP 1986, inédito.

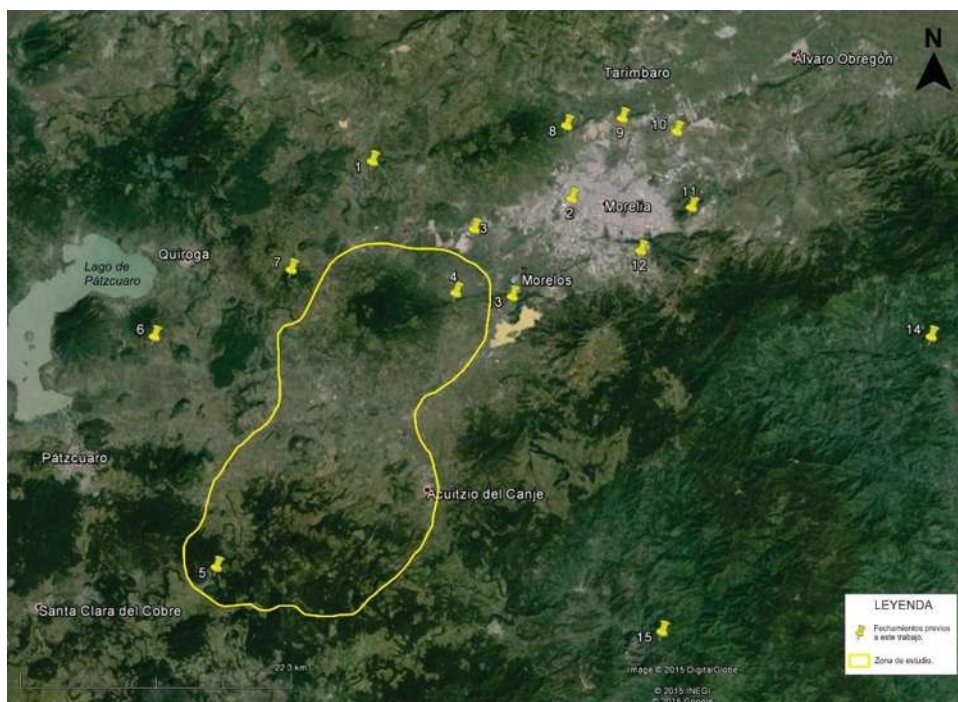


Figura 3: Mapa que muestra la localización de las edades, tomadas de la literatura, previas a la realización del presente trabajo.

Capítulo 4

Marco Tectónico

4.1 El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) se define como un arco magmático continental formado por aproximadamente 8,000 estructuras volcánicas (Gómez-Tuena et al., 2005). Se extiende desde las costas del Océano Pacífico (Nayarit) hasta el Golfo de México (Veracruz). Tiene ~1,000 km de longitud y una amplitud que varía de 80 a 230 km, y se distribuye con una dirección E-O. A la fecha, se han llevado a cabo decenas de investigaciones a lo largo de más de cien años para proponer el origen del CVTM y tratar de explicar la anómala ausencia de paralelismo entre la trinchera Mesoamericana y el arco magmático (Fig. 4). La mayor parte de los investigadores asumen que la formación de magmas en el CVTM, y su distribución oblicua con respecto a la trinchera, estarían de alguna manera ligados a la geometría del proceso de subducción (Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Urrutia-Fucugauchi y Böhnel, 1987; Pardo y Suárez, 1993; Pardo y Suárez, 1995).

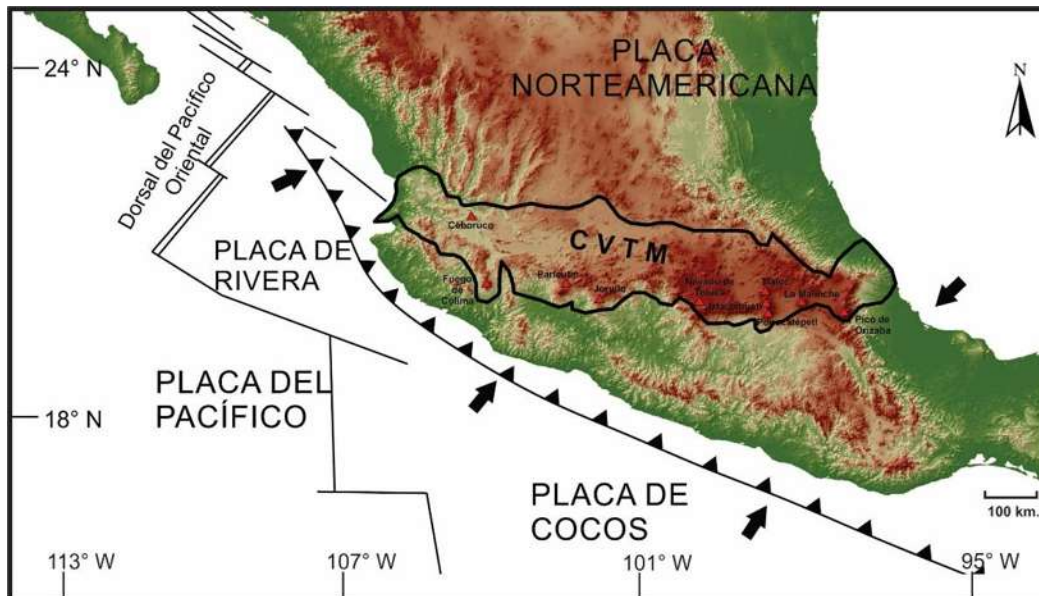


Figura 4: Mapa que muestra las placas tectónicas que dan origen al Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.

Recientemente, Pérez-Campos y colaboradores (2008) realizaron un análisis basado en datos obtenidos de una red sísmica de banda ancha transmexicana. Determinaron que la placa de Cocos se subduce horizontalmente hasta una distancia de 250 km de la trinchera y se hunde en el manto por debajo de la ciudad de México, pero se trunca a una profundidad de 500 km debido probablemente a una ruptura con dirección E-O de la misma placa. Ellos mismos proponen un modelo que explica el origen del vulcanismo andesítico en el centro de México

En la actualidad, la porción occidental del arco se encuentra subyacida por la placa de Rivera, mientras que la porción central y oriental se encuentran subyacidas por la placa de Cocos. Aún hay algunas discrepancias en cuanto a las edades absolutas de las placas oceánicas y las velocidades de convergencia, pero todos los autores coinciden en afirmar que la placa de Rivera es relativamente más joven y converge a una velocidad menor que la placa de Cocos (Nixon, 1982; Pardo y Suárez, 1993; DeMets et al., 1994; Kostoglodov y Bandy, 1995; Pardo y Suárez, 1995). La placa de Rivera tiene, aparentemente, una edad menor a los 13 Ma a lo largo de la trinchera, y su velocidad de convergencia varía entre los 1.7 y 2.2 cm al año (DeMets et al., 1994) o 4 y 4.9 cm al año (Kostoglodov y Bandy, 1995), según el modelo que se utilice. Por otro lado, la edad de la placa de Cocos varía entre los 12.7 y 16 Ma, mostrando un incremento gradual hacia la porción oriental de la trinchera. La velocidad de convergencia también se incrementa hacia el oriente y varía de ~4.7 a ~6.7 cm al año (Fig. 5). Así mismo, Pardo y Suárez (1993, 1995), encontraron que la placa de Rivera se introduce hacia el manto con un ángulo cercano a los 50°. La placa de Cocos, en cambio, disminuye gradualmente su inclinación desde su límite con la placa de Rivera, aproximadamente en la parte central del CVTM, para luego volverse subhorizontal debajo de las porciones central y oriental. Sin embargo, hacia el SE de Acapulco la placa de Cocos aumenta rápidamente su inclinación para adquirir otra vez un ángulo de 45 – 50° entre el Istmo de Tehuantepec y el Arco Centroamericano (Pardo y Suárez, 1995). Es posible que esta característica tectónica distintiva sea la responsable de la oblicuidad del arco magmático, así como de la lejanía de su parte oriental con respecto a la trinchera mesoamericana.

La parte central del CVTM se caracteriza por varios sistemas de fallas: uno en dirección NO-SE a N-S, de tipo Basin and Range, y otro con orientación NE-SE, y el sistema de fallas Chapala-Tula en dirección E-O que está sobrepuesto a todos los anteriores (Suter et al., 1995).

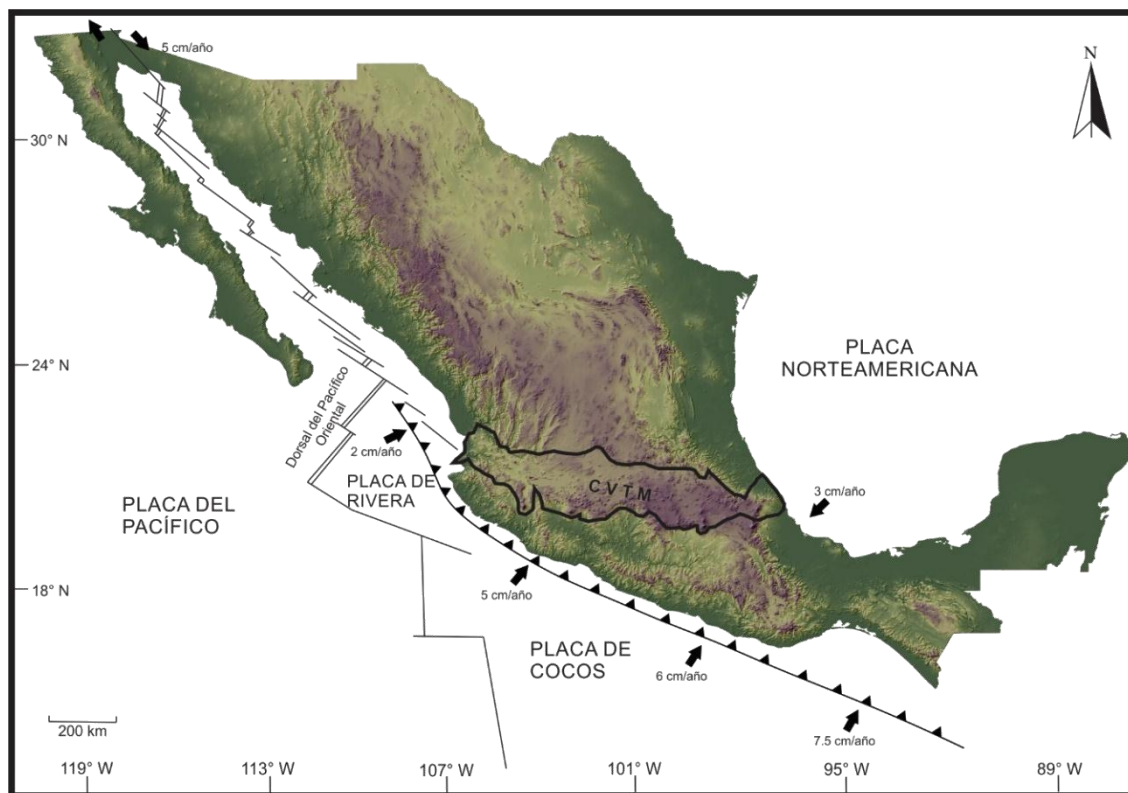


Figura 5: Velocidades de subducción de las placas de Rivera y Cocos por debajo de la Norteamericana

Por medio de datos gravimétricos (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996) han determinado los espesores corticales de la placa superior: su máximo se halla en la parte oriental del CVTM, donde llega a medir 50 km. En esta región se ha inferido la existencia de un núcleo de basamento Precámbrico (Ortega-Gutiérrez et al., 1995). Mientras que el espesor mínimo se encontró en el occidente del campo, en la región de Arteaga (SO del CVMG), donde llega a medir 28 km (Pérez-García y Urrutia Fucugauchi, 1997).

4.2 El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.

En la porción central de la CVTM, donde se encuentra el CVMG, presenta un régimen extensional casi perpendicular a la Trinchera Mesoamericana, por lo que prevalecen las fallas normales con direcciones preferenciales E-O y NE-SO (aunque también hay que resaltar algunas N-S) (Garduño-Monroy et al., 2009), como lo muestra la figura 6. Las fallas activas que corresponden al sistema Morelia-Acambay (dirección E-O), los sistemas reactivados N-S son:

- Sistemas de fallas de Cuitzeo NE-SO y la depresión tectónica N-S de Penjamillo (en la Piedad, Mich.) que cortan rocas de edades que van del Mioceno al Cuaternario.
- La falla Santa María (en Morelia, mejor conocida como La Paloma), falla Morelos y Cointzio, que junto con las fallas de Queréndaro y Los Azufres, son la continuación de la falla Pastores (con dirección E-O).

Las fallas más extensas son la de Venta de Bravo con 45 km y la Acambay-Tixmadejé con 34 km de largo (Martínez y Nieto, 1990; Surter et al., 2001; Garduño-Monroy et al., 2009). Así mismo, los sistemas de fallas que se encuentran en la región son: Taxco-San Miguel de Allende (N-S), el sistema NE-SO, y el sistema de Morelia-Acambay (E-O); también destaca la falla Tzitzio-Valle de Santiago (NNO-SSE) (Garduño-Monroy et al., 2009).

Las fallas más antiguas son las del sistema Tzitzio-Valle de Santiago, las cuales poseen un movimiento lateral izquierdo (paralelas al anticlinal de Tzitzio), mientras que el sistema de fallas Morelia-Acambay es el más joven y activo sísmicamente en la región. Consiste en una serie de fallas normales con dirección E-O que se originaron hace ~8 Ma. En cambio, las estructuras en la región de Morelia y Cuitzeo han estado activas durante el Holoceno, siendo estas las causantes de rupturas cosísmicas, controlando los terremotos históricos y prehistóricos de la zona (Garduño-Monroy et al., 2009).

En los alrededores de Morelia dicho sistema consiste de dos fallas principales con varios segmentos que definen el borde tectónico entre dos provincias geológicas distintas: al norte, el vulcanismo activo y la sedimentación Plio-Cuaternaria del CVTM, y al sur rocas volcánicas del Mioceno de la sierra de Mil Cumbres donde se hallan las calderas silíceas Atécuaro y La Escalera (Garduño-Monroy et al., 2009). El origen de estas fallas se remonta al Mioceno tardío-Pleistoceno temprano como fallas que tienden al borde sur de las cuencas del Mioceno en Charo, Maravatío y Venta de Bravo (Israde et al., 1992; Israde, 1995; Israde y Garduño, 1999). Este es causado por la reorganización estructural y morfológica de las partes central y occidental del CVTM, formando cuencas fluvio-lacustres y escarpes de fallas de 200 m de altura (Garduño-Monroy et al., 2009).

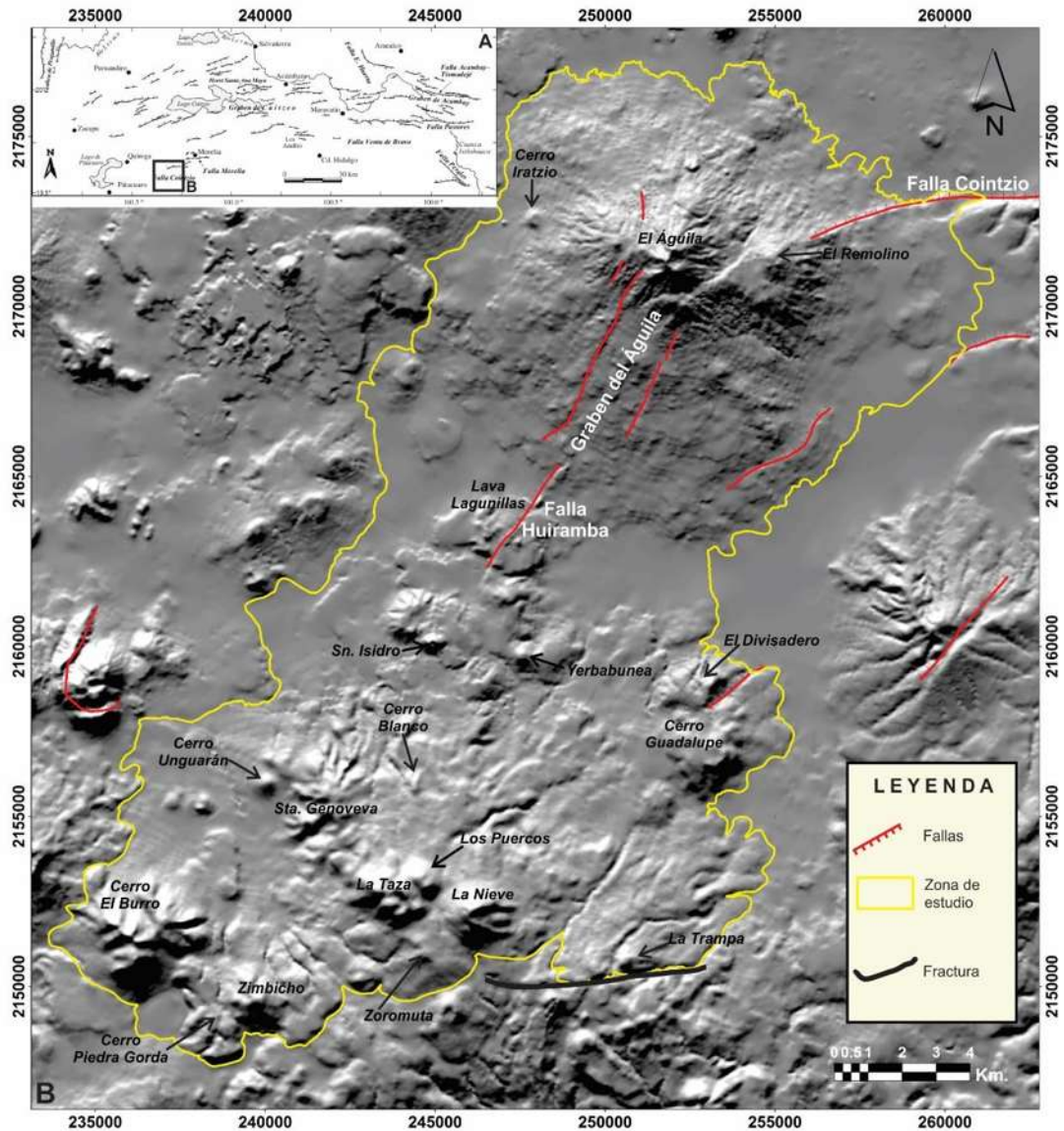


Figura 6: A) Mapa que muestra las principales fallas en el sector central del CVTM, entre ellas el sistema de fallas Morelia-Acambay. B) Modelo digital de elevaciones en donde se señalan las fallas que afectan a la zona de estudio: la falla Huiramba y las que forman el graben del Águila tienen una dirección NE-SO, y la falla Cointzio es E-O; hacia el sur se observa una fractura con dirección E-O también. Las principales estructuras volcánicas se indican con su respectivo nombre.

Capítulo 5

Justificación y Objetivos

5.1. Justificación

Dentro del CVTM el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato es uno de los campos monogenéticos con más densidad de volcanes por kilómetro cuadrado (más de 1,000 en un área de ~40,000 km²) en el mundo. Dentro del mismo se localizan dos de los volcanes que han hecho erupción en tiempos históricos: El Jorullo (1759-1774) y el Parícutin (1943-1952), lo cual indica que hay altas posibilidades de que nazca un nuevo volcán en esta zona.

Si bien hay estudios regionales del vulcanismo en el CVMG que han aportado datos geológicos, geomorfológicos y petrográficos (por ejemplo, Hasenaka y Carmichael 1985a, b), aún no se cuenta con trabajos a detalle como los hechos en el volcán Tancítaro, Parícutin, Jorullo y la región de Tacámbaro-Puruarán que tratan de explicar la evolución espacio-temporal de los eventos volcánicos ocurridos localmente. Hasta el momento, con los estudios que se tienen del CVMG, con mapas detallados y datos geocronológicos, no es suficiente para definir exactamente el inicio del vulcanismo, su evolución, recurrencia de las erupciones y la probabilidad del lugar en donde se presente una nueva actividad monogenética (Guilbaud et al., 2012). Es por ello que el presente trabajo pretende contribuir al conocimiento y mejor comprensión de la evolución espacio-temporal en el centro-norte del estado de Michoacán con el estudio cartográfico y estratigráfico de las unidades volcánicas presentadas, con el apoyo de fechamientos radiométricos ⁴⁰Ar/³⁹Ar y ¹⁴C. Dicho estudio se complementa con el análisis petrográfico y de química de las rocas volcánicas recolectadas en el trabajo de campo para un mejor entendimiento de la variabilidad composicional y evolución magmática en la zona.

5.2. Objetivos

- General:

Realizar el primer estudio cartográfico y litoestratigráfico a semi-detalle del volcán El Águila y los domos La Taza-La Nieve-El Burro para definir su evolución espacio temporal.

- Particulares:
 - Definir la secuencia estratigráfica a través de trabajo campo, correlación de columnas y fechamientos radiométricos.
 - Definir las características petrográficas y geoquímicas de las diferentes unidades litológicas.
 - Calcular los volúmenes emitidos y las tasas de emisión de los volcanes.
 - Proponer un modelo evolutivo del vulcanismo en la región.
 - Contextualizar el vulcanismo dacítico-riolítico en el CVMG.
 - Describir un evento volcánico poligenético del volcán El Águila en el CVMG.

Capítulo 6

Metodología

Para llevar a cabo el estudio se empleó una metodología que consistió de cinco fases que son: trabajo de gabinete, trabajo de campo, trabajo de laboratorio, interpretación y análisis de la información y redacción de la tesis.

Trabajo de gabinete

Consistió en la recopilación de bibliografía y artículos para conocer el área de estudio, sus antecedentes y estudios recientes. El siguiente paso fue la obtención de mapas topográficos del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Información (INEGI), a escala 1:50,000 (cartas Morelia, Páztcuaro, Salvador Escalante y Villa Madero), así como datos vectoriales para la elaboración del Modelo Digital de Elevación (MDE), mapas de pendientes y anaglifos por medio de software especializado (ArcGis 9.3, Global Mapper 9 y ERDAS Imagine 9.1). También se usaron imágenes de satélite obtenidas en Google Earth. Estos modelos e imágenes fueron utilizados para diferenciar las formas volcánicas y así marcar las diferentes litologías y obtener un mapa geológico preliminar (escala 1:45,000).

Trabajo de campo

Con el mapa geológico preliminar se llevaron a cabo 17 salidas a campo con la finalidad de corroborar los contactos litológicos trazados previamente en gabinete. Se realizó la cartografía de 450 km² que corresponden a las cartas topográficas de INEGI E14A22, E14A23, E14A32 y E14A33, escala 1:25,000. De los sitios descritos se recolectaron 65 muestras de roca, tres muestras de caída, dos de depósitos de flujos piroclásticos y dos de paleosuelos. Se levantaron 77 estaciones y 25 puntos de control, en los cuales se describió de forma detallada los afloramientos o depósitos, tomando en cuenta su color, espesor, estructura, número y otras particularidades.

Trabajo de laboratorio.

Una vez en laboratorio se procesaron y prepararon las muestras para su análisis. Se elaboraron 60 secciones pulidas con las cuales se realizó el análisis petrográfico. El procedimiento fue el siguiente: se utilizó la cortadora marca Buehler 10" Trim Saw + PF: 10-10003-160 para formar testigos con medidas de 4.5 x 2.5 cm, se desbastó con abrasivos Buehler de 240, 400, 600 y 1000 micras en un vidrio, hasta que la superficie estuviera apta para ser pegada en un portaobjetos con el adhesivo marca Loctite. A continuación, se procedió a cortarla en la cortadora de precisión marca Struers Accutom hasta quedar a >1 mm de espesor; se volvió a desbastar con los mismos abrasivos, terminando con el de 5000; finalmente, se lavaron en un baño ultrasónico marca Fisher Scientific para eliminar restos del abrasivo. Para pulir estas láminas se utilizó una pulidora marca Buehler MetaServ 250 y abrasivos de 3 μ , 1 μ de alúmina y 1 μ de diamante durante 20 a 30 minutos por abrasivo, terminando así las secciones pulidas. Estas se elaboraron en el laboratorio de preparación de muestras y pulido del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, campus Morelia.

Se seleccionaron 20 muestras para análisis químicos de elementos mayores, traza y tierras raras las cuales se prepararon como a continuación se describe: de la parte más sana de la roca se cortó una muestra de aproximadamente 2.5 x 4.5 cm, se lavó en un baño ultrasónico con agua destilada (tipo 2, grado analítico), se secó en una plancha marca Fisher Scientific a 70°C durante 30 minutos. Una vez seca la muestra se trituró (marca Leeson, modelo C4C17DH7H) y por último, se pulverizó (Herzog) hasta un tamaño de grano para el análisis químico de elementos mayores, traza y tierras raras. Dichos análisis se efectuaron en los laboratorios Arclabs, Ancaster, Canadá (<http://www.actlabs.com>).

Los fechamientos radiométricos de algunas de las muestras se realizaron mediante el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la Universidad de Fairbanks, Alaska, EUA, en el laboratorio de Geocronología a cargo del Dr. Paul W. Layer. Las muestras se limpiaron para quitar la parte externa más alterada, quedando sólo con la parte sana/fresca (~100 gramos cada una).

Interpretación y Análisis de la Información

Después de cada sesión de campo se procesó, integró e interpretó la información obtenida. Esta información fue digitalizada en el programa ARCGIS 9.3 en coordenadas UTM. De esta forma se fue modificando el mapa geológico de manera gradual. De la misma forma se realizaron

anotaciones de las zonas en donde se debía realizar trabajo de campo y laboratorio adicional para la salida sucesiva.

Resultados

La zona de estudio mide ~32 km de largo por ~20 km de ancho, y cubre un área total de ~450 km² (Fig. 7). Dentro de esta se identificaron 30 estructuras volcánicas, cuyas características morfométricas se enlistan en la tabla 2. Se describieron un volcán en escudo (Cerro El Águila), 18 domos (Cerros La Taza, La Nieve, El Burro, Viejo, El Divisadero, La Yerbabuena, El Gallo, Loma La Rosa de San Juan, Santa Genoveva, Blanco, Unguarán, Zoromuta, Mesa La Víbora, Zimbicho, La Trampa, La Calavera, Potrerillos y La Granja), 10 conos cineríticos (Cerros La Arena, La Mesa, Volcán San Isidro, Los Puercos, Loma El Tigre, La Fanhuata, La Caja, Iratzio, El Correo y Yuretzio), y un derrame fisural (Lava Lagunillas). A continuación se describen de manera general estas geoformas.



Figura 7: Mapa en el que se marcan los tipos de estructuras volcánicas identificadas en el área de estudio: un volcán semi-escudo, domos, conos de escoria y un derrame fisural. También se muestran las geoformas con más alta y baja pendiente, así como las corrientes de agua que se forman en la zona.

7.1.1. Volcán en Semiescudo.

El Águila es un volcán tipo semiescudo que se sitúa aproximadamente a 19 km al suroeste de la ciudad de Morelia, es el único volcán de este tipo en el área de estudio. Tiene una base con forma casi circular que mide 14.5 km de Este a Oeste, y 13.7 km de Norte a Sur. Con estas dimensiones el volcán cubre un área aproximada de 145 km² y un volumen mínimo estimado de 7 km³. Las zonas más bajas que circundan al volcán El Águila ocurren a elevaciones de 2,020 msnm (de aquí en adelante todas las elevaciones están dadas en metros sobre el nivel del mar), y alcanza una cota máxima de 3,080 m. Las pendientes de sus flancos varían de 10° en las partes más bajas hasta 40° o más cerca de su cima (Fig. 8). El sistema de drenaje que predomina es el dendrítico con corrientes de agua de primer y segundo orden. Tectónicamente se encuentra afectado en el lado E por la falla Cointzio y en la parte centro-sur por el graben del Águila, causado por la falla Huiramba. Su índice relativo de disección indica que se trata de un volcán maduro, ya que en sus flancos más alejados presenta cárcavas de erosión. En la parte Oeste y Sur-Oeste se emplazaron cuatro aparatos monogenéticos parásitos que se describirán a detalle en el siguiente subtema.



Figura 8: Vista panorámica hacia el norte del volcán El Águila, en las afueras del poblado de Acuitzio del Canje. En segundo plano, a la derecha, la flecha blanca señala al volcán Tetillas del Quinceo.

7.1.2. Domos

Se identificaron 17 domos que predominan, sobre todo, en la parte sur del área de estudio. Su morfología consiste de flancos suaves que se elevan abruptamente cerca de las zonas de emisión en donde ocurre el apilamiento de lavas viscosas. A continuación se describen tres ejemplos de éstos:

Domos La Taza: Consiste de cinco domos que se encuentran ubicados a ~7 km al sureste del poblado de Cuanajo. Cubren un área de aproximadamente 9.5 km² y cuentan con un volumen mínimo estimado de 0.6 km³. Sus bases afloran a una cota mínima de 2,920 m hasta una elevación máxima de 3,300 m. Estos domos tienen flancos con pendientes suaves (<10°) que pasan a paredes de lava abruptas con pendientes que llegan a sobrepasar los 40°. Su morfología es de un cuerpo volcánico joven por lo que presenta poca o nula erosión en el edificio principal, pero en sus partes más alejadas se forman drenajes de tipo dendrítico. Tiene una alineación NO-SE con los domos Unguarán, Santa Genoveva y Zoromuta.

La Nieve: Se trata de un domo que se localiza a ~10 km al sureste de Cuanajo, abarca un área aproximada de 27 km² con un volumen mínimo estimado de 1.8 km³. Su base inicia a una altitud de 3,020 m y alcanza una cota de 3,420 m, lo que lo convierte en la cumbre más alta de la zona (Fig. 9). Al igual que los domos La Taza, sus pendientes pasan de <10° en sus flancos a paredes escarpadas de hasta 40°. El domo La Nieve tiene un colapso hacia el Este y morfológicamente no presenta disección por corrientes de agua; sin embargo en la colada de lava que expulsó hacia el NE los arroyos forman drenajes dendríticos que corren hacia la misma dirección.



Figura 9: Panorámica hacia el sureste de varias estructuras volcánicas del área de estudio. De izquierda a derecha aparecen el domo La Nieve, volcán Los Puercos y los domos La Taza.

Domos El Burro.- Es un conjunto de cinco domos que ocurren a ~4.5 km al sur-suroeste de Cuanajo. Estos domos encierran un área cercana a 14 km² con un volumen mínimo estimado de 1.8 km³. Su base inicia a los 2,780 m, y la cima llega a una altitud de 3,280 m (Fig. 10). Sus pendientes son altas, van de 20° hasta 50° en la cima. Las corrientes de agua que nacen en este volcán son de primer orden, pero en sus flancos se unen a otros arroyos formando un patrón de drenaje dendrítico.



Figura 10: Vista panorámica hacia el noreste de los domos El Burro. Fotografía tomada en la carretera Opopeo-Tacámbaro. En la cima del domo se encuentran las antenas de telecomunicaciones (radio y televisión).

7.1.3. Conos de escoria.

Los conos de escoria se encuentran a ~4 km al ONO de El Águila (Fig. 11), en los alrededores del poblado de Cuanajo y en el centro de la zona de estudio (San Isidro). Su forma es cónica con alturas que varían de 40 a 300 m, diámetros basales de 0.3 a 0.8 km, y pendientes de 5 a 45°. Por ser volcanes de pequeñas dimensiones no alcanzan a desarrollar algún tipo de drenaje, ya que sólo tienen cortas corrientes de primer orden.



Figura 11: Vista panorámica hacia el Este en donde se observan, en primer plano, los conos Iratzio (a la izquierda) y El Correo, los cuales se localizan al ONO de El Águila (al fondo).

Los datos morfométricos de la totalidad de los volcanes de la zona de estudio se detallan en la siguiente tabla:

Tabla 2: Datos morfométricos de los volcanes de la zona de estudio. El volumen se calculó utilizando el software ArcGis 9.0

No.	NOMBRE DEL VOLCÁN O DOMO	ALTITUD MÍNIMA (msnm)	ALTITUD MÁXIMA (msnm)	PENDIENTES (MÍN/MÁX)	CLAVE DE LA UNIDAD	DIÁMETRO BASAL (km)	ÁREA (km ²)	VOLUMEN ESTIMADO (km ³)
1	El Águila	2,020	3,080	10°/40°	Ag y Re	14.5	145	7
2	El Burro	2,780	3,280	20°/50°	Bu	3.7	14	1.8
3	Zimbicho	2,800	3,120	<10°/40°	Zi	1.9	13.7	0.99
4	La Víbora	2,880	2,980	<10°/39°	Zi	1.2	2.2	0.07
5	La Nieve	3,020	3,420	<10°/40°	Ni	2.2	27	1.8
6	La Calavera	2,960	3,020	4°/34°	Tr	0.6	13.8	0.4
7	La Trampa	2,840	2,940	<10°/36°	Tr	0.4	3.9	0.1
8	La Taza	2,920	3,300	10°/40°	Ta	2	9.5	0.6
9	Los Puercos	2,900	3,200	5°/40°	Pu	0.8	28.5	0.7
10	Guadalupe	2,160	2,440	<10°/39°	Gu	2.5	9.2	0.5
11	El Divisadero	2,120	2,280	5°/42°	Di	2	3.5	0.1
12	San Rafael Coapa	2,080	2,100	<20°	Di	0.5	2	0.03
13	Santa Genoveva	2,500	2,800	10°/38°	Ge	1.2	13.5	0.5
14	Cerro Blanco	2,560	2,720	<10°/37°	Bl	0.5	1.3	0.03
15	Loma El Tigre	2,380	2,420	9°/22°	Cu	0.4	1.3	0.01
16	La Fanhuata	2,400	2,460	5°/30°	Cu	0.6	2	0.02
17	Yuretzio	2,540	2,580	<10°/30°	Cu	0.8	1.7	0.04
18	Unguarán	2,460	2,520	5°/24°	Un	0.8	2.7	0.04
19	Potrerillos	2,220	2,360	<10°/30°	Ye	1	1.7	0.05
20	Yerbabuena	2,260	2,340	5°/36°	Ye	0.4	3.2	0.1
21	El Gallo	2,260	2,320	<10°/48°	Ye	0.7	3.8	0.1
22	San Isidro	2,320	2,480	5°/45°	Isl	0.5	5.9	0.1

23	Loma Rosa de Sn. Juan	2,160	2,380	9°/46°	Ye	1.2	1.7	0.06
24	Lava Lagunillas	2,220	2,280	<10°/45°	La	3.6	7.3	0.3
25	La Granja	2,100	2,140	17°/54°	La	0.2	0.1	0.002
26	La Caja	2,160	2,220	7°/30°	Ir	1.6	2.4	0.05
27	La Mesa	2,100	2,140	1°/16°	Ir	1.7	2.3	0.03
28	Iratzio	2,280	2,360	6°/36°	Ir	0.6	2.9	0.005
29	El Correo	2,260	2,280	7°/26°	Ir	0.3	0.8	0.0004

2

7.2. Geología y Estratigrafía

En este trabajo se realizaron 77 secciones estratigráficas, se fecharon dos paleosuelos y 16 rocas, además de dos fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ya existentes, obteniendo un mapa geológico con su columna estratigráfica compuesta (Fig. 12). Con base en la correlación de columnas y las edades absolutas y relativas de las unidades litológicas se identificaron dos grandes unidades volcánicas: El Águila y La Nieve, que se subdividieron en tres y 17 subunidades respectivamente.

Para este trabajo se realizaron 16 fechamientos radiométricos con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las 2 principales unidades. Se prepararon las muestras de lava correspondientes a los siguientes volcanes: Zoromuta (ZO), Lava Lagunillas (LA), El Divisadero (DI), La Trampa (TA), Santa Genoveva (GE), La Yerbabuena (YE), Cerro Blanco (BL), Cerro Unguarán (UN), Zimbicho (ZI), Cerro Iratzio (IR), El Águila (AG), Cerro El Burro (BU), La Taza (TA), Los Puercos (PU), Cerro Guadalupe (GU) y La Nieve (NI). Los resultados obtenidos se detallan en la tabla 3, al final de esta sección.

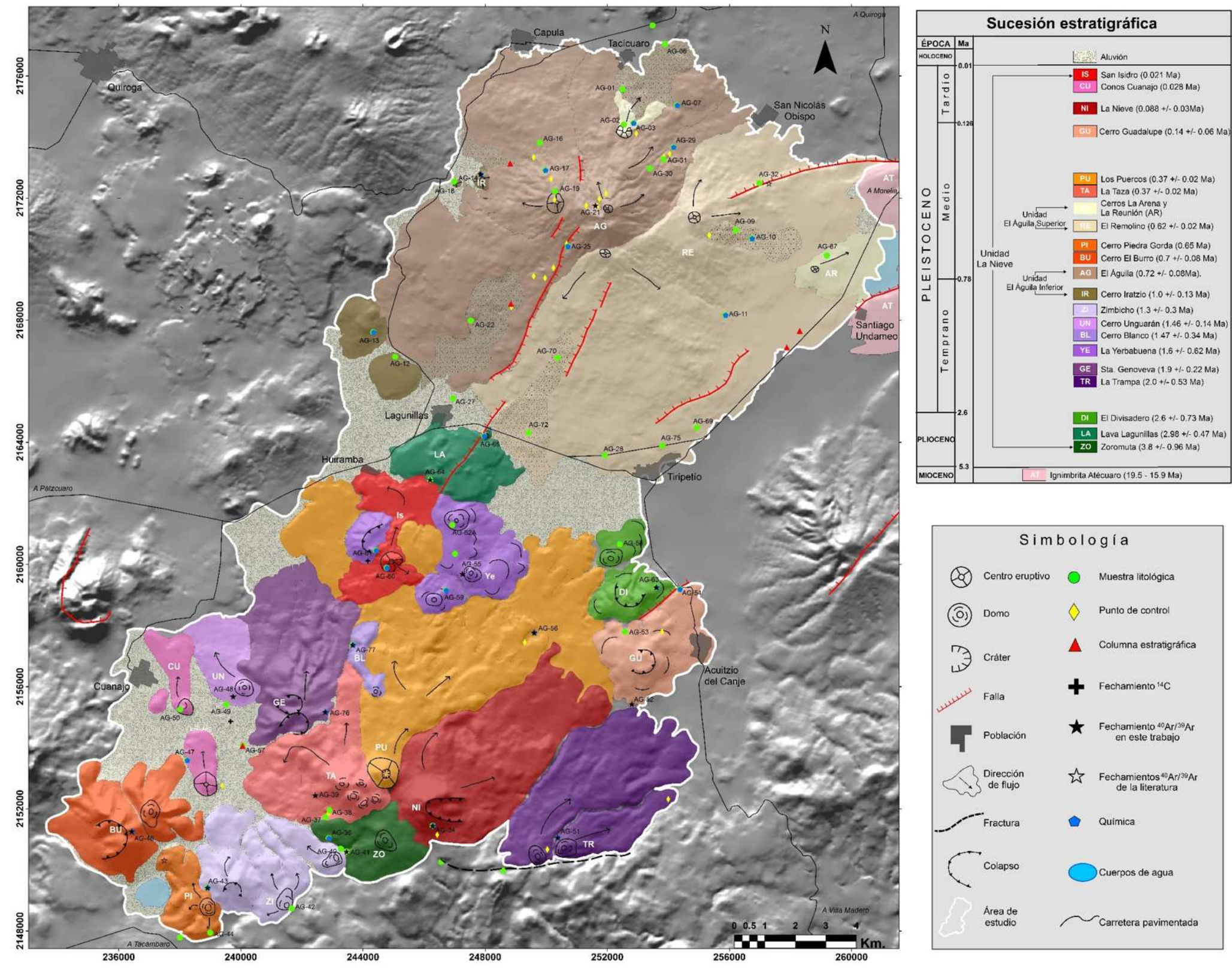


Figura 12: Mapa geológico de la zona de estudio en donde se distinguen las diferentes unidades que la integran. Los círculos verdes señalan las secciones estratigráficas visitadas, los triángulos rojos los lugares donde se levantaron columnas estratigráficas, las cruces negras representan los fechamientos por ¹⁴C, las estrellas negras indican los fechamientos ⁴⁰Ar/³⁹Ar hechos en este trabajo y la estrella negra señala el fechamiento de la literatura.

A continuación se describen cada una de las unidades volcánicas que conforman la zona de estudio.

7.2.1. Zoromuta (ZO).

Este domo se encuentra al SO de La Nieve, a ~ 2 km, encierra un área de ~ 3.5 km² y un volumen de ~ 0.1 km³; sus altitudes varían de 2,800 a 3140 msnm. De esta estructura volcánica se levantó la estación AG-41, en donde se encontró un afloramiento de lavas en bloques subangulosos de más de 1 m de largo, color café (Fig 13). La muestra de mano es color gris claro con textura porfirítica y una asociación mineralógica de plagiocasa y anfíbol, por lo que se le clasificó como dacita.



Figura 13: Bloques de lava del domo Zoromuta que afloran en la estación AG-41.

El cerro Zoromuta fue fechado por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, dando una edad de 3.8 ± 0.09 Ma, lo que lo convierte en el volcán más viejo de la zona de estudio (Tabla 3).

7.2.2. Lava Lagunillas (LA).

Se localiza a 9.5 km al suroeste del volcán El Águila y se distribuye como varios derrames de lava. Sobre uno de sus derrames, en la parte norte, se asienta el poblado de Lagunillas de donde

toma su nombre. Cubre un área aproximada de 7.3 km² y tiene un volumen de ~0.3 km³. La subunidad es afectada por la falla Huiramba (dirección NE-SO). En la estación AG-64 La consiste de una lava en bloques de hasta tres metros de largo, color gris, con vesículas de ~6 cm de diámetro (Fig. 14). En muestra de mano es color gris oscuro, textura afanítica y con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, por lo que se clasificó como una andesita basáltica. Esta unidad fue cartografiada como un derrame fisural debido a que no se observa su centro de emisión.

Una muestra de roca se mandó fechar por ⁴⁰Ar/³⁹Ar, arrojando una edad de 2.97 ± 0.05 Ma (Tabla 3).



Figura 14: Superficie de la lava fisural en bloques de la estación AG-64. Tomada hacia el noreste.

- *Domo La Granja.*- Este domo se encuentra a 8 km hacia el suroeste del CVEA, y a 1.5 km al este-sureste de Lagunillas cubriendo un área de ~0.1 km² y un volumen de ~0.002 km³ de volumen. En su flanco Oeste es cortado por la falla Lagunillas. El afloramiento de este domo corresponde a la estación AG-65, y consiste en un corte vertical de ~40 m de alto de lava masiva, color gris y rosa claro, muy fracturada (Fig. 15). La muestra de mano es color gris claro, bandeada, textura afanítica y escasos fenocristales de plagioclasa y anfíbol, lo cual permitió clasificarla como dacita.

La Granja tiene una edad relativa similar a Lava Lagunillas.



Figura 15: Corte del domo La Granja que expone a la falla Lagunillas en la estación AG-65. Tomada hacia el Este

7.2.3. El Divisadero (DI).

Esta subunidad está expuesta aproximadamente a 12.5 km al sur-sureste del CVEA y a 3 km al noroeste de Acuitzio del Canje. Cubre un área de 3.5 km² con un volumen total de ~0.1 km³. Desafortunadamente no se encontró un corte adecuado para hacer una buena descripción de la sección, sin embargo, en la estación AG-63 afloran bloques “in situ” de lava en bloques no mayores a un metro de largo, color gris, subagulosos, muy intemperizados (Fig. 16). La muestra de mano tomada es color gris claro, textura afanítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno, por lo que se clasificó como dacita.

La edad obtenida para este domo a partir del análisis radiométrico fue de 2.6 ± 0.07 Ma (Tabla 3).



Figura 16: Bloques de lava observados en la estación AG-63 (tomada hacia el Suroeste).

El domo San Rafael Coapa se incluye dentro de esta subunidad. Se localiza a 11 km al sureste del CVEA, y a ~ 4.5 km al noroeste de la población de Acuitzio del Canje. El domo cubre una superficie es de ~ 2 km² y tiene un volumen total de ~ 0.03 km³. Este domo se halló muy intemperizado, aun así en la estación AG-58 afloran bloques de lava en la superficie, no mayores a 3 m de largo, de color café claro, subangulares a subredondeados (Fig. 17). La muestra de mano es color gris claro, textura afanítica, y contiene pequeños fenocristales de plagioclasa y anfíbol, por lo que se clasificó como dacita.



Figura 17: Bloques de lava muy intemperizados en el domo San Rafael Coapa, estación AG-58 (tomada hacia el suroeste).

7.2.4. La Trampa (TR).

Aflora aproximadamente a 21 km al sur-suroeste del CVEA. Encierra un área de $\sim 3.9 \text{ km}^2$, con $\sim 0.1 \text{ km}^3$ de volumen total. Presenta una colada de lava que se extiende hacia el noreste hasta una distancia de 4.5 km, en la estación AG-51 el frente de lava tiene al menos 3 m de espesor, la roca es de color gris, muy alterado y fracturado; en algunas partes se observa intemperismo esferoidal en la parte más externa de la lava (Fig. 18). En muestra de mano la roca es de color gris claro, textura afanítica con escasos fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, por lo que fue clasificada como andesita.

La muestra tomada se envió para su datación radiométrica por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, dando una edad de $2.0 \pm 0.05 \text{ Ma}$ (Tabla 3).



Figura 18: A) Vista del frente de lava del domo La Trampa en la estación AG-51 (vista hacia el este-noreste).

B) Detalle del intemperismo esferoidal que afecta a la lava emitida por este domo.

7.2.5. Santa Genoveva (GE).

Se compone de cinco domos ubicados a 5 km al Este-Sureste de Cuanajo. Cubre un área de $\sim 13.5 \text{ km}^2$ y tiene un volumen total de $\sim 0.5 \text{ km}^3$. En la estación AG-76 aflora 6 m de lava masiva, color café claro muy fracturada y alterada. Esta roca está coronada por el suelo actual y vegetación bien desarrollada (Fig. 19). La muestra de mano tiene color gris claro, textura afanítica con algunos fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo, por lo que se clasificó como dacita.

La edad que dio el análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de este domo fue de $1.88 \pm 0.02 \text{ Ma}$ (Tabla 3).



Figura 19: Vista del afloramiento en la estación AG-76 (vista hacia el noroeste), en donde se observa la pared de lava muy fracturada de GE.

7.2.6. La Yerbabuena (YE)

En esta subunidad se engloba a cuatro domos que se encuentran a ~ 13.5 km al suroeste del CVEA. Las características de cada uno se describen a continuación:

- *Domo Yerbabuena.*- Está ubicado a 12.5 km al suroeste del CVEA. Cuenta con un volumen de ~ 0.1 km³ dentro de un área de ~ 3.2 km². En la estación AG-55 afloran bloques de lava expuestos en la superficie, subredondeados, color gris claro. Hacia la base del domo hay cárcavas de hasta 3 m de profundidad (Fig. 20). La muestra de mano recolectada es color gris claro, de textura afanítica y con algunos fenocristales de anfíbol y piroxeno, por lo que se clasificó como dacita.

La edad determinada para este domo por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fue de 1.6 ± 0.06 Ma (Tabla 3).



Figura 20: Panorámica del domo La Yerbabuena. La flecha amarilla señala las profundas cárcavas de erosión que se forman hacia sus flancos. Fotografía tomada hacia el Norte.

- *Domo El Gallo.*- Aproximadamente a 11 km al Suroeste del CVEA se localiza este domo. Cubre una superficie de $\sim 3.8 \text{ km}^2$ para un volumen de $\sim 0.1 \text{ km}^3$. La sección AG-62A fue descrito en un frente de lava que se extiende 1.8 km hacia el sur. Consta de bloques de lava expuestos en superficie no mayores a 3 m de largo, color gris, de subangulosos a subredondeados, afectados por el intemperismo (Fig. 21). La muestra de mano tiene un color gris claro, textura afanítica y escasos fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo secundario, por lo que fue clasificada como dacita.



Figura 21: Bloques métricos de lava del domo El Gallo (estación AG-62A). Imagen tomada hacia el norte.

- *Domo La Rosa de San Juan.*- Se localiza a 13 km al suroeste del CVEA, y a 2.5 km al sureste de la población de Huiramba. Cubre un área de $\sim 1.7 \text{ km}^2$ con un volumen de $\sim 0.06 \text{ km}^3$. El afloramiento encontrado en la estación AG-61 consiste de lava en bloques “in situ” de hasta 3 m de largo, color gris oscuro, con clastos de subangulosos a subredondeado; algunos presentan intemperismo esfeoidal en la parte más externa (Fig. 22). En muestra de mano la lava es color gris claro, textura afanítica con escasos fenocristales de plagioclasa y piroxeno, por lo que se clasificó como andesita.



Figura 22: Lava en bloques del domo Rosa de San Juan, en la estación AG-61. Nótese el intemperismo que las afecta. Fotografía tomada hacia el Oeste.

- *Domo Potrerillos.*- Este domo se encuentra a 13.5 km al suroeste del CVEA, y a 5 km al sureste de Huiramba. Comprende una superficie de $\sim 1.7 \text{ km}^2$ y un volumen de 0.05 km^3 . En esta unidad se describió la estación AG-59 en la cual se describió un derrame de lava que consiste de bloques están expuestos en superficie, con un diámetro de hasta 2 m, color café, subangulosos a subredondeados, muy alterados. Hacia los flancos del domo hay cárcavas de más de 2 m de profundidad (Fig. 23). En muestra de mano la lava es color gris, textura afanítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y cuarzo, por lo que se clasificó como dacita.



Figura 23: A) Se observan los bloques de lava del afloramiento AG-61. **B)** Cárcavas en los flancos del domo La Rosa de San Juan (ambas fotografías tomadas hacia el suroeste).

7.2.7. Cerro Blanco (BL).

Se localiza a ~8 km al este-sureste de Cuanajo. Encierra una superficie de ~1.3 km², y tiene un volumen de ~0.03 km³. En la estación AG-77 aflora un derrame de lava con bloques dispersos con dimensiones menores a 1 m de diámetro, son angulosos y de color gris al intemperismo. Algunos de estos bloques están rodeados por suelo y vegetación (Fig. 24). La muestra de mano es de color rosa claro, textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol, por lo que fue clasificada como dacita.

La edad de este domo se determinó a partir del análisis radiométrico ⁴⁰Ar/³⁹Ar en 1.47 ± 0.03 Ma (Tabla 3).



Figura 24: Bloques de lava de la unidad UCB (estación AG-77) con superficie muy intemperizada de color grisáceo e interior de color rosa claro. Fotografía tomada hacia el Oeste.

7.2.8. Cerro Unguarán (UN).

Se encuentra a 2 km al noroeste del domo Santa Genoveva, y a 3 km al este de Cuanajo. Cubre una superficie de $\sim 2.7 \text{ km}^2$ y tiene un volumen de $\sim 0.04 \text{ km}^3$. En la estación AG-48 aflora lava en bloques expuestos en superficie, menores a 1 m, de color gris claro, de subangulosos a subredondeados (Fig. 25). En muestra de mano la lava es color gris claro, con textura afanítica y fenocristales de plagioclasa y anfíbol, estos últimos de hasta 8 mm de largo, por lo que se le clasificó como dacita.

La edad de uno de estos bloques obtenida con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es de $1.47 \pm 0.01 \text{ Ma}$ (Tabla 3).



Figura 25: Bloques de lava subangulosos del domo Unguarán recolectados en la estación AG-48. Fotografía tomada hacia el noreste.

7.2.9. Zimbicho (ZI)

Se localiza a 7 km hacia el suroeste de Cuanajo. Cubre un área de aproximadamente 13.7 km² con un volumen de ~0.99 km³. En esta unidad se levantaron dos estaciones (AG-42 y AG-43). Los afloramientos consisten de bloques de lava subagulosos, color gris claro, no mayores a 1 m de largo. En la estación AG-44, los bloques afloran inmersos en el suelo (Fig. 26) y en los otros dos puntos en la superficie. La lava en la parte más sana es de color gris claro, textura afanítica con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, y se clasificó como dacita.

Parte de la muestra tomada en la estación AG-43 se envió para determinar su edad por métodos radiométricos, obteniendo 1.33 ± 0.03 Ma (Tabla 3).



Figura 26: Afloramiento de lava en bloques en la estación AG-42. En la foto los bloques aparecen inmersos en el suelo. Fotografía tomada con vista hacia el Oeste.

Domo La Víbora.- Esta se ubica a ~8.5 km al sureste de Cuanajo. Abarca un área aproximada de 2.2 km² y un volumen de ~0.07 km³. En el punto AG-40 se describió un afloramiento de lavas en bloques menores a un metro de largo, expuestos en superficie, color gris claro, subangulosos (Fig. 27). La muestra de mano tiene color gris claro, textura afanítica y escasos fenocristales de plagioclasa, piroxenos y, al parecer, anfíboles, por lo que se clasificó como dacita.



Figura 27: Afloramiento de bloques de lava expuestos en superficie. Nótese el grado de intemperismo (estación AG-40). Fotografía tomada hacia el Oeste.

En este trabajo se definió como Complejo Volcánico El Águila (CVEA) al volcán del mismo nombre ya que su edificio está compuesto por varias unidades cartografiables. Este complejo se considera como la unidad más antigua de la zona de estudio y fue dividido en dos subunidades denominadas AG e IR. En su totalidad comprende al CVEA y cuatro volcanes adventicios (conos de escoria contenidos en la subunidad IR). A continuación se describe cada una de estas subunidades.

7.2.10. Cerro Iratzio (IR).

Esta subunidad engloba a cuatro conos (La Caja, La Mesa, Iratzio y El Correo) que afloran al oeste y suroeste del CVEA. Son conos de escoria periféricos o satélites que se describen a continuación.

Cono Iratzio.- Se localiza a 4 km al oeste-noroeste del CVEA. Abarca un área de 2.9 km² y un volumen de ~0.005 km³. En la estación AG-14 el depósito es de color rojizo, tiene un espesor de al menos 6 m, con estratos masivos que varían de 6 a 9 cm. Cada estrato está compuesto por escorias volcánicas de ceniza gruesa a lapilli medio, algunas son vesiculadas, en contacto grano a grano, subangulosos. IR es heterolitológico. Hacia la cima se distingue una zona de alteración color blanco y amarillo (Fig. 28). Sin embargo, hay bloques de lava fresca color gris, con abundantes vesículas, textura afanítica con algunos fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno, por lo que se les clasificó como una andesita basáltica.

El resultado del análisis radiométrico ⁴⁰Ar/³⁹Ar hecho a una muestra tomada de este cono dio una edad de 1.0 ± 0.01 Ma (Tabla 3).

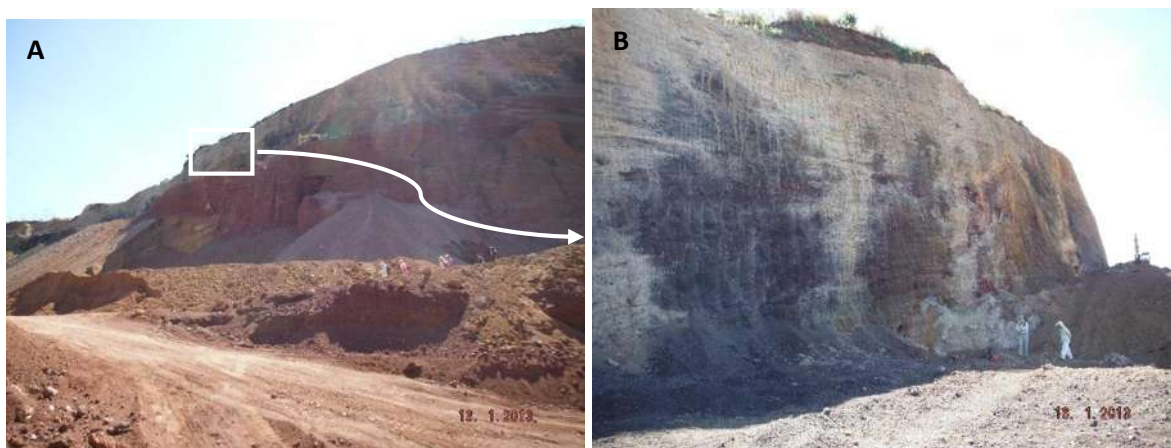


Figura 28: A) Vista panorámica **B)** Y a detalle del cono Iratzio en la estación AG-14, tomadas hacia el Este. En esta última se distingue la parte del cono con alteración.

Cono La Caja.- Esta unidad aflora al suroeste del CVEA a ~8 km (Fig. 12). Cubre un área aproximada de 2.4 km² con un volumen de ~0.05 km³. Este cono no cuenta con un corte vertical para hacer una mejor descripción del mismo, sin embargo, se encontró un afloramiento en la estación AG-13 que consiste de lava en bloques en superficie no mayores a 2 m de largo, color gris oscuro (Fig. 29). La muestra de mano es de color gris oscuro y textura afanítica, aunque se observan escasos fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y olivino, por lo que se clasificó como una andesita basáltica.



Figura 29: Fotografía tomada hacia el noroeste que muestra la superficie de una lava en bloques del cono La Caja

No se cuenta con una edad absoluta de esta unidad, pero por su posición estratigráfica es contemporáneo con Cerro Iratzio.

Cono La Mesa.- Este cono se halla al suroeste del CVEA y del poblado Cuanajo, a 8 km y a 1.7 km, respectivamente Encierra un área de ~2.3 km² y tiene un volumen de ~0.03 km³. La estación AG-12 consiste de lava en bloques expuestos en superficie, no mayores a 60 cm de largo, color gris (Fig. 30). La muestra de mano tomada es color gris, textura afanítica, aunque se alcanzan a observar pequeños cristales de plagioclasa y piroxeno, por lo que se clasificó como una andesita basáltica.

La Mesa tiene una edad relativa similar a IR.



Figura 30: Afloramiento de bloques de lava del cono La Mesa. Vista hacia el suroeste.

Cono El Correo.- Es un cono localizado a 800 m al oeste-suroeste del cerro Iratzio. Ocupa un área de 0.8 km² y cuenta con un volumen de ~0.0004 km³. En la estación AG-18 el depósito consiste de una serie de capas de color rojo, estratificadas, monolíticas, compuestas por escorias de tamaño lapilli medio a fino, angulosas y muy vesiculadas, en contacto grano-grano (Fig. 31). Todas las características anteriores permiten clasificarlo como un depósito de caída. Las escorias en su parte sana son color gris, textura afanítica con escasos fenocristales de plagioclasa y olivino, por lo que fue clasificada como un basalto.



Figura 31: A) Vista hacia el Este del CVEA (al fondo) tomada en el cruce El Correo-Iratzio. En primer plano aparecen los conos cineríticos Iratzio (izquierda) y El Correo (derecha). **B)** Detalle del depósito de caída encontrado en el cono El Correo.

7.2.11. El Águila (AG).

Esta subunidad aflora hacia el norte, oeste y suroeste del CVEA. AG está compuesta por cuatro centros eruptivos que incluye la cima del CVEA con una cota máxima de 3,080 msnm. AG cubre un área aproximada de 45 km² y un volumen de ~2.5 km³; los derrames de lava se dirigieron hacia el N, O y SO, llegando una distancia de casi 8 km (Fig. 12). En esta unidad se tomaron un total de 10 estaciones, en dos de ellas se levantaron columnas estratigráficas.

Hacia el sur de la cima, cerca del punto AG-25, AG está afectada por una falla con orientación NNE-SSO que, junto con la que corta al cerro Las Albergas, forman una estructura en forma de graben descrito anteriormente por Garduño-Monroy et al. (2001).

Cerca de la cima, en el punto AG-21, aflora lava masiva de al menos 6 m metros de altura, color gris. En la estación AG-31 afloran bloques de lava expuestas en superficie, de hasta 3 m de largo, color gris, con abundantes vesículas alargadas. Así mismo, en el punto AG-07 se hallaron bloques de hasta 5 m de largo, con vesículas alargadas (8-10 cm de largo) (Fig. 32). En la estación AG-27 aflora un flujo de lava masivo color gris con abundantes vesículas de hasta 4 cm de largo.



Figura 32: A) Afloramiento de lava cercano a la cima del volcán El Águila (estación AG-21). **B)** Detalle del grado de intemperismo de la lava en la estación AG-31.

Al suroeste del CVEA, en la estación AG-22, afloran bloques de lava de ≤ 1 m de largo, redondeados, intemperizados y con vesículas alargadas (de hasta 5 cm) soportados por una matriz tamaño lapilli medio a fino y cubiertos por el suelo moderno con una cima muy plana. Estas características permitieron clasificar a este depósito como un lahar (Fig. 33).



Figura 33: Panorámica vista hacia el Norte que muestra el depósito de lahar y los bloques alterados de la estación AG-22.

Todas las muestras de mano de la SEA2 tienen un color gris y textura afanítica. La asociación mineralógica de la mayoría de las muestras consiste en plagioclasa, clinopiroxeno, y ortopiroxeno. En la muestra del punto AG-27 ocurre además olivino, lo que permitió clasificarla como andesita.

Una muestra de la estación AG-21 arrojó una edad de 0.72 ± 0.08 Ma con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Tabla 3).

7.2.12. Cerro El Burro (BU).

Está formado por dos domos. En la estación AG-46 ocurre como una lava masiva de hasta 2m de largo, muy fracturada (Fig. 34). La muestra de mano recolectada es color gris claro, de textura afanítica y fenocristales de plagioclasa y anfíboles (algunos de hasta 8 mm de largo), por lo que fue clasificada como dacita.

El resultado del análisis radiométrico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hecho a la muestra recolectada arrojó una edad de 0.70 ± 0.08 Ma (Tabla 3).



Figura 34: Lava en bloques del domo El Burro, punto AG-46. Vista hacia el norte.

7.2.13. Cerro Piedra Gorda (PI).

Está ubicado a ~ 3.5 km al sureste del Cerro El Burro; su base inicia a los 2,720 y la cima llega a los 2,920 msnm; encierra un área de ~ 4.72 km² y un volumen de ~ 0.2 km³. En la estación AG-44 se encontró un afloramiento de lavas en bloques angulosos color café, de menos de 50 cm de largo (Fig 35). La muestra de mano es de color gris claro, textura fanerítica con microfenocristales de plagioclasa, anfíbol y escasos piroxenos.

Piedra Gorda ya había sido fechada por parte de la Comisión Federal de Electricidad (1985), dando una edad de 0.65 Ma (Tabla 1).



Figura 35: Depósito de lava en bloques en la estación AG-44 que se transforma a un suelo hacia la parte superior. Fotografía tomada con vista hacia el norte.

7.2.14. El Remolino (RE)

Se localiza en la parte noreste del área de estudio, comprende las partes noreste, este y sur del CVEA. RE está compuesta por tres centros eruptivos (Cerro el Remolino, el Metatero y las Albercas). Las partes más bajas de esta subunidad aparecen a una elevación de 2,020 m y las más altas a una cota de 2,820 m con flujos de lava que se distribuyen hacia el NE, E y SSE alcanzando una distancia de 6 km. Re cubre un área de $\sim 150 \text{ km}^2$ con un volumen de $\sim 11.6 \text{ km}^3$. De los seis centros eruptivos identificados en este trabajo dos de ellos, El Remolino y las Albercas, están afectados por la continuación Oeste de la Falla Cointzio, y el sistema de Fallas Huiramba respectivamente (Garduño-Monroy, 2009).

En esta unidad se realizaron 13 estaciones. En la estación AG-28 afloran lavas de color gris medio a oscuro con un espesor mínimo de 3 metros. En el punto AG-75 aparecen al menos dos coladas de lava separadas por autobrechas con un espesor total de ~ 5 metros (Fig. 36). Esta lava es masiva y presenta fracturas y vesículas alargadas de hasta 4 cm.



Figura 36: Panorámica hacia el norte de la estación AG-75 a lo largo de la carretera con dirección Morelia-Pátzcuaro. En este sitio aflora la subunidad RE.

En el cerro Las Albergas (estación AG-70) afloran bloques redondeados de lava con dimensiones de hasta 3 m de diámetro, esparcidos en la superficie e inmersos en el suelo moderno y el depósito subyacente. Dicho afloramiento sobreyace directamente a las lavas “in situ” de RE, en la estación AG-72, las cuales se presentan en bloques masivos, y hacia la parte superior se comporta como lajas y algunas con intemperismo esferoidal (Fig. 37).



Figura 37: Panorámica tomada hacia el Norte en donde se observa el afloramiento de la estación AG-72. La lava masiva “in situ” se encuentra cubierta por depósito removilizado encontrado en AG-70.

En la mayoría de las secciones RE está cubierta por un suelo de color café claro, arenoso-arcilloso, de al menos 90 cm de espesor.

En muestra de mano casi todas las rocas de RE tienen un color gris oscuro, con textura afanítica. La mayor parte de estas consisten de fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, y clinopiroxeno. Únicamente en las muestras de las estaciones AG-09, AG-69, AG-70 y AG-72 aparece olivino, además de las fases minerales antes mencionadas, por lo que se clasificó como una andesita.

Una lava de esta subunidad fue fechada con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 0.62 ± 0.02 Ma (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2012) (Tabla 1).

7.2.15. Cerros La Arena y La Reunión (AR).

Se localiza en la parte norte y este del CVEA y está conformada por dos centros eruptivos, cerro La Arena (altitud mínima 2,400 m; máxima 2,480 m), y cerro La Reunión (altitud mínima 2,060 m, máxima 2,100 m). AR encierra un área de $\sim 7.6 \text{ km}^2$ con un volumen de 0.08 km^3 . Los derrames de lava de los volcanes La Arena y La Reunión se desplazan una distancia de 3.5 y 2.8 km hacia el N y NE, respectivamente.

En esta subunidad se llevaron a cabo cinco estaciones. En la estación AG-01 fueron encontrados bloques de lava color gris, de < 1 m de largo, de subangulares a subredondeados. De manera similar, en la estación AG-06 afloran lavas en bloques no mayores a 2 m de largo, color gris, muy intemperizadas, mientras que en AG-04, aflora un depósito color café claro, con clastos de hasta 4 cm de largo inmersos en una matriz de arena endurecida (Fig. 38). Todas las características mencionadas permiten clasificar a este depósito como un flujo de escombros. En la estación AG-67, se encontraron bloques de lava subangulares, dispersos, color gris y con vesículas alargadas.



Figura 38: A) Bloques de lava de la subunidad AR encontrados en la estación AG-01. **B)** Depósito de lahar endurecido en la estación AG-04.

Las muestras de mano recolectadas en esta unidad son de color gris medio con textura afanítica, y con escasos fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Sólo en el punto AG-67 se observó además olivino, por lo que fue clasificada como andesita basáltica.

Esta unidad aún no se encuentra fechada, pero por su posición estratigráfica es más joven que AG y RE debido a que se encuentran sobreyaciéndolas.

7.2.16. La Taza (TA).

Es un conjunto de domos ubicados a ~20.5 km al suroeste del CVEA, y a 8 km al sureste de Cuanajo. Las estaciones tomadas en esta unidad fueron AG-36, AG-38 y AG-39. En AG-38 aflora una lava en bloques expuestos en superficie de hasta 5 m de largo, color gris oscuro, subangulosos, muy alterados y rodeados por vegetación (Fig. 39). En muestra de mano la roca es de color gris oscuro y textura afanítica con escasos fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa, (así como cuarzo como mineral secundario) por lo que fue clasificada como una andesita basáltica.



Figura 39: Bloques de lava in situ en la estación AG-38, rodeados por vegetación y con avanzado grado de intemperismo.

Un depósito de bloques y ceniza fue encontrado en la estación AG-36 y se asocia a los domos La Taza. Es de color café claro, de al menos 1 m de espesor (Fig. 40), los bloques son angulosos y están embebidos en una matriz de ceniza donde se alcanzan a observar cristales de plagioclasa y ferromagnesianos. Dicho depósito fue interpretado como un flujo piroclástico de bloques y ceniza. Sobreyaciendo a dicho depósito se encuentra el suelo actual de ~40 cm de espesor, color café rojizo, arcilloso.

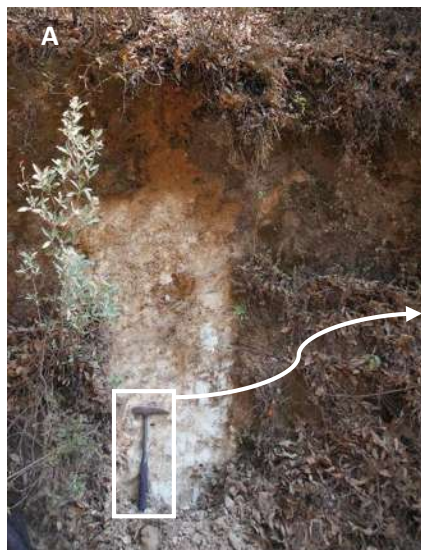


Figura 40: A) Afloramiento del depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas en la estación AG-36. **B)** Detalle de A en donde se aprecian mejor los bloques y la matriz de ceniza.

La estación AG-39 consiste de lava con bloques expuestos en superficie de ≤ 50 cm de largo, color gris claro, de subangulares a subredondeados (Fig. 41). La lava es de color gris claro, textura afanítica con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, por lo que se clasificó como dacita.

Una muestra de esta subunidad fue fechada con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en $0. \pm 0.12$ Ma (Tabla 3).



Figura 41: Ejemplo de los bloques de lava que componen el afloramiento en la estación AG-39 de la unidad TA; se observan subangulosos a subredondeados. Fotografía tomada hacia el Sur.

7.2.17. Los Puercos (PU).

Aflora a 20 km hacia el suroeste del CVEA. Se trata de un cono de lava cuyos derrames se extienden hacia el noreste 10.6 km y al noroeste 10.5 km, y cubre un área de ~ 28.5 km² con un volumen total de ~ 0.7 km³. A pesar de que las lavas de PU tienen una amplia distribución no se encontró un corte que permitiera hacer una mejor observación del mismo. Sin embargo, en la estación AG-56 se halló un afloramiento de lava color gris oscuro compuesto por bloques in situ no mayores a 1 m de largo y con intemperismo esferoidal (Fig. 42). La muestra de mano es gris oscura y textura afanítica con fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno, por lo que fue clasificada como andesita basáltica.

Una roca de este cono fue fechada con roca total en 0.37 ± 0.02 Ma (Tabla 3) con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

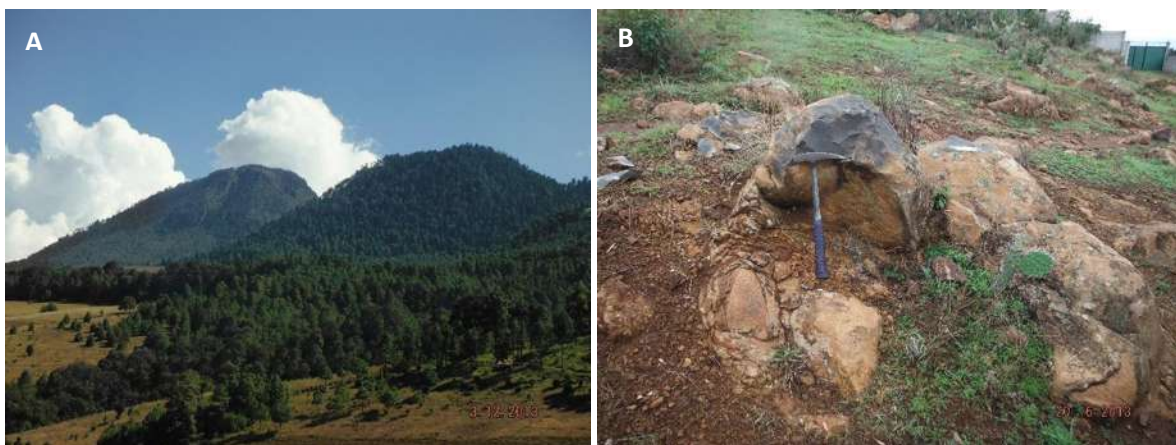


Figura 42: A) Panorámica del volcán Los Puercos en el primer plano; al fondo el domo La Nieve (tomada hacia el sureste). **B)** Lava en bloques aflorando en superficie con intemperismo esferoidal.

7.2.18. Cerro Guadalupe (GU).

Esta subunidad está expuesta a 14.5 km al sur-sureste del CVEA, y sobre esta se asienta el poblado de Acuitzio del Canje. Este domo cuenta con una superficie de 9.2 km^2 y un volumen de 0.5 km^3 . Las estaciones tomadas en esta unidad fueron AG-52, AG-53 y AG-54. Las características de los dos primeros afloramientos son muy similares, ya que en ambos se encontraron bloques de lava expuestos en superficie color gris claro, de subangulosos a subredondeados, muy intemperizadas (Fig. 43). Las muestras de mano recolectadas son de color gris claro, textura afanítica con algunos fenocristales de plagioclasa, anfíbol y en algunos casos cuarzo (AG-52). Dichas muestras fueron clasificadas como dacitas.

El análisis de roca total de la muestra AG-52 arrojó una edad para este domo de 0.13 ± 0.61 Ma (Tabla 3) con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.



Figura 43: Bloques de lava de la unidad UG, en la estación AG-52 (tomada hacia el norte).

En la estación AG-54 (sobre la carretera Morelia-Acuitzio) aflora una lava pseudoestratificada, color gris, que está afectada por una falla con dirección NE-SO y buzamiento al Oeste (Fig. 44). No se encontraron indicadores cinemáticos de movimiento. La muestra de mano es de color gris con textura afanítica sin minerales observables a simple vista o con lupa.

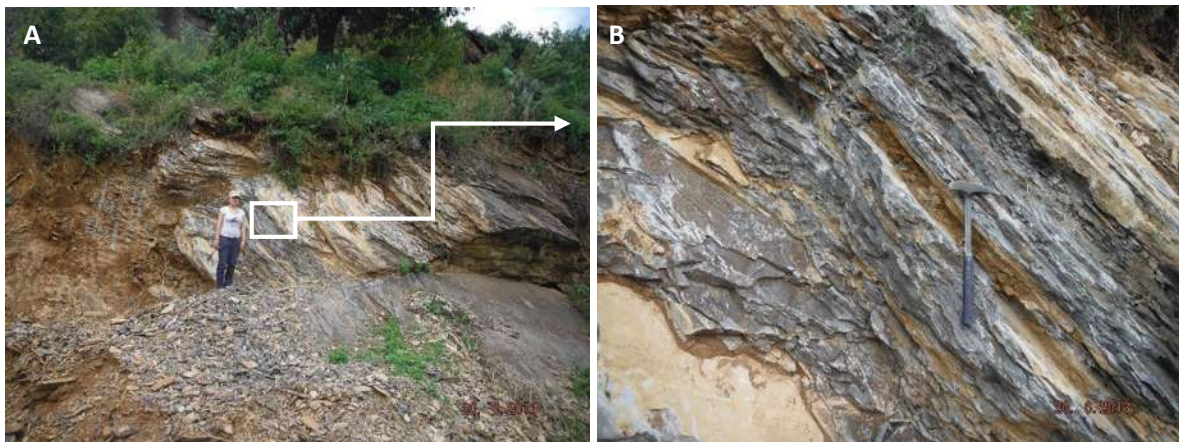


Figura 44: A) Vista general de un afloramiento de lavas que exhiben un diaclasado por enfriamiento en la estación AG-54. **B)** Detalle del diaclasado de la lava. Fotografías tomadas hacia el Suroeste.

7.2.19. La Nieve (NI).

Se encuentran ~20 km al sur-suroeste del CVEA y contiene una de las cumbres más altas del estado, el cerro La Nieve (3,420 m de elevación). Está constituido por el propio domo y por lavas distribuidas hacia el noreste hasta una distancia de ~8 km del centro eruptivo. La estación muestreada en esta estructura volcánica fue AG-34, en la cual se encontró un afloramiento de lava en bloques de ≥ 4 m de largo, color gris, muy alterados (Fig. 45). En muestra de mano tiene color gris claro, textura afanítica con pocos fenocristales, principalmente de plagioclasa, anfíbol y piroxeno, por lo que la roca fue clasificada como dacita.

La muestra enviada para el análisis radiométrico por Ar/Ar arrojó una edad de 0.088 ± 0.036 Ma (Tabla 3).



Figura 45: Bloques de lava del domo La Nieve en la estación AG-34. Se observan subredondeados y rodeados por vegetación. Tomada hacia el norte.

7.2.20. Conos Cuanajo (CU).

Consiste de tres conos que están expuestos en los alrededores de la población de Cuanajo. Las características de cada uno son las siguientes:

- *Cono Yuretzio*.- Se encuentra a 4 km al sureste de Cuanajo. El cono abarca una superficie de $\sim 1.7 \text{ km}^2$, un volumen $\sim 0.04 \text{ km}^3$ y tiene un cráter de 240 m de diámetro. En la estación AG-47 se describió un pequeño derrame de lava (de 1.8 km en dirección NO) que se presenta en bloques aflorando en superficie, de subangulares a subredondeados, de color gris oscuro, de ~ 80 a 5 cm de largo (Fig. 46). En muestra de mano la roca es color gris oscuro y textura afanítica con algunos fenocristales de olivino, plagioclasa y cuarzo secundario, lo que permitió clasificarla como basalto.

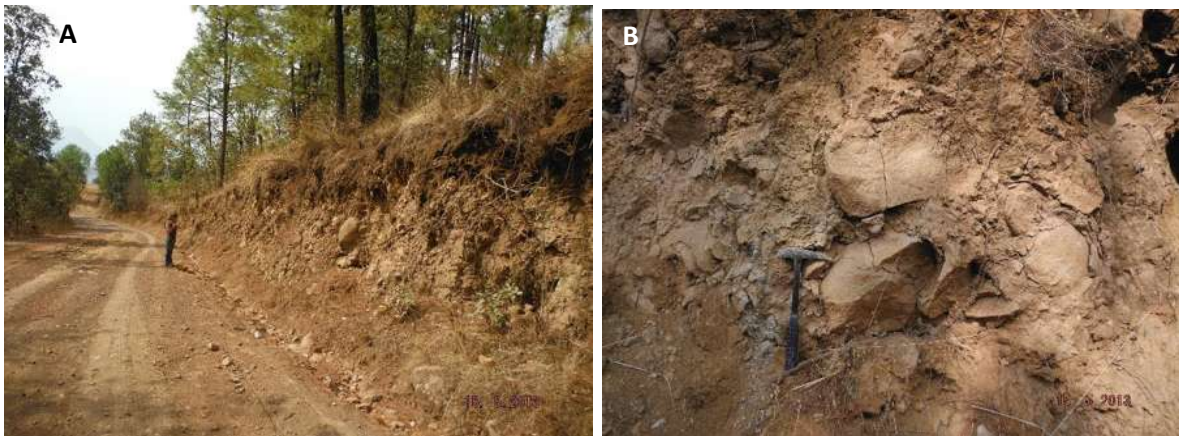


Figura 46: A) Vista general del afloramiento en la estación AG-47 del cono Yuretzio. **B)** Detalle de los bloques en la colada de lava emitida por dicho cono. Imágenes tomadas hacia el noreste.

- *Cono La Fanhuata*.- Se localiza muy cerca de Cuanajo, a 1.5 km al este-sureste. Su cráter de este cono tiene 250 m de diámetro, cubre un área de $\sim 2 \text{ km}^2$ con un volumen de $\sim 0.02 \text{ km}^3$. Sobresale la presencia una colada de lava que se extiende en dirección NO 2.8 km. En la estación AG-50 esta subunidad consiste en un depósito de caída, masivo, en contacto grano

a grano, color café rojizo, muy intemperizado; los bloques de escoria tienen tamaños que van desde 1.5 m hasta > 1 cm. Sobreyace a estas caídas el suelo actual de 1 m de espesor, color café rojizo (Fig. 47). En muestra de mano dichos bloques de escoria son de color gris oscuro, textura afanítica, con fenocristales de plagioclasa, olivino y xenocristales de cuarzo, por lo que se clasificó como basalto.

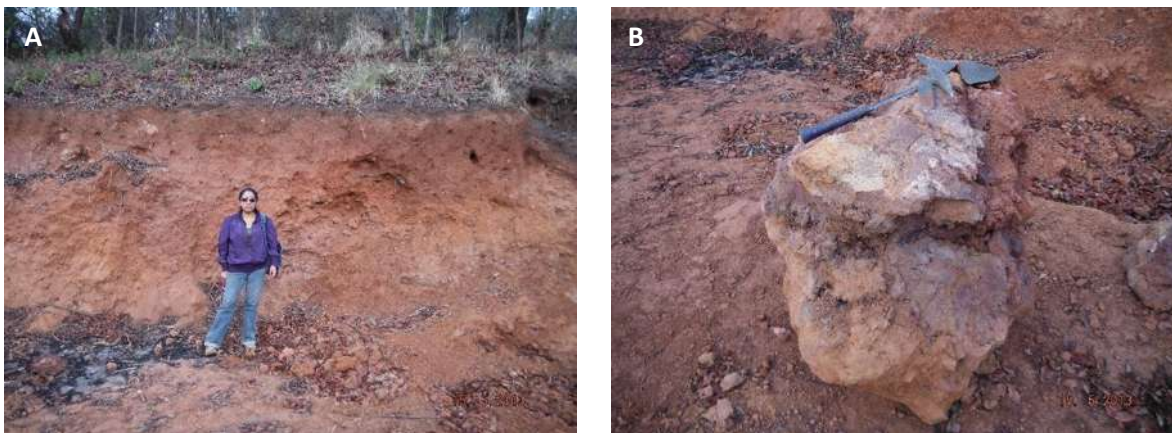


Figura 47: **A)** Vista parcial del depósito emitido por el cono La Fanhuata. **B)** Aspecto de uno de los bloques que conforman dicho depósito se observa anguloso y de color rojizo por el intemperismo. Vista hacia el noroeste.

Depósito de Flujo piroclástico.- Aproximadamente a 1 km hacia el suroeste del domo Unguarán se encontró un depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza asociado al domo Santa Genoveva. En la estación AG-49 el depósito está soportado por matriz de ceniza, con bloques angulosos color gris claro, de 1 a 40 cm de largo; su espesor es de al menos 5 m, y está coronado por el suelo actual (Fig. 48). La muestra de mano es color gris claro, textura afanítica con pocos fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo, lo que permitió clasificarla como dacita.



Figura 48: A) Panorámica del depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza en AG-49. **B)** Detalle de la parte inferior del depósito que muestra bloques angulosos soportados por matriz de ceniza. Fotografías tomadas hacia el norte.

En la estación AG-57 aflora el mismo depósito de flujo piroclástico con al menos 1 m de espesor, le sobreyace un paleosuelo color café, muy arcilloso, de 20 a 30 cm de espesor, le sigue un depósito de caída de 30 a 45 cm color naranja debido a la alteración, coronando material re trabajado convirtiéndose a suelo que es muy poroso, y contiene materia orgánica y líticos embebidos, redondeados, de 1 a 2 cm de largo (Fig. 49).

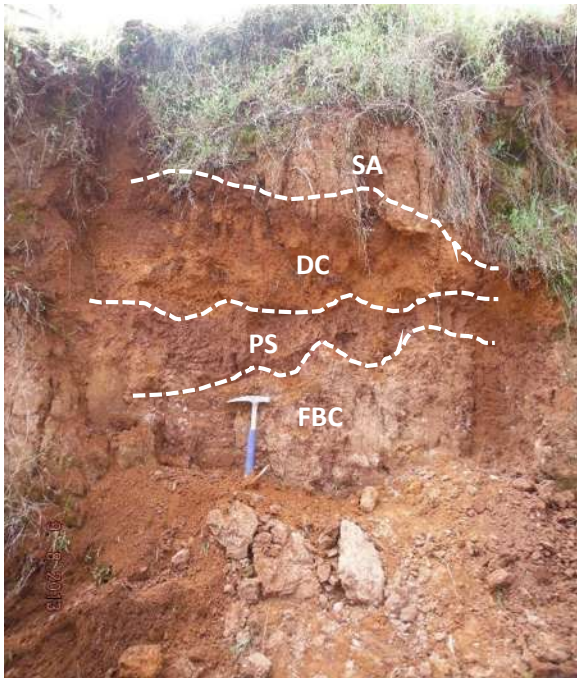


Figura 49: Afloramiento del punto AG-57, en donde se observan los diferentes depósitos encontrados. Abreviaciones: FBC - Flujo de bloques y ceniza; PS – Paleosuelo; DC – Depósito de caída; SA – Suelo actual. Tomada hacia el norte.

El paleosuelo encontrado fue fechado por el método ^{14}C en $28,290 \pm 160$ años AP. (Tabla 4).

7.2.21. San Isidro (Is)

Este cono se encuentra a 13 km al suroeste del CVEA, y a 3 km al sur-sureste de Huiramba. Cubre un área de $\sim 5.9 \text{ km}^2$ con un volumen de $\sim 0.1 \text{ km}^3$. En la estación AG-60 afloran una secuencia de depósitos de caída que llegan a una altura de al menos 50 m. El depósito es estratificado, color café rojizo en las partes alteradas y gris en partes sanas; los estratos son homogéneos ($\sim 90 \text{ cm}$ de espesor), con gradación inversa; el contacto es grano a grano y se compone por escorias y balísticos (40-70 cm de largo). Is está conformado por componentes grises, angulosos, de tamaño lapilli medio a bloques, y componentes rojos, angulosos a subangulosos, de tamaño lapilli medio a bloques pequeños (Fig. 50). La muestra de mano es color gris oscuro, textura afanítica con fenocristales de plagioclasa, olivino y ortopiroxeno, por lo que se clasificó como basalto.



Figura 50: **A)** Panorámica de la secuencia del depósito de caída del volcán San Isidro, que actualmente es utilizado para extraer material pétreo. **B)** Detalle donde se observa la gradación inversa y los bloques que conforman el depósito.

Hacia el oeste-noroeste, a 500 m de la estación anterior, se encontró un paleosuelo cubierto por un depósito de ceniza del volcán San Isidro (Fig. 51), el cual fue fechado por el método de ^{14}C en $21,490 \pm 90$ años AP (Tabla 4).

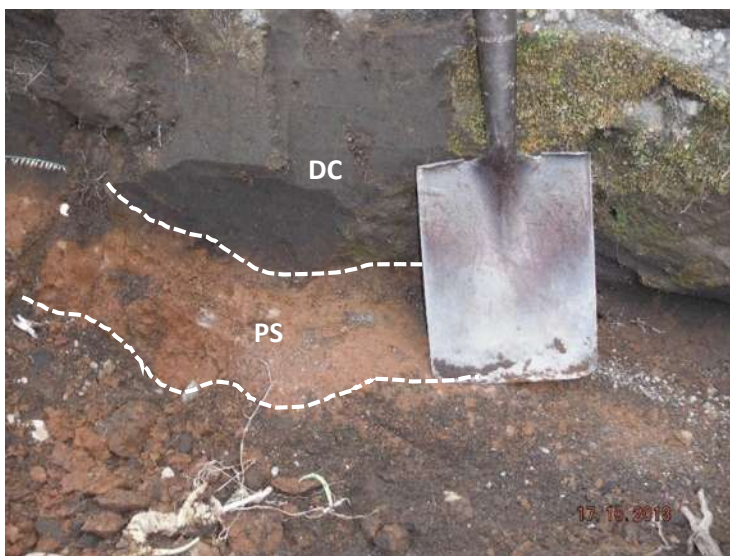


Figura 51: Paleosuelo encontrado debajo de un depósito de ceniza emitido por el volcán San Isidro. Abreviaciones: PS- Paleosuelo, DC-Depósito de ceniza. Tomada hacia el noreste.

Tabla 3: Edades de las muestras analizadas con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total. Análisis realizado por el Dr. Paul Layer en la Universidad de Alaska, Fairbanks, EEUU.

CLAVE DE LA MUESTRA	SUBUNIDAD	EDAD DE LA MUESTRA (ka)	INFORMACIÓN DE LA MESETA	EDAD DEL DEPÓSITO (ka)	INFORMACIÓN DE LA ISOCRONA
AG-14	IR	1005 +/- 13	3 fracciones 57.1 % de ^{39}Ar liberado MSWD = 0.21	965 +/- 44	4 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 301.6 \pm 8.4$ MSWD = 2.07
AG-21	AG	718 +/- 8	6 fracciones 90.0% de ^{39}Ar liberado MSWD = 0.67	716 +/- 8	6 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 296.8 \pm 3.3$ MSWD = 0.80
AG-34	NI	88 +/- 36	7 fracciones 94.8% de ^{39}Ar liberado MSWD = 0.92	31 +/- 46	8 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 306.8 \pm 11.5$ MSWD = 0.73
AG-39	TA	365 +/- 18	7 fracciones 94.0% de ^{39}Ar liberado MSWD = 1.7	340 +/- 24	7 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 297.4 \pm 2.0$ MSWD = 1.88
AG-41	ZO	3819 +/- 96	5 fracciones 79.5% de ^{39}Ar liberado MSWD = 10.0	-	-
AG-43	ZI	1337 +/- 30	4 fracciones 53.7% de ^{39}Ar liberado MSWD = 0.22	1354 +/- 31	5 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 292.2 \pm 31.0$ MSWD = 0.11
AG-46	BU	699 +/- 8	6 fracciones 92.1% de ^{39}Ar liberado	697 +/- 9	6 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$

			MSWD = 1.85		295.3 +/- 4.3 MSWD = 2.20
AG-48	UN	1468 +/- 14	5 fracciones 69.9% de ^{39}Ar liberado MSWD = 1.46	1456 +/- 9	5 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 296.7 +/- 1.0 MSWD = 0.78
AG-51	TR	2023 +/- 53	6 fracciones 92.7% de ^{39}Ar liberado MSWD = 0.51	2069 +/- 62	6 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 277.8 +/- 44.9 MSWD = 0.50
AG-52	GU	136 +/- 61	3 fracciones 59.2% de ^{39}Ar liberado MSWD = 0.50	212 +/- 505	4 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 294.1 +/- 10.1 MSWD = 1.36
AG-55	YE	1596 +/- 62	6 fracciones 99.2% de ^{39}Ar liberado MSWD = 0.23	1619 +/- 64	7 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 280.0 +/- 28.0 MSWD = 0.18
AG-56	PU	367 +/- 25	4 fracciones 91.5% de ^{39}Ar liberado MSWD = 0.37	314 +/- 93	6 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 326.3 +/- 43.2 MSWD = 2.28
AG-63	DI	2595 +/- 73	3 fracciones 58.2% de ^{39}Ar liberado MSWD = 1.34	3306 +/- 433	3 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 286.1 +/- 5.8 MSWD = 0.12
AG-64	LA	2977 +/- 47	4 fracciones 51.6% de ^{39}Ar liberado MSWD = 1.69	-	-
AG-76	GE	1882 +/- 22	6 fracciones 64.0% de ^{39}Ar liberado MSWD = 1.47	-	-
AG-77	BL	1471 +/- 34	6 fracciones 79.2% de ^{39}Ar liberado MSWD = 0.11	1421 +/- 49	8 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i =$ 299.1 +/- 2.0 MSWD = 0.10

Tabla 4: Edades de los paleosuelos analizados por el método de ^{14}C . Análisis llevado a cabo en el Beta Analytic Inc., Miami, Florida.

CLAVE	UNIDAD/SUB UNIDAD	MATERIAL FECHADO	EDAD MEDIDA	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	EDAD CONVENCIONAL	CALIBRACIÓN 2 SIGMA
AG-57	CU	Paleosuelo (materia orgánica)	28,170 ± 160 AP.	-17.5 o/oo	28,290 ± 160 AP.	Cal BC 31,140 a 30,050 (Cal BP 33,090 a 32,000)
AG-60	IS	Paleosuelo (materia orgánica)	21,460 ± 90 AP.	-22.9 o/oo	21,490 ± 160 AP.	Cal BC 24,030 a 23,540 (Cal BP 25,980 a 25,490)

7.3. Petrografía.

Se llevó a cabo el estudio petrográfico de 60 secciones delgadas de rocas de las distintas unidades volcánicas. Dicho estudio permitió hacer una comparación textural y mineralógica entre las distintas unidades de la zona de estudio. Debido a que las muestras del volcán El Águila tienen una asociación mineralógica muy parecida y pocas diferencias texturales, se describirán las secciones de manera general y sólo se hará hincapié en sus principales diferencias. En la tabla 5 se enlistan las muestras y el porcentaje de los minerales observados en las secciones delgadas; la descripción de cada sección se resume en el anexo 1.

Tabla 5: Análisis de las secciones pulidas de las rocas del área de estudio (los porcentajes son estimados). Se consideraron como fenocristales a aquéllos con dimensiones mayores a 0.3 mm (Wilcox, 1954). Las abreviaciones son: Plg-Plagioclasa, Ol-Olivino, Cpx-Clinopiroxeno, Opx-Ortopiroxeno, Anf-Anfíbol, Ox-Óxidos.

Unidad	Sub-unidad	Muestra	Clasificación de la roca	% Plg	% Ol	% Cpx	% Opx	% Anf	% Óx	Textura
CVEA	AR	AG-01	Andesita basáltica	40	4	1	-	-	5	Traquítica
CVEA	AR	AG-03	Andesita basáltica	40	10	-	-	-	5	Traquítica
CVEA	AR	AG-06	Andesita basáltica	35	5	-	-	-	5	Pilotaxítica
CVEA	AG	AG-07	Andesita	40	10	-	-	-	5	Traquítica
CVEA	RE	AG-09	Andesita	30	-	5	5	-	5	Seriada

CVEA	RE	AG-10	Andesita	45	-	2	3	-	5	Porfídica/Seriada
CVEA	RE	AG-11	Andesita	45	-	2	3	-	5	Traquítica
CVEA	IR	AG-12	Andesita basáltica	40	-	3	2	-	5	Pilotaxítica
CVEA	IR	AG-13	Basalto	40	10	-	-	-	5	Seriada
CVEA	IR	AG-14	Basalto	30	20	5	-	-	5	Traquítica
CVEA	AG	AG-16	Andesita	35	-	3	2	-	5	Seriada
CVEA	AG	AG-17	Andesita	40	1	9	-	-	5	Pilotaxítica
CVEA	IR	AG-18	Basalto	35	10	-	-	-	5	Traquítica/Vesicular
CVEA	AG	AG-19	Andesita	35	-	4	1	-	5	Porfídica
CVEA	AG	AG-21A	Andesita	40	5	-	-	-	5	Pilotaxítica
CVEA	AG	AG-22	Andesita	35	1	3	1	-	5	Porfídica
CVEA	AG	AG-25	Andesita	40	1	3	2	-	4	Pilotaxítica
CVEA	AG	AG-27	Andesita	35	1	3	1	-	5	Porfídica
CVEA	RE	AG-28	Andesita	40	5	-	-	-	5	Pilotaxítica
CVEA	AG	AG-29	Andesita	40	-	5	1	-	4	Pilotaxítica
CVEA	AG	AG-30	Andesita	40	-	3	2	-	5	Porfídica
CVEA	AG	AG-31	Andesita	40	-	3	2	-	5	Porfídica
CVEA	RE	AG-32	Andesita basáltica	40	2	3	-	-	5	Vesicular
NI	NI	AG-34	Andesita	35	5	3	-	2	5	Pilotaxítica
NI	ZO	AG-36A	Dacita	35	-	-	-	10	5	Pilotaxítica
NI	TA	AG-37	Andesita	35	-	5	-	-	5	Traquítica
NI	TA	AG-38	Andesita	30	5	5	-	-	5	Traquítica
NI	TA	AG-39	Dacita	30	-	-	-	15	5	Porfídica
NI	ZI	AG-40	Andesita	35	-	2		3	5	Pilotaxítica
NI	ZO	AG-41	Dacita	40	-	-	-	10	5	Porfídica
NI	ZI	AG-42	Dacita	35	-	5	-	10	5	Seriada
NI	ZI	AG-43	Dacita	35	-	-	-	10	5	Pilotaxítica
NI	PI	AG-44	Dacita	35	-	2	-	8	5	Seriada
NI	BU	AG-46	Dacita	40	-	-	-	10	5	Pilotaxítica
NI	CU	AG-47	Basalto	35	10	5	-	-	5	Traquítica
NI	UN	AG-48	Basalto	35	10	-	-	-	5	Pilotaxítica
NI	CU	AG-49	Dacita	40	-	-	-	5	5	Porfídica/Seriada
NI	CU	AG-50	Basalto	35	5	-	-	-	5	Traquítica
NI	TR	AG-51	Andesita	35	2	5	3	-	5	Pilotaxítica
NI	GU	AG-52	Dacita	35	-	-	-	10	5	Seriada
NI	GU	AG-53	Dacita	35	-	-	-	10	5	Pilotaxítica/Seriada
NI	GU	AG-54	Andesita basáltica	45	-	-	-	-	5	Pilotaxítica

NI	YE	AG-55	Dacita	35	-	-	-	5	5	Pilotaxítica
NI	PU	AG-56	Andesita basáltica	35	10	3	2	-	5	Traquítica
NI	CU	AG-57	Dacita	40	-	-	-	10	5	Porfídica
NI	DI	AG-58	Andesita	35	3	5	-	2	5	Traquítica
NI	YE	AG-59A	Dacita	30	-	-	-	15	5	Traquítica
NI	IS	AG-60	Basalto	10	30	2	3	-	5	Seriada
NI	YE	AG-61	Basalto	30	15	-	-	-	5	Traquítica
NI	YE	AG-62A	Dacita	30	-	-	-	10	5	Traquítica
NI	DI	AG-63	Dacita	35	3	2	-	10	5	Traquítica
NI	LA	AG-64	Basalto	30	15	-	-	-	5	Seriada
NI	LA	AG-65	Dacita	35	-	-	-	10	5	Traquítica
CVEA	AR	AG-67	Basalto	40	3	-	2	-	5	Porfídica
CVEA	RE	AG-69	Basalto	40	2	3	-	-	5	Pilotaxítica
CVEA	RE	AG-70	Andesita basáltica	35	2	5	3	-	5%	Seriada
CVEA	RE	AG-72	Andesita basáltica	35	-	3	2	-	5	Porfídica
CVEA	RE	AG-75	Andesita basáltica	40	-	5	-	-	5	Pilotaxítica
NI	GE	AG-76	Dacita	40	-	-	-	5	5	Traquítica
NI	BL	AG-77	Dacita	40	-	-	-	5	5	Pilotaxítica

7.3.1. Zoromuta (ZO).

Las secciones delgadas del domo ZO son las AG-36 y AG-41, son hipocrystalinas y tienen texturas pilotaxítica y porfídica (Tabla 5). Su mineralogía está compuesta por fenocristales de plagioclasa subhedrales a anhedral, con bordes corroídos y algunos con textura tamiz (Fig. 55B). El anfíbol también ocurre en estas secciones, su forma es subhedral a anhedral, la mayoría de ellos con borde de reacción y en su centro se observa corona de reacción. Los óxidos ocurren como microfenocristales, en forma subhedral inmersos en la matriz. La asociación mineralógica observada en las rocas de esta subunidad permitió clasificarlas como dacitas.

7.3.2. Lava Lagunillas (LA).

Esta roca (AG-64) es hipocristalina y tiene texturas seriada y pilotaxítica (Tabla 5). Su mineralogía consiste de fenocristales de olivino con forma subhedral a anhedral, la mayoría con borde de reacción convirtiéndose a iddingsita, así como golfos de corrosión (Fig. 52). También ocurren glomerocristales de olivino. La plagioclasa es escasa como fenocristal, pero muy abundante en forma de microlitos dentro de la matriz. La asociación mineralógica de esta roca permitió clasificarla como basalto.



Figura 52: Fotomicrografía tomada con luz polarizada de la sección AG-64, en donde se observan fenocristales de olivino (OI) con bordes y centro corroídos, dentro de una matriz vítrea con microlitos de plagioclasa.

7.3.3. El Divisadero (DI).

La sección delgada elaborada con las rocas de este domo es las AG-63. Es hipocristalina con textura traquítica (Tabla 5). La mineralogía que presenta se compone por fenocristales de anfíbol con formas subhedrales a anhedrales, algunos con bordes corroídos e incluso textura tamiz. También se observaron pequeños fenocristales de olivino y clinopiroxeno, subhedrales a anhedrales dispersos y con bordes poco corroídos. Los óxidos ocurren como microfenocristales, en forma subhedral inmersos en la matriz. La asociación mineralógica observada en las rocas de esta subunidad permitió clasificarlas como dacitas.

7.3.4. La Trampa (TR).

De la roca recolectada en el punto AG-51 se elaboró una sección delgada, la cual es hipocristalina y textura pilotaxítica (Tabla 5). Su mineralogía está compuesta por fenocristales de plagioclasa con formas euhedrales a anhedrales, la mayoría de ellos tienen el centro corroído o con textura tamiz. También se identificaron fenocristales de clinopiroxenos, de subhedrales a anhedrales con poca o nula alteración. Ortopiroxenos y olivinos se encontraron ocasionalmente,

con formas subhedrales a anhedrales, con escasa o nula alteración. Los óxidos ocurren como microfenocristales, en forma subhedral inmersos en la matriz. La asociación mineralógica observada en la muestra recolectada permitió clasificarla como andesita.

7.3.5. Santa Genoveva (GE).

La sección delgada hecha a partir de la roca tomada en el punto AG-76 es hipocristalina y de textura traquítica (Tabla 5). Su mineralogía se compone por fenocristales de plagioclasa subhedrales a anhedrales, la mayoría de ellos con bordes corroídos y textura tamiz. También ocurren fenocristales de anfíbol subhedrales a anhedrales, la mayoría sólo se observa su “fantasma”. Los óxidos ocurren como microfenocristales, en forma subhedral inmersos en la matriz. La asociación mineralógica observada en permitió clasificarla como dacita.

7.3.6. La Yerbabuena (YE).

Son rocas hipocristalinas y presentan textura traquítica y pilotaxítica (Tabla 5). La asociación mineralógica de estas muestras consiste de anfíbol, plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y óxidos. Los fenocristales de anfíbol tienen un tamaño de hasta 3mm, se presenta en todas las secciones, excepto en AG-61, en forma subhedral y anhedral (Fig. 55D); la mayoría se encuentran con bordes y centros corroídos (en AG-62A sólo se observa como “fantasmas”). La plagioclasa aparece como fenocristal (<2 mm) en AG-55 y AG-59A, con forma euhedral a anhedral, también se observa con bordes corroídos, así como textura de tamiz; en las demás secciones se halla en forma de microlitos dentro de la pasta de fondo vítrea. En AG-61 se presentan fenocristales de olivino con forma subhedral y anhedral, la mayoría de estos tienen borde de reacción, inclusive ciertos cristales han sido casi totalmente sustituidos por iddingsita. El clinopiroxeno está en sólo en AG-61 como fenocristal (< 0.5 mm) subhedral a anhedral, algunos con textura de tamiz. Los óxidos ocurren como microfenocristales, en forma subhedral inmersos en la matriz. La asociación mineralógica observada en las rocas de esta subunidad permitió clasificarlas como dacitas, excepto en el domo La Rosa de San Juan, el cual se clasificó como basalto.

7.3.7. Cerro Blanco (BL).

La sección delgada elaborada (estación AG-77) es hipocristalina con textura pilotaxítica (Tabla 5). Su mineralogía consiste de fenocristales de plagioclasa subhedrales a anhedrales con dos poblaciones diferentes: la mayoría tienen bordes corroídos y textura tamiz, mientras que el resto se ven sanos. También ocurren fenocristales subhedrales a anhedrales de anfíbol, algunos con textura tamiz. Los óxidos ocurren como microfenocristales, en forma subhedral inmersos en la matriz. La asociación mineralógica observada permitió clasificar a las racas de esta subunidad como dacitas.

7.3.8. Cerro Unguarán (UN).

Con la roca recolectada en AG-48 se elaboró una sección delgada, la cual es hipocristalina y con texturas pilotaxítica y traquítica (Tabla 5). La mineralogía observada fue: fenocristales de olivino con formas subhedrales a anhedrales, la mayoría con coronas de reacción a iddingsita y otros casi completamente corroídos. También hay presencia de microfenocristales de plagioclasa euhedrales a anhedrales, algunos con un poco de corrosión en sus bordes. Los óxidos ocurren como microfenocristales, en forma subhedral inmersos en la matriz. La asociación mineralógica observada permitió clasificar a estas rocas como basalto.

7.3.9. Zimbicho (ZI).

En esta subunidad se elaboraron tres secciones delgadas (AG-40, AG-42 Y AG-43, Tabla 5). Estas muestras son hipocristalinas y presentan textura traquítica, seriada y pilotaxítica. La asociación mineralógica de estas muestras consiste de anfíbol, plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos. El anfíbol aparece como fenocristales (de hasta 2 mm) en todas las secciones de esta unidad (excepto en AG-40, en donde sólo hay pequeños fantasmas de éste), con formas subhedrales a anhedrales, la mayoría de ellos con bordes y/o centros de reacción. La plagioclasa ocurre como fenocristal en todas las secciones (excepto en AG-40, en donde sólo se presenta como microlitos), con forma subhedral a anhedral, la mayoría de ellos tienen el borde corroído y textura de tamiz; algunos presentan zoneamiento. El clinopiroxeno se encuentra muy poco (2%) en las secciones AG-40, con forma subhedral y ligeramente corroído en los bordes; en AG-42 se encuentra formando glomerocristales

(Fig. 55C). Los óxidos aparecen como microfenocristales en forma subhedral dentro de la matriz. La asociación mineralógica encontrada permitió clasificar a las rocas de esta subunidad como dacitas.

7.3.10. Cerro Iratzio (IR).

Se elaboraron cuatro secciones delgadas correspondientes a esta subunidad (Tabla 5), son hipocristalinas y presentan dos tipos de texturas (traquítica y seriada). Mineralógicamente estas muestras están compuestas principalmente por plagioclasa, olivino, ortopiroxeno en menor proporción (2%) y óxidos. Los fenocristales de plagioclasa (de hasta 2 mm de largo) tienen formas de subhedral a anhedral, con bordes corroídos, zoneamiento y textura de tamiz en la muestra AG-13 (Fig. 53A). En las tres muestras restantes la plagioclasa se encuentra en forma de microlitos. Los fenocristales de olivino están presentes en todas las muestras, exceptuando AG-12; son de tamaño < 2 mm y son subhedral a anhedral. En AG-13 la mayoría de los fenocristales exhiben borde de reacción y está sustituido por iddingsita. El ortopiroxeno sólo ocurre en la muestras AG-12, con formas subhedral a anhedral y bordes poco corroídos. Los óxidos aparecen como microfenocristales en forma subhedral en una matriz vítrea. Con las asociaciones mineralógicas observadas las muestras fueron clasificadas como basaltos.

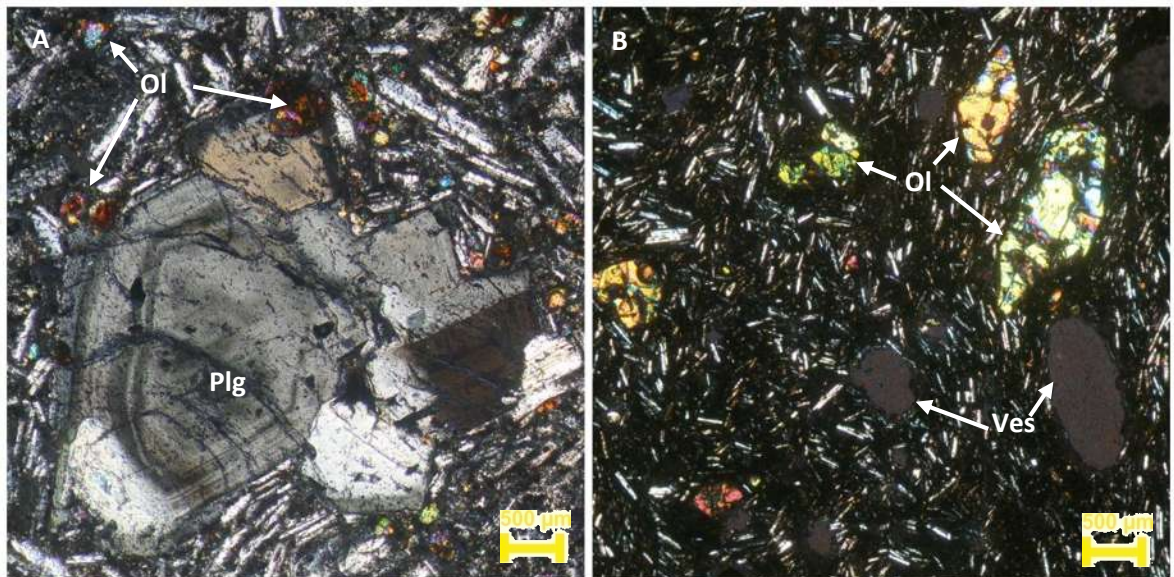


Figura 53: Fotomicrografías en luz polarizada correspondientes a la unidad IR. **A)** Fenocristal de plagioclasa zonada en la sección AG-13 rodeada de microfenocristales de olivino alterándose a iddingsita. **B)** Sección pulida que muestra fenocristales de olivino dentro de una pasta de fondo vítrea con microfenocristales de plagioclasa formando una textura traquítica (sección AG-18). Abreviaciones: Plg – Plagioclasa, Ol – Olivino, Ves – Vesículas.

7.3.11. El Águila (AG).

Es esta subunidad se elaboraron once secciones delgadas. Estas muestras son hipocristalinas y presentan diversas texturas (seriada, pilotaxítica y porfídica) (Tabla 5). Su mineralogía consiste de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, escaso olivino y óxidos. Los fenocristales de plagioclasa (de hasta 2 mm) presentan formas subhedrales a anhedrales, algunas (AG-19 y AG-25) con bordes corroídos, así como textura de tamiz, y zoneamiento. En las muestras AG-16 y AG-25 hay glomerocristales de plagioclasa. Los ortopiroxenos se presentan como fenocristales (< 2 mm) con formas subhedrales a anhedrales y centros corroídos; en las secciones de los puntos AG-16 y AG-27 se observaron glomerocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno. El clinopiroxeno se presenta como fenocristal (< 2 mm) en las muestras AG-16, AG-19 (Fig. 54D) y AG-30, con bordes y centros poco corroídos, y con textura de tamiz en AG-22 y AG-27. Se observaron escasos fenocristales (de hasta 2 mm) de olivino en las muestras AG-16, AG-21A, AG-22 y AG-27 con formas euhedrales a anhedrales y bordes poco o medianamente corroídos (Fig. 54B). Los óxidos aparecen como microfenocristales subhedrales. Todos estos minerales están embebidos en la pasta de fondo rica en vidrio. En varias muestras (AG-16, AG-19, AG-22, AG-27, AG-30 y AG-31) vesículas redondeadas y/o alargadas. Con las asociaciones mineralógicas encontradas las muestras se clasificaron como andesitas y andesitas basálticas.

7.3.12. Cerro El Burro (BU).

La sección delgada hecha de la roca recolectada en la estación AG-46 es hipocristalina y de textura pilotaxítica (Tabla 5). Su mineralogía se compone por fenocristales de plagioclasa con formas subhedrales a anhedrales, la mayoría de los cuales tienen textura tamiz y zoneamiento. Así mismo se observaron fenocristales de anfíbol, de subhedrales a anhedrales, la mayoría de ellos presentan

el centro corroído. Los óxidos aparecen como microfenocristales en forma subhedral en una matriz vítrea. Con las asociaciones mineralógicas observadas la muestra fue clasificada como dacita.

7.3.13. Cerro Piedra Gorda (PI).

La sección delgada elaborada (de la roca tomada en AG-44) es hipocristalina y con textura seriada (Tabla 5). Su mineralogía está compuesta por fenocristales de plagioclasa subhedrales a anhedrales, la mayoría de estos con borde corroído y/o textura tamiz. Fenocristales de anfíbol también ocurren, con formas subhedrales a anhedrales, casi todos se observa el fantasma de ellos, sólo unos pocos se ven sanos. Así mismo, ocurren escasos fenocristales de clinopiroxeno subhedrales a anhedrales, algunos están ligeramente alterados. Los óxidos aparecen como microfenocristales en forma subhedral en una matriz vítrea. Con las asociaciones mineralógicas observadas la muestra fue clasificada como dacita.

7.3.14. El Remolino (RE).

En esta subunidad se realizaron nueve secciones delgadas (Tabla 5). Las rocas son hipocristalinas y presentan textura seriada, pilotaxítica y vesicular. En general, la mayoría de las secciones consiste de fenocristales en una pasta de fondo vítrea. La asociación mineralógica de estas muestras, en orden de abundancia, consiste de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos de hierro. Los fenocristales de plagioclasa (de hasta 2 mm) son euhedrales a subhedrales, algunos con bordes corroídos y zoneamiento y también se encontraron como glomerocristales. El clinopiroxeno ocurre como fenocristal y microfenocristal (2.5 mm y 0.03 mm respectivamente), subhedral a anhedral, con bordes poco corroídos. El ortopiroxeno se observa en menor proporción, con formas subhedrales a anhedrales; este sólo se encontró en las secciones AG-10, AG-32 y AG-70 (Fig. 54C). Los óxidos aparecen como microfenocristales en forma subhedral dentro de la matriz. Las secciones pulidas AG-11 y AG-32 presentan abundantes vesículas irregulares hasta un 30% de la lámina. La asociación mineralógica de estas rocas permitió clasificarlas como andesitas.

7.3.15. Cerros La Arena y La Reunión (AR).

En esta unidad se hicieron cuatro secciones delgadas (Tabla 5). Estas muestras son hipocristalinas y presentan textura traquítica y seriada. La asociación mineralógica de AR consiste de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, escaso olivino y óxidos. La plagioclasa es microlítica en todas las secciones mencionadas, excepto en AG-67 en donde se presenta como fenocristal (< 2.5 mm) subhedral a anhedral, algunos con bordes corroídos y textura tamiz. El olivino se encuentra como fenocristal en todas las secciones (0.5 mm), con forma subhedral a anhedral, la mayoría de ellas con bordes alterados a iddingsita. El clinopiroxeno sólo está presente en la muestra AG-01 como escasos fenocristales (< 0.5 mm) con formas subhedrales a anhedrales y bordes corroídos. El ortopiroxeno (de 0.26 mm) se presentó sólo en AG-67, de euhedral a subhedral, con bordes poco corroídos. Los óxidos aparecen como microfenocristales en forma subhedral inmersos en la matriz. En AG-67 hay presencia de vesículas. La asociación mineralógica permitió clasificar a las rocas de esta subunidad como andesitas basálticas.

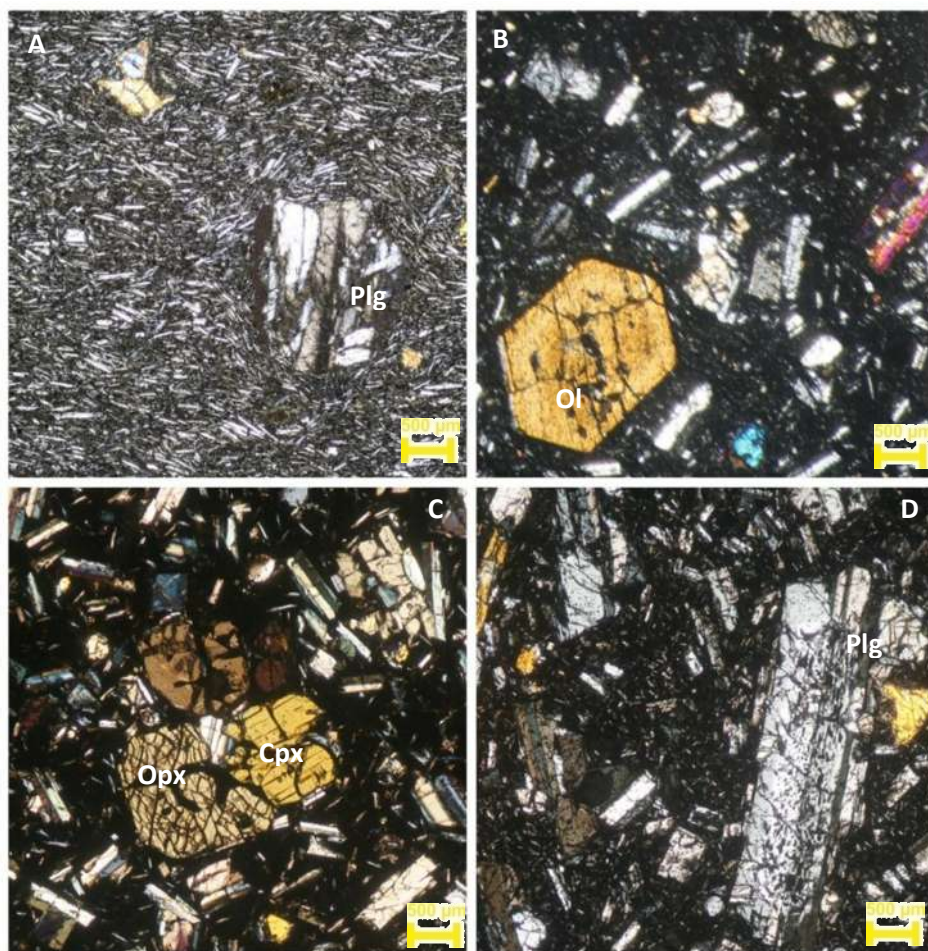


Figura 54: Fotomicrografías con luz polarizada de las secciones delgadas más representativas del volcán El Águila y el Remolino. **A)** Sección pulida de la subunidad El Águila (AG-07) con microfenocristales de plagioclasa formando una textura traquítica que envuelven un fenocristal de plagioclasa. **B)** Fenocristales euhedrales de olivino se muestran en la sección AG-21A. **C)** Ortopiroxenos y clinopiroxenos en forma de fenocristales fueron encontrados en la subunidad RE (AG-70). **D)** En la sección AG-19 se observan plagiclasas con textura tamiz. Abreviaciones: Plg – Plagioclasa, Ol – Olivino, Opx – Ortopiroxeno, Cpx – Clinopiroxeno.

7.3.16. La Taza (TA).

En esta subunidad se realizaron dos secciones pulidas (Tabla 5). Son rocas hipocristalinas y presentan textura pilotaxítica y porfídica. Mineralógicamente estas muestras están compuestas por plagioclasa, anfíbol y óxidos. En ambas secciones prevalecen los fenocristales de plagioclasa (< 2.3 mm) con formas subhedrales y anhedrales, bordes corroídos y algunos con textura de tamiz, y otros con zoneamiento. Los fenocristales de anfíbol (de hasta 1 mm de largo) son euhedrales a anhedrales, en la sección AG-36A se observan con los bordes corroídos, mientras que en AG-39 algunos están casi totalmente corroídos; algunos otros presentan coronas de reacción en el borde y centro corroído del cristal. Los óxidos ocurren como microfenocristales, en forma subhedral en la matriz. Con la asociación mineralógica observada las muestras de esta subunidad se clasificaron como dacitas.

7.3.17. Los Puercos (PU).

En esta subunidad se elaboró una sección pulida, la cual es hipocristalina y tiene textura traquítica (Tabla 5). La asociación mineralógica de esta muestra es plagioclasa, olivino clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos. Los fenocristales de plagioclasa son ocasionales, con forma euhedral a subhedral, y corrosión hacia el centro del cristal. También, hay presencia de fenocristales de olivino, en formas subhedrales y anhedrales, algunos con bordes corroídos (Fig. 56B). El clinopiroxeno y ortopiroxeno ocurren ocasionalmente con forma subhedral a anhedral y poca alteración. Los óxidos aparecen como microfenocristales, en forma subhedral, inmersos en la matriz. Esta asociación mineralógica permitió clasificar a las muestras de esta subunidad como basalto.

7.3.18. Cerro Guadalupe (GU).

En esta subunidad se hicieron tres secciones pulidas (AG-52, AG-53 y AG-54, Tabla 5), las cuales son hipocristalinas y con texturas seriada, traquítica y pilotaxítica. La mineralogía consiste de fenocristales de plagioclasa euhedrales a anhedrales en las secciones AG-52 Y AG-53, presentan bordes corroídos y algunos con textura tamiz. En estas mismas rocas hay presencia de fenocristales de anfíbol con forma subhedral a anhedral, casi todos con centros corroídos. En la sección pulida de la estación AG-54 sólo se identificaron cristales de plagioclasa muy alterados. Los óxidos aparecen como microfenocristales en forma subhedral en una matriz vítrea. Con las asociaciones mineralógicas observadas las muestras fueron clasificadas como dacitas.

7.3.19. La Nieve (NI).

La sección pulida de esta subunidad (AG-34, Tabla 5) es hipocristalina y presenta una textura pilotaxítica. Su asociación mineralógica se compone de fenocristales de plagioclasa subhedrales a anhedrales, la mayor parte de ellos con bordes corroídos seguido de un nuevo borde sano, algunos con textura tamiz (Fig. 55A). También se observaron escasos fenocristales de olivino, clinopiroxeno y anfíbol con forma anhedral; de algunos de los anfíboles sólo se encontró relictos de ellos. Los óxidos aparecen como microfenocristales en forma subhedral en una matriz vítrea. Con la asociación mineralógica observada las muestras fueron clasificadas como andesita.

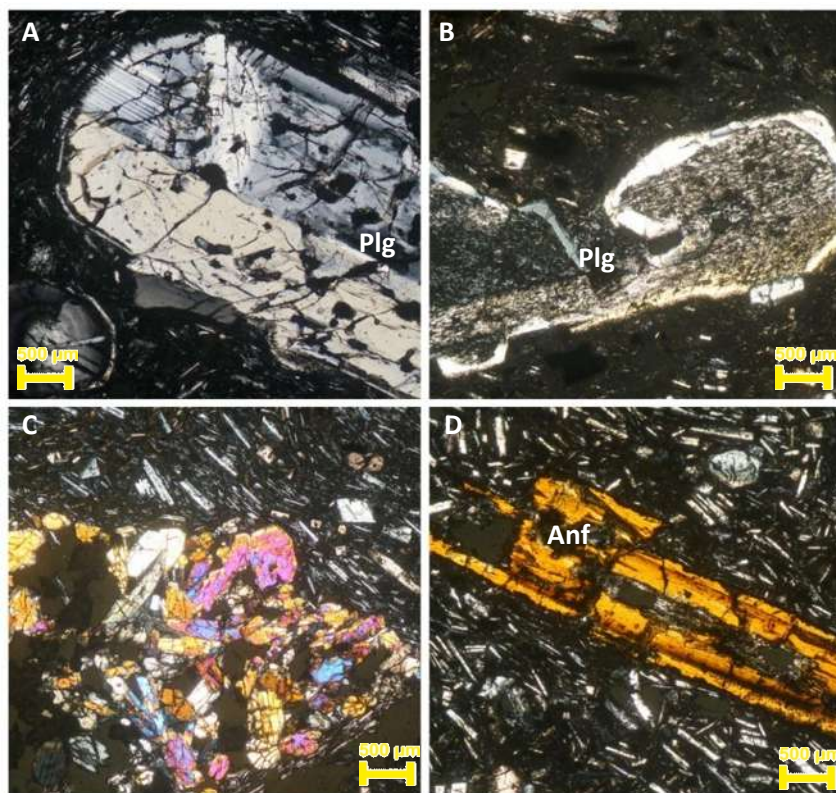


Figura 55: Fotomicrografías en luz polarizada de las secciones delgadas más representativas de los domos de la zona de estudio. **A)** Fenocristal de plagioclase de la sección AG-34 en una pasta de fondo vítrea. **B)** Sección pulida que muestra un fenocristal de plagioclase con textura tamiz (AG-41). **C)** Glomerocrystal compuesto por ortopiroxenos y clinopiroxenos rodeados por microlitos de plagioclase formando una textura traquítica en AG-42. **D)** Fenocristales de anfíbol con golfos de corrosión, y microlitos de plagioclase en textura pilotaxítica se encontraron en la sección AG-55. Abreviaciones: Plg – Plagioclase, Anf – Anfíbol.

7.3.20. Conos Cuanajo (CU).

Estas muestras son hipocristalinas y tienen textura traquítica y pilotaxítica (Tabla 5). Su mineralogía consiste de olivino, plagioclase, clinopiroxeno y óxidos. Las secciones AG-47 y AG-48 presentan fenocristales de olivino (< 1.8 mm) con formas subhedrales a anhedral, algunos tienen borde corroído, y en AG-48, dicho borde es de reacción con formación de iddingsita. En ambas secciones la plagioclase como fenocristal (de 0.75 mm) es ocasional, con forma euedral a subhedral, algunos con poca corrosión en los bordes. Fenocristales de clinopiroxeno (de hasta 1.5 mm) se encontraron en AG- 47, con forma subhedral a anhedral, algunos con bordes corroídos (Fig.

56A). La sección AG-50 presenta fenocristales de plagiocasa con forma subhedral a anhedral, la mayoría con borde corroído y algunos con textura de tamiz; en esta misma sección hay escasos fenocristales de olivino subhedrales a anhedrales, algunos con borde corroído, inmersos en la matriz compuesta por microlitos de plagiocasa y olivino. Los óxidos están como microfenocristales, en forma subhedral dentro de la matriz. Esta asociación mineralógica permitió clasificar a las muestras de esta subunidad como basalto.

7.3.21. San Isidro (IS).

En esta unidad se hizo una sección (AG-60), la cual es hipocristalina y exhibe textura seriada y traquítica (Tabla 5). La asociación mineralógica de esta sección es olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagiocasa y óxidos. Los fenocristales de olivino (de hasta 1.9 mm de largo) tienen forma de subhedrales a anhedrales (Fig. 56C), algunos pocos con bordes corroídos. Los fenocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno (< 1 mm) son euhedrales a anhedrales, sin corrosión en los bordes visible; se encuentran también como glomerocristales. La plagiocasa se encuentra como microlitos dentro de la matriz. Los óxidos ocurren como microfenocristales, en forma subhedral constituyendo la matriz. Esta asociación mineralógica permitió clasificar a la muestra de esta subunidad como basalto.

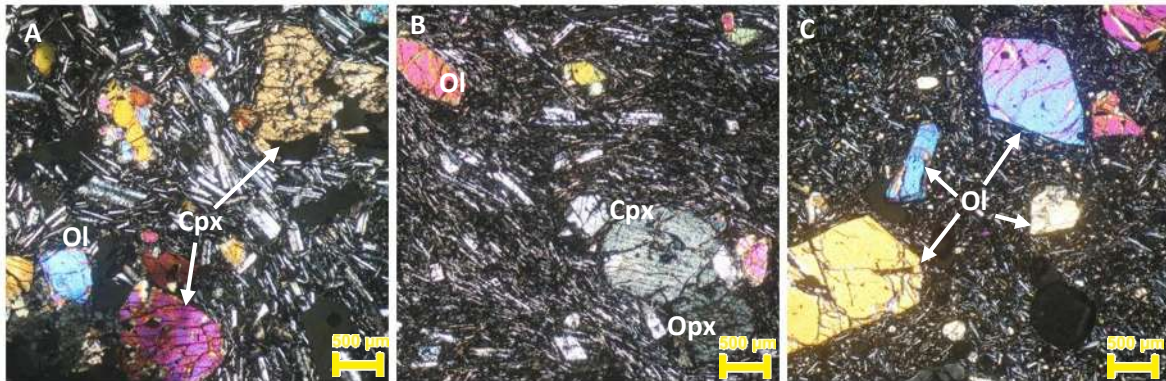


Figura 56: Fotomicrografías de secciones delgadas de los volcanes que forman las unidades CU y SI. **A)**

Fenocristales de clinopiroxeno y olivino dentro de una pasta de fondo vítrea y microlitos de plagiocasa con textura traquítica (sección AG-47). **B)** Sección pulida de la muestra AG-56 que muestra fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno en una matriz con textura traquítica. **C)** En la sección AG-60 se encontraron fenocristales de olivino dentro de una matriz de vidrio y plagiocasa con textura pilotaxítica.

Abreviaciones: Plg – Plagiocasa, Ol – Olivino, Cpx – Clinopiroxeno, Opx – Ortopiroxeno.

7.4. Geoquímica.

Se realizaron análisis químicos de 24 rocas para elementos mayores, traza y tierras raras (Tablas 6 y 7), que comprende siete muestras del CVEA, dos de los conos de escoria y 15 del complejo de domos La Taza-La Nieve-El Burro. Además se incluyeron 429 análisis químicos de rocas de varios autores (Campo Volcánico Sierra Chichinautzin 114, Wallace y Carmichael, 1999 y 23 de Arce, et al., 2013; Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato 200, Gómez-Tuena et al., 2007; Jorullo 60, Guilbaud, et al., 2011; Alrededores del Lago de Pátzcuaro 33, Osorio-Ocampo, 2014; Parícutin 22, Wilcox, 1954), los cuales se graficaron en los diagramas de proyección como polígonos de referencia composicional.

Tabla 6: Resultados de los análisis químicos de elementos mayores para las muestras elegidas del área de estudio (datos en porcentaje en peso).

MUESTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
AG-03	53.4	19.05	8.2	0.13	3.82	6.82	3.76	1.18	1.277	0.39	0.74	98.76
AG-07	59.59	16.28	5.99	0.093	3.28	5.89	3.47	2.3	0.873	0.21	0.61	98.59
AG-10	61.79	16.37	5.31	0.084	3.08	5.76	3.4	2.32	0.671	0.14	1.15	100.1
AG-11	58.99	16	6.83	0.102	3.47	6.03	3.5	2.01	1.018	0.29	0.92	99.15
AG-13	51.09	18.01	11.04	0.157	5.16	9.15	3.58	0.8	1.516	0.23	0.22	101
AG-14	52.44	16.42	8.88	0.134	7.53	8.19	3.52	1.22	1.385	0.35	0.17	100.2
AG-17	61.89	16.29	5.51	0.076	2.66	5.27	3.53	2.25	0.685	0.16	0.53	98.84
AG-25	60.87	16.67	5.72	0.084	3	6.1	3.34	2.29	0.686	0.14	0.72	99.65
AG-29	62.11	16.48	5.37	0.079	2.94	5.74	3.35	2.44	0.675	0.15	0.94	100.3
AG-34	57.46	17.59	6.62	0.103	4.26	6.95	4.09	1.07	0.671	0.15	0.25	99.21
AG-36A	55.21	18.82	5.65	0.095	2.86	4.22	3.1	0.99	0.656	0.2	7.14	98.94
AG-43	62.53	17.37	4.6	0.087	2.13	5.33	3.79	1.79	0.658	0.25	2.04	100.6
AG-46	61.08	17.46	4.61	0.076	2.07	5.17	3.8	1.65	0.592	0.18	1.89	98.57
AG-47	55.25	16.68	6.86	0.106	5.75	8.32	3.26	1.33	0.819	0.21	0.51	99.1
AG-51	59.59	16.86	6.16	0.081	3.77	5.37	3.6	1.73	0.798	0.21	1.86	100
AG-54	62.17	17.91	5.63	0.067	1.84	4.62	4.1	1.79	0.7	0.22	1.89	100.9
AG-56	58.45	15.74	5.98	0.089	5.77	6.06	3.64	2.05	0.674	0.27	1.04	99.76
AG-59A	61.43	17.21	4.43	0.076	2.14	5.06	3.62	2.3	0.555	0.13	2.06	99
AG-60	53.94	15.51	7.91	0.119	7.25	7.69	4.01	1.76	0.976	0.5	0.12	99.76
AG-61	55.84	16.76	7.42	0.118	6.12	7.73	3.58	1.69	0.827	0.28	0.29	100.7
AG-63	62.49	17.13	4.66	0.073	3.04	6.27	3.6	1.37	0.583	0.14	1.24	100.6
AG-65	63.95	16.67	4.08	0.064	2.17	5.34	4.1	1.75	0.57	0.13	0.2	99.03
AG-76	64.23	17.37	4.31	0.031	0.61	4.08	3.91	2	0.5	0.14	2.75	99.94
AG-77	64.17	17.66	4.31	0.077	1.91	5.22	4.27	1.74	0.533	0.14	0.53	100.6

1

Tabla 7: Resultados de los análisis de elementos traza y tierras raras de las rocas seleccionadas en la zona de estudio (datos en ppm).

MUESTRA	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Tm	Lu	Pb	Th	U
AG-03	18	152	60	21	33	10	22.3	200	14.5	0.2	684	27.8	52.2	6.95	27.3	5.58	1.66	4.95	0.79	4.51	0.86	0.352	0.35	< 3	2.89	0.74
AG-07	15	122	90	16	37	57	20.7	192	8.6	2	634	27.3	53.2	6.47	24.9	5.09	1.33	4.58	0.7	4.01	0.77	0.318	0.328	3	4.84	1.31
AG-10	14	115	80	14	40	56	16.7	146	5.5	2	748	26.3	42.4	5.49	20.8	3.91	1.03	3.43	0.56	3.12	0.58	0.231	0.247	5	4.29	1.26
AG-11	15	126	90	18	41	51	32.2	210	11.2	1.5	679	49.2	66.9	10.3	40	7.59	1.85	6.31	0.97	5.39	1.04	0.435	0.393	14	4.26	1.21
AG-13	27	232	120	33	40	10	27.3	119	5.8	0.3	507	17	26.7	4.31	18.7	4.45	1.57	5.07	0.86	5.04	0.97	0.401	0.401	< 3	1	0.33
AG-14	22	184	330	35	144	19	19.3	149	12.8	0.6	294	16.6	35.1	4.49	18.1	3.84	1.38	3.58	0.56	3.27	0.64	0.274	0.263	< 3	1.71	0.61
AG-17	14	113	60	15	33	63	33	143	6.9	1.9	768	53.2	56.3	9	34.5	6.18	1.67	5.3	0.77	4.44	0.88	0.357	0.32	8	5.54	1.37
AG-25	15	130	50	15	25	58	16.7	134	5.8	1.5	676	22.8	41	4.94	18.9	3.56	0.914	2.99	0.49	2.87	0.55	0.224	0.225	7	3.91	1.12
AG-29	14	116	80	15	34	61	18.1	145	6.4	2.1	713	31.6	51.3	6.87	26	4.95	1.13	3.76	0.57	3.15	0.62	0.263	0.231	8	4.32	1.33
AG-34	15	131	110	19	54	18	10.9	99	3.2	0.7	379	12.3	27.3	3.18	13.1	2.76	1.02	2.27	0.34	2.05	0.4	0.164	0.158	4	1.59	0.47
AG-36A	12	116	20	14	15	6	14.3	103	4.4	< 0.1	450	17.4	33.4	4.53	17.8	3.36	1.11	2.7	0.43	2.3	0.47	0.193	0.208	< 3	2.59	0.82
AG-43	11	111	50	11	19	37	16	132	3.9	0.5	560	20	40	4.97	19.5	3.86	1.14	3.15	0.48	2.64	0.51	0.214	0.219	< 3	3	1.08
AG-46	9	94	20	10	13	29	11.2	114	3.6	0.5	481	17.2	35	4.42	17.3	3.38	0.989	2.54	0.37	1.98	0.37	0.148	0.14	< 3	2.52	0.89
AG-47	22	201	160	26	61	20	15.6	112	3.2	0.9	383	19.1	40.4	5.42	21.8	4.23	1.29	3.22	0.51	2.76	0.52	0.229	0.227	5	2.35	0.76
AG-51	17	152	100	18	42	31	13.9	121	5	1.1	478	15.3	29.7	4.1	16.4	3.62	1.14	3.02	0.46	2.55	0.49	0.199	0.189	5	2.19	0.85
AG-54	10	99	20	10	12	30	17.2	145	5.6	0.4	605	26.3	41	6.83	27.1	5.23	1.6	4.15	0.59	3.14	0.58	0.22	0.217	7	1.89	0.63
AG-56	13	125	260	22	163	34	12.6	123	4.7	1.5	616	22.1	43	5.59	22.8	4.18	1.13	2.96	0.42	2.28	0.42	0.176	0.166	6	2.84	0.9
AG-59A	10	95	30	11	19	43	11.7	110	3.3	2.7	557	15.4	28.8	3.64	14.3	2.88	0.892	2.39	0.36	1.97	0.38	0.164	0.161	9	3.53	1.47
AG-60	20	192	340	30	130	27	15.4	138	7.7	0.8	597	32.9	62.8	7.25	28	4.83	1.34	3.52	0.51	2.79	0.55	0.212	0.212	6	2.6	0.85
AG-61	20	164	220	28	98	23	17.5	130	3.8	0.6	633	24.1	50.1	6.45	26.3	4.98	1.4	3.76	0.56	3.07	0.59	0.245	0.236	10	2.91	1.01
AG-63	11	93	90	15	36	17	10.9	81	2.6	0.6	299	13.1	23.3	3.12	12.8	2.43	0.853	2.03	0.32	1.74	0.34	0.139	0.143	6	1.27	0.43
AG-65	10	71	20	10	11	32	9.8	98	2.5	1.6	407	12.3	25.2	3.13	12.8	2.64	0.82	2.02	0.31	1.68	0.33	0.136	0.135	6	2.55	0.63
AG-76	10	90	30	6	10	44	96.1	99	3	1.4	713	174	43.9	38.6	160	29.1	10.2	26.4	3.66	18.7	3.37	1.25	1.17	11	3	1.2
AG-77	8	68	30	10	14	28	11.7	114	3	1.1	503	12.6	22.3	3.14	12.9	2.67	0.832	2.25	0.34	1.99	0.39	0.171	0.164	6	2.84	1.17

2

Estos análisis fueron graficados en el diagrama de TAS de álcalis vs sílice (Total Alkali vs Sílice, Le Bas *et al.*, 1986) (Fig. 57) en donde se aprecia que las rocas estudiadas caen en el campo de las rocas basálticas hasta dacitas. En particular el CVEA (El Águila) está compuesto por rocas que varían de andesitas basálticas a andesitas acidas con un rango de composición de 54.48 a 62.95 wt% de SiO₂. Las rocas de los conos de escoria (CEA) varían en composición de 50.69 a 52.42% de peso en SiO₂ (basalto a andesita basáltica); mientras que las muestras del complejo de domos La Taza-La Nieve-El Burro tienen un rango de composición que va de 54.13 a 66.09 % de peso en SiO₂ (andesita a dacita con una muestra en el campo de las traquiandesitas basálticas).

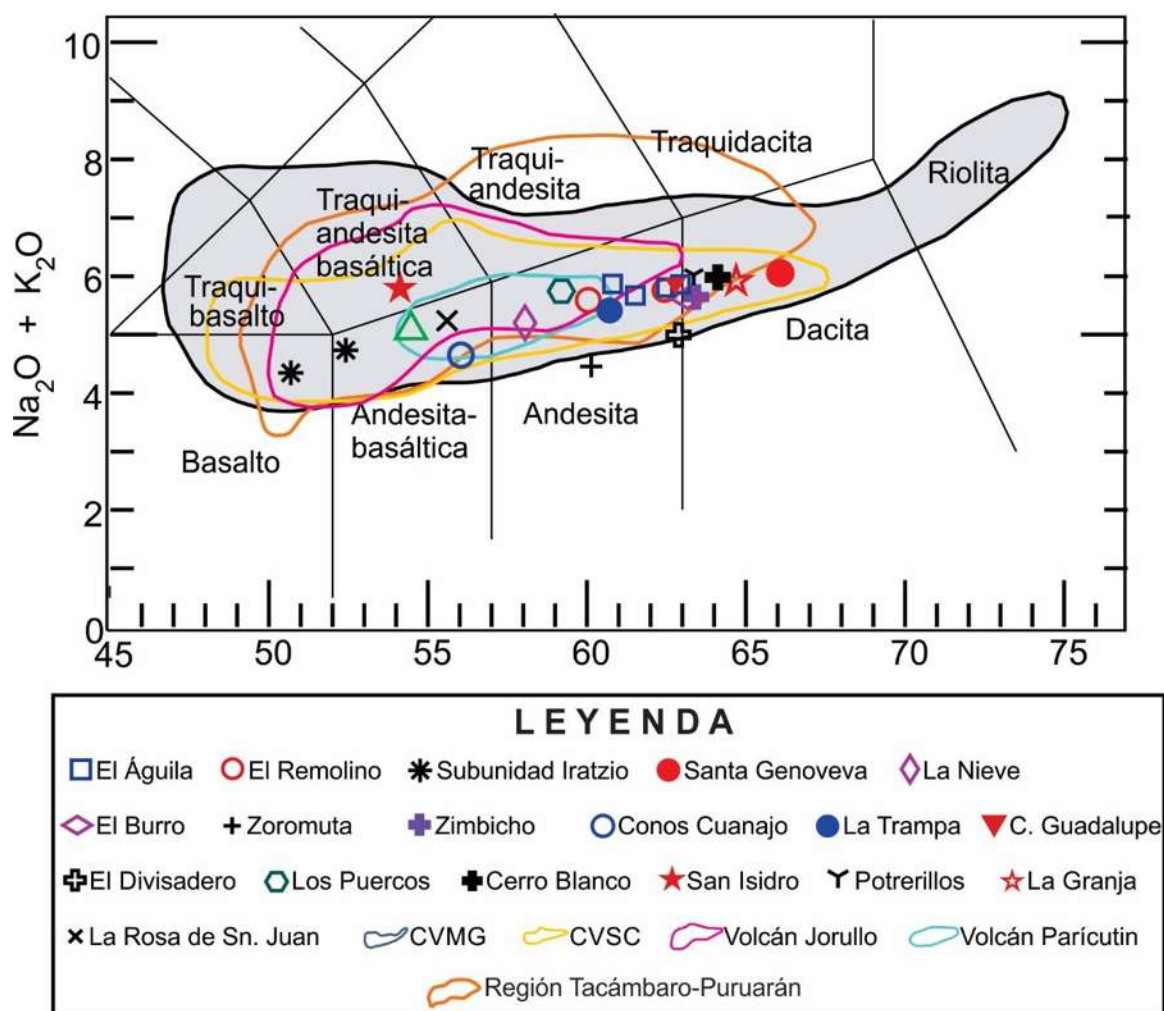


Figura 57: Diagrama TAS (Total Alkali vs Sílice, Le Bas *et al.*, 1986) que muestra los diferentes tipos de rocas volcánicas de la zona de estudio. Todas estas rocas muestran una composición similar a las rocas del CVMG y del CVSC (de los autores anteriormente citados). Las abreviaciones son: CVMG – Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato; CVSC – Campo Volcánico Sierra Chichinautzin.

7.4.1. Diagramas Harker.

En los diagramas Harker de la figura 58 se distinguen tendencias de los elementos mayores con respecto al aumento en el contenido de sílice. Para el Águila (CVEA) se observan correlaciones negativas en MgO, FeO*, TiO₂ y P₂O₅; en el K₂O una correlación positiva, y para Al₂O₃, Na₂O, CaO presentan poca variabilidad.

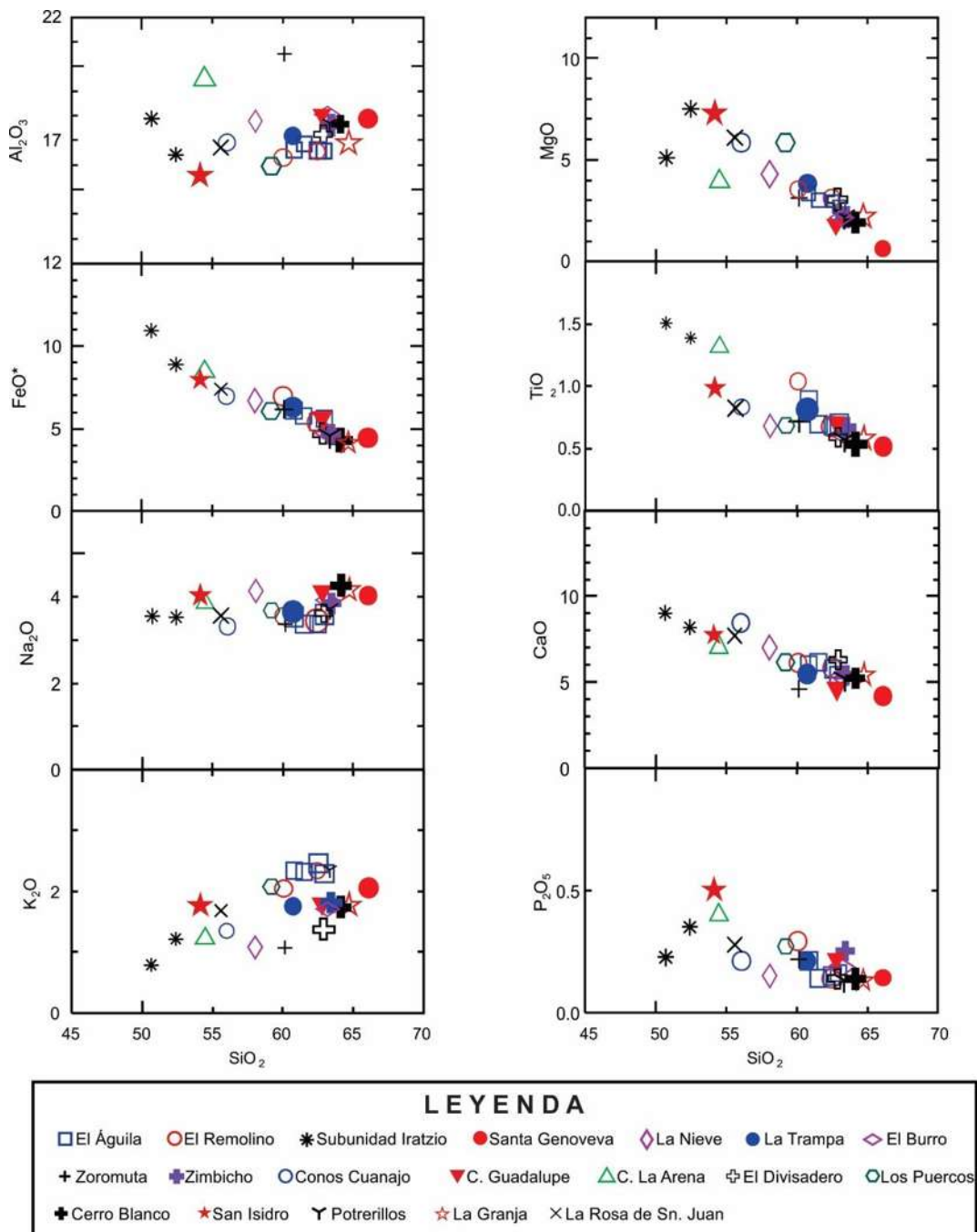


Figura 58: Diagramas tipo Harker de elementos mayores de algunas rocas de la zona de estudio.

Los conos de escoria que rodean al CVEA presentan correlaciones negativas en Al_2O_3 , FeO , TiO_2 y CaO ; mientras que MgO y P_2O_5 son positivas, y en Na_2O se tiene poca variación. Estos mismos diagramas del complejo de domos La Taza-La Nieve-El Burro se comportan de manera diferente: se observa una correlación negativa en MgO , FeO , TiO_2 , y CaO , mientras que en Al_2O_3 , Na_2O , K_2O y P_2O_5 se observa una distribución discontinua. Estos comportamientos diferentes son esperables dado que cada volcán fue alimentado por un magma distinto excepto por el Complejo Volcánico del Aguila.

7.4.2. Diagramas multielementos.

En el diagrama de multielementos (Fig. 59) se encuentran graficados los resultados obtenidos del análisis químico de los elementos trazas realizados en este trabajo. Se pueden observar anomalías positivas de Cs, Rb, Ba y Pb (elementos incompatibles) y negativas en Nb, Ta, Ce y, ligeramente negativa en Sr. En todas las muestras los elementos LILE están más enriquecidos respecto a los HFSE, sin embargo, en las muestras de los domos La Taza-La Nieve-El Burro y volcanes aledaños se observa una anomalía negativa de Nb más notable, así como positivas de La, P y Nd, así como un enriquecimiento en HREE.

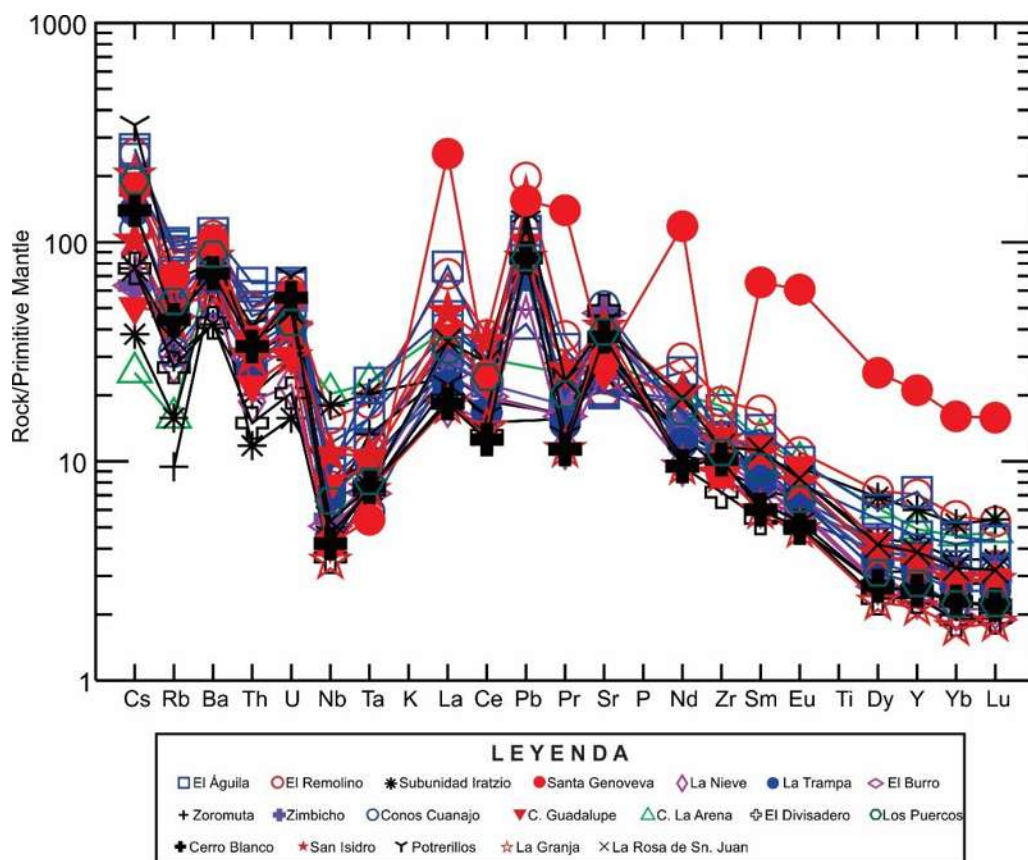


Figura 59: Diagrama multielementos con valores normalizados con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Se distinguen diferencias entre el CVEA y el complejo de domos La Taza-La Nieve-El Burro.

En el diagrama de tierras raras (Fig. 60) se observa un comportamiento heterogéneo para las rocas del CVEA como para las de la zona de los domos La Taza-La Nieve-El Burro, en donde estas últimas están más enriquecidas en tierras raras ligeras. Así mismo se observa una sutil anomalía negativa de Eu en las rocas del CVEA, mientras que para las tierras raras pesadas se observa un comportamiento prácticamente sin cambios, a partir del Ho y hasta el Lu.

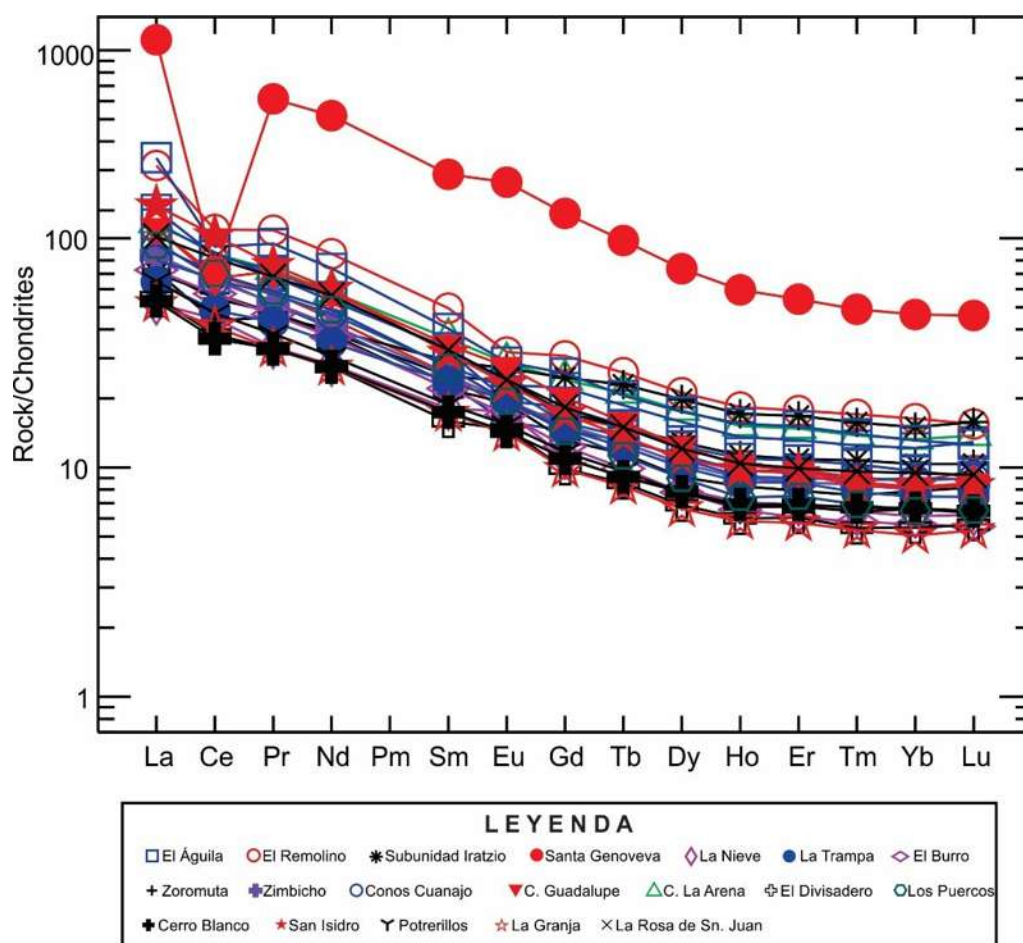


Figura 60: Diagrama multielementos de REE normalizados con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Se puede observar claramente un enriquecimiento de tierras raras en las muestras de la zona de los domos La Taza-La Nieve-El Burro.

En los diagramas Harker para elementos traza (Fig. 61) graficados con respecto al aumento de SiO_2 se observa una correlación positiva del Rb para las muestras del CVEA, así como una tendencia plana para el Ba, Sr, V, Ni y Sc. Para los demás elementos se observan resultados dispersos que no permiten hacer alguna correlación. Para las rocas de los domos La Taza-La Nieve-El Burro y área alrededor de estos, se tiene una correlación negativa en los elementos V, Cr, Ni y Sc, mientras que el Yb presenta una tendencia plana, y para el resto de los elementos se tienen resultados dispersos que no permiten hacer alguna correlación.

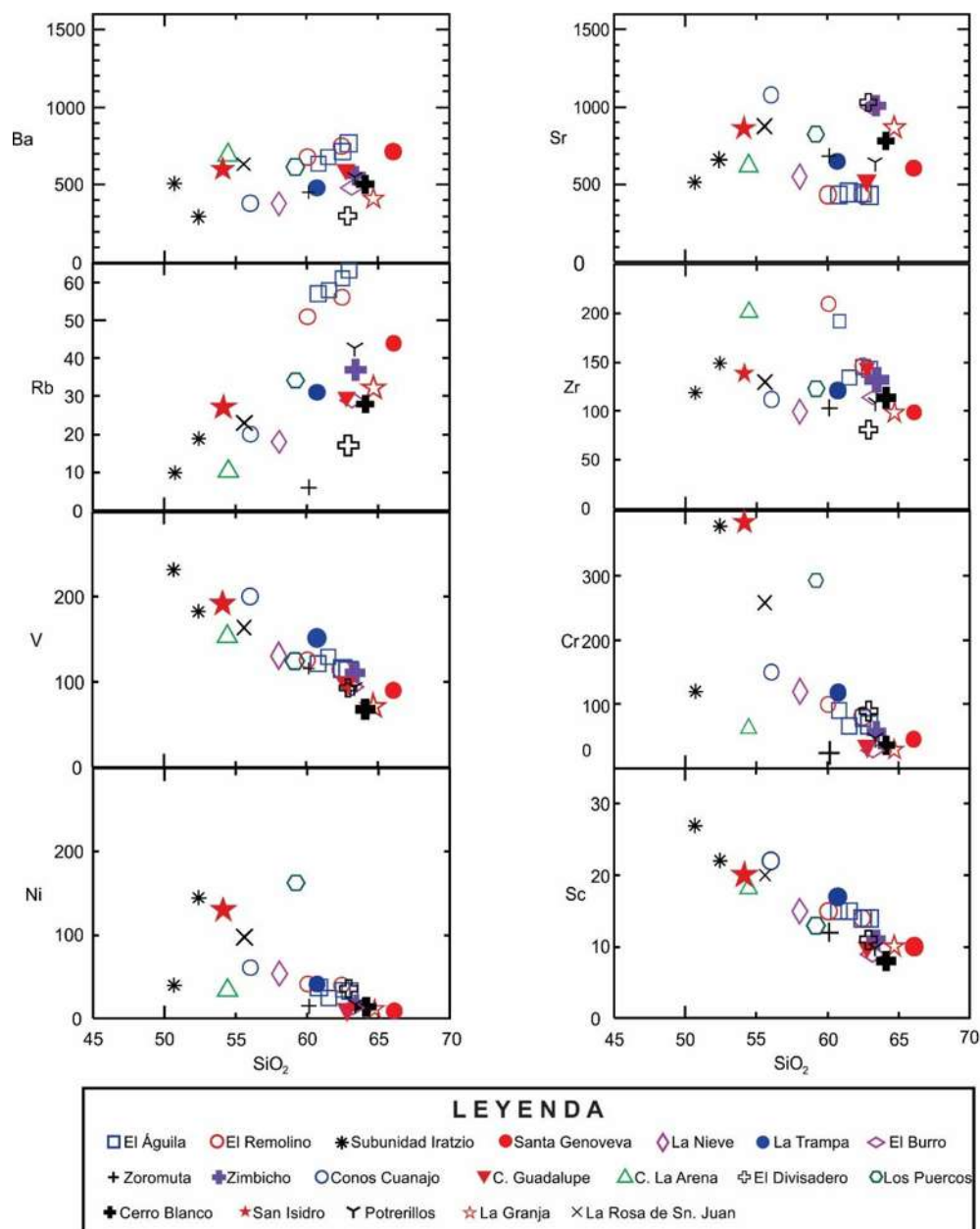


Figura 61: Diagramas Harker para algunos elementos traza de las muestras de la zona de estudio.

Capítulo 8

Discusión

En ese capítulo se llevará a cabo la discusión de los resultados obtenidos a partir de las observaciones en campo, petrografía de las secciones delgadas, análisis de la química de las muestras recolectadas en comparación con los estudios hechos en el área alrededor del Lago de Pátzcuaro, la región de Tacámbaro-Puruarán y el Campo Volcánico Sierra Chichinautzin.

8.1. Comparación morfométrica.

Los aparatos volcánicos de la zona de estudio se asemejan a la mayoría de los que existen en el CVMG en cuanto a sus parámetros morfológicos, como se puede observar en la tabla 8.

Tabla 8: Comparación de datos morfométricos de diferentes tipos de aparatos volcánicos de este trabajo con algunos otros del CVMG.

<i>VOLCÁN</i>	<i>DIÁMETRO BASAL (km)</i>	<i>ALTURA (m)</i>	<i>ÁREA (km²)</i>	<i>VOLUMEN (km³)</i>	<i>EDAD (Ma)</i>
<i>SEMIESCUDOS</i>					
Complejo Volcánico El Águila*	14.5	1,060	145	7	0.8
Cerro Grande ^a	17.5	1,000	248	10	2.27
Cerro Buenavista Tomatlán ^a	8	620	170	5	0.54
Cerro Culiacán ^a	5	1,100	75	3	2.1
Yahuarato ^b	6	469	22	1.59	0.54
<i>CONOS CINERÍTICOS</i>					
San Isidro*	0.5	160	5.9	0.1	0.02
Iratzio*	0.6	80	2.9	0.005	1
La Taza ^b	0.7	150	10	0.029	0.008
Jorullo ^c	1.45	385	10.8	0.36	1759-1774
Cerro Partido ^c	1.02	102	0.5	0.05	0.62
Cerro La Laguna ^c	1.03	215	0.6	0.04	0.08

	DOMOS				
El Burro*	3.7	500	14	1.8	0.7
La Nieve*	2.2	400	27	1.8	0.08
La Taza*	2	380	27	0.6	0.12
Chapultepec ^b	2.1	185	4.2	0.09	-
Vado ^b	1.6	201	1.71	0.09	-
El Jabalí ^c	0.9	120	1.5	0.03	0.96
Don Nato ^c	1.3	160	2.1	0.03	0.38

*- Este trabajo; ^a – Ban, et al., 1986; ^b – Osorio-Ocampo, 2014; ^c – Guilbaud, et al., 2012.

En la tabla anterior se observan similitudes y diferencias en los datos recopilados respecto a los obtenidos por diversos autores (Hasenaka y Carmichael 1985; Ban et al., 1986; Guilbaud et al., 2012; y Osorio-Ocampo, 2014). En los volcanes semiescudo las características morfométricas del CVEA son parecidas únicamente con las del Cerro Grande, mientras que con el resto son notoriamente diferentes. Hasenaka y Carmichael determinaron que un cono cinerítico de tamaño mediano perteneciente al CVMG tiene una altura promedio de 90 m, diámetro basal de 800 m, y un volumen de 0.021 km³, datos que concuerdan con los del cono Iratzio y varían ligeramente respecto a los del volcán San Isidro, La Laguna y Cerro Partido (en Tacámbaro). Respecto a los domos, los estudiados en este trabajo tienen características semejantes entre ellos, sin embargo defieren de los del resto que se observan en la tabla tanto en el diámetro como en la altura, el área que encierran y el volumen, siendo claramente más pequeños.

8.2. Tectónica regional.

En el área de estudio ocurre el sistema de fallas de Morelia-Acambay con la falla Cointzio (dirección E-O) que corta parte del flanco este del volcán El Águila, y la falla Huiramba (dirección NE-SO) afecta al mismo volcán en su parte sur. Esta última también corta a la subunidad LA. Así mismo, al sur de los domos La Nieve, La Trampa y la Calavera se encontró una fractura de ~6.1 km con dirección preferente casi E-O, la cual se alinea con al menos 5 estructuras volcánicas.

De igual manera, se observa un lineamiento de volcanes en escudo en dirección E-O como sigue: El Águila (0.72 Ma), El Remolino (0.62), Yahuarato (0.54 Ma), Tariaqueri y El Bosque, de

composición andesítica los cuatro (El Águila con valores de 60.05 a 62.51% de peso en SiO_2 , mientras que los restantes van de 58.39 a 59.86% de SiO_2), y con edades relativamente cercanas entre sí. A su vez, El Águila se alinea en dirección NE-SO con los volcanes en escudo Tetillas y Quinceo, estos dos últimos de composición andesítico-basáltica a andesítica. Y hacia el sur del área de estudio se distingue también un lineamiento NE-SW de los domos La Víbora, Zoromuta, La Nieve y Guadalupe, de composición dacítica (de 58.06 a 62.79 % de peso en SiO_2), y con edades que van de 0.32 Ma (Guadalupe) al reciente (La Nieve, 0.08 Ma). Las tendencias (E-O y NE-SO) de los lineamientos mencionados anteriormente tienen la misma dirección que el sistema de fallas Morelia-Acambay activo desde el Mioceno tardío (Garduño et al., 2009) que produce fallas y fracturas por donde asciende el magma, dando origen a la mayor parte del vulcanismo en el CVMG, y los que aparentemente no tienen una dirección preferente es posible que se hayan formado debido a reactivaciones de fallas antiguas por el movimiento de las más recientes.

8.3. Evolución volcánica.

De acuerdo a los resultados obtenidos de los análisis radiométricos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se construyó un modelo evolutivo de la zona de estudio que comprende desde el Plioceno tardío (< 3 Ma) al reciente. En dicho modelo se compara el estudio hecho por Osorio-Ocampo (2014) en los alrededores del lago de Pátzcuaro, otro hecho en la región de Tacámbaro-Puruarán por Guilbaud (2012) y con los trabajos llevados a cabo en el Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSC) por diferentes investigadores.

Al inicio del Plioceno Tardío la actividad volcánica en la zona está representada por el domo Zoromuta (3.8 ± 0.96 Ma), Lava Lagunillas (2.98 ± 0.47 Ma) y el domo El Divisadero (2.6 ± 0.73 Ma.). Durante el Pleistoceno Inferior surgen los domos La Trampa (2.0 ± 0.53 Ma), Santa Genoveva (1.9 ± 0.22 Ma), La Yerbabuena (1.6 ± 0.62 Ma), Cerro Blanco (1.47 ± 0.34 Ma), Cerro Unguarán (1.46 ± 0.14 Ma), Zimbicho (1.3 ± 0.3 Ma), y el cono cinerítico Iratzio (1.0 ± 0.13 Ma). En el Pleistoceno Medio nace el volcán semiescudo El Águila (0.72 ± 0.08 Ma), los domos El Burro (0.70 ± 0.08 Ma), Cerro Piedra Gorda (0.65 Ma, ya reportado por CFE), el volcán semiescudo El Remolino (0.62 ± 0.02 Ma, tomado de Gómez-Vasconcelos 2012), los domos La Taza (0.37 ± 0.02 Ma), el cono Los Puercos (0.37 ± 0.02 Ma) y el domo Guadalupe (0.14 ± 0.06 Ma). Finalmente, el Pleistoceno Superior está representado por el domo La Nieve (0.088 ± 0.3 Ma), los conos cineríticos de Cuanajo (28.17 ± 0.16

ka) y el volcán San Isidro (21.49 ± 0.90 ka). La síntesis estratigráfica que resume lo anterior se presenta en la figura 62.

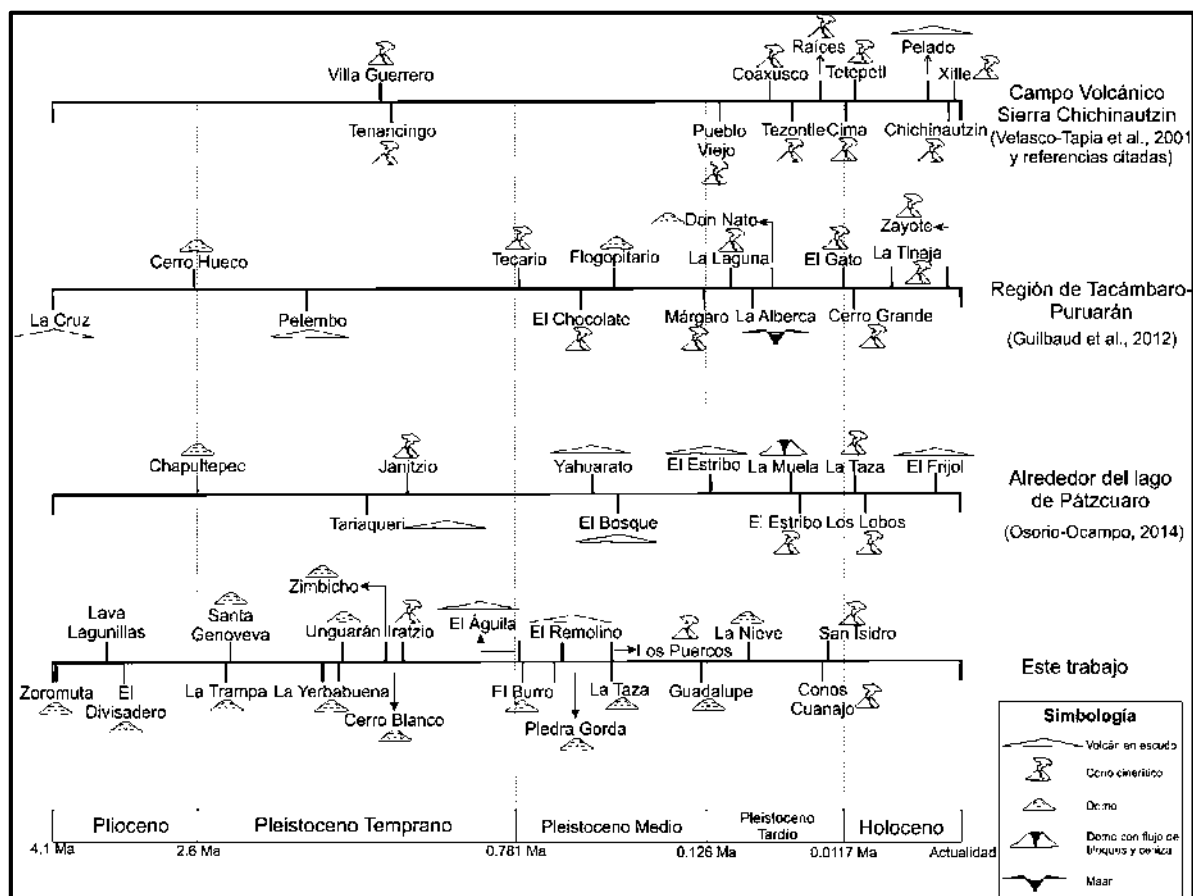


Figura 62: Síntesis estratigráfica de la zona de estudio en donde se comparan los resultados obtenidos con los alrededores del lago de Pátzcuaro, la región de Tacámbaro-Puruarán y el Campo Volcánico Sierra Chichinautzin.

De la figura anterior se puede observar que a finales del Plioceno tuvo lugar la formación de dos domos y un volcán en escudo: Cerro Hueco, Santa Genoveva y La Cruz; en el Pleistoceno Inferior la actividad en la zona está representada por tres domos (La Trampa, La Yerbabuena y Unguarán, tres volcanes en escudo (El Águila, Tariaqueri y Petembo), y cuatro conos cineríticos (Iratzio, Janitzio, Tenancingo y Villa Guerrero). Durante el Pleistoceno Medio surgieron cuatro domos (El Burro, La Taza, Guadalupe y Flogopitario), tres volcanes en escudo (El Remolino, Yahuarato y El Bosque) y cuatro conos cineríticos (Los Puercos, Tecario, El Chocolate y Márgaro), resaltando una ausencia de

vulcanismo en la Sierra Chichinautzin para este periodo de tiempo. Para el Pleistoceno Superior se incrementa notablemente la actividad con la formación de tres domos (La Nieve, La Muela y Don Nato), un volcán en escudo (El Estribo), un maar (La Alberca) y siete conos cineríticos (San Isidro, El Estribo, La Laguna, Pueblo Viejo, Coaxusco, Tezontle y Raíces). Finalmente, aunque para la zona de estudio no hubo actividad en el Holoceno en las otras tres regiones se construyeron dos volcanes en escudo (El Frijol y Pelado) y 10 conos cineríticos (Los Lobos, La Taza, El Gato, Cerro Grande, La Tinaja, Zayote, Cima, Tetepetl Chichinautzin y Xitle). El Campo Volcánico Sierra Chichinautzin, los alrededores del lago de Pátzcuaro y la zona de estudio tienen una densidad similar (8.84, 8.5 y 8 volcanes/100 km², respectivamente), mientras que el área de Tacámbaro-Puruarán es mucho mayor (16.52 volcanes/100 km²).

Cronológicamente, durante el Plioceno sólo tuvo lugar la formación de un domo que expulsó 0.5 km³ de material; en el Pleistoceno inferior se formaron 14 estructuras: el volcán El Águila (tipo escudo), cuatro conos cineríticos alrededor de éste, el derrame fisural Lava Lagunillas y ocho domos, con una tasa de emisión para este periodo de 0.02 km³/10,000 años; en el Pleistoceno medio se constituyeron un total de nueve estructuras: un volcán en escudo (El Remolino), un cono de lavas (Los Puercos) y siete domos, con una tasa de emisión de 0.13 km³/10,000 años; posteriormente en el Pleistoceno tardío ocurrió la erupción de cinco aparatos: un domo (La Nieve) y cuatro conos cineríticos, con una tasa de emisión de 0.16 km³/10,000 años para este periodo. En total, se tiene un volumen de ~15.43 km³ de material emitido en un área aproximada de 450 km² en los últimos 2.9 Ma, lo que da una tasa de emisión de 0.053 km³/10,000 años para la zona de estudio. Este resultado es mucho menor al que se tiene en el CVSC que estimaron Arce y colaboradores (2013) de 4.7 km³/10,000 años, ligeramente mayor en los alrededores del Lago de Pátzcuaro (0.050 km³/10,000 años), y menor también al estimado para el área de Tacámbaro-Puruarán (0.103 km³/10,000 años).

8.4. Origen de los magmas.

Si bien no se hicieron estudios petrológicos detallados, con los resultados obtenidos se tratará de explicar el origen y la evolución magmática ocurrida en el área de estudio.

La composición de las rocas en la zona correspondiente a este estudio varía de basálticas a dacíticas, predominando las andesitas. Dicha variedad de tipos de magmas en un área relativamente

pequeña (450 km²) sugiere que las rocas del área de estudio se formaron a partir de diferentes pulsos magmáticos asociados a fuentes y procesos subcorticales diferentes. Las anomalías negativas de Nb y Ta en los diagramas multielementos (Figura 55) indica que son típicas de ambientes de subducción.

En seguida se exponen dos hipótesis que pudieran explicar el origen de los magmas que dieron origen a los volcanes de este estudio.

8.4.1. Mezcla de magmas.

La mayoría de las secciones delgadas elaboradas a partir de las rocas recolectadas del área de estudio presentan plagioclasas zonadas y/o con textura tamiz, así como cristales con bordes de reacción, lo que podría indicar disequilibrio en el magma antes de salir a la superficie. Las plagioclasas que tienen textura tamiz o zonación se dan por el disequilibrio ocasionado al entrar en contacto dos magmas a diferentes temperaturas (Rutherford et al., 2003).

En el caso del Complejo Volcánico El Águila se encontraron plagioclasas con textura tamiz y zonadas, que incluye al volcán en escudo y sus conos monogenéticos (Figura 58).

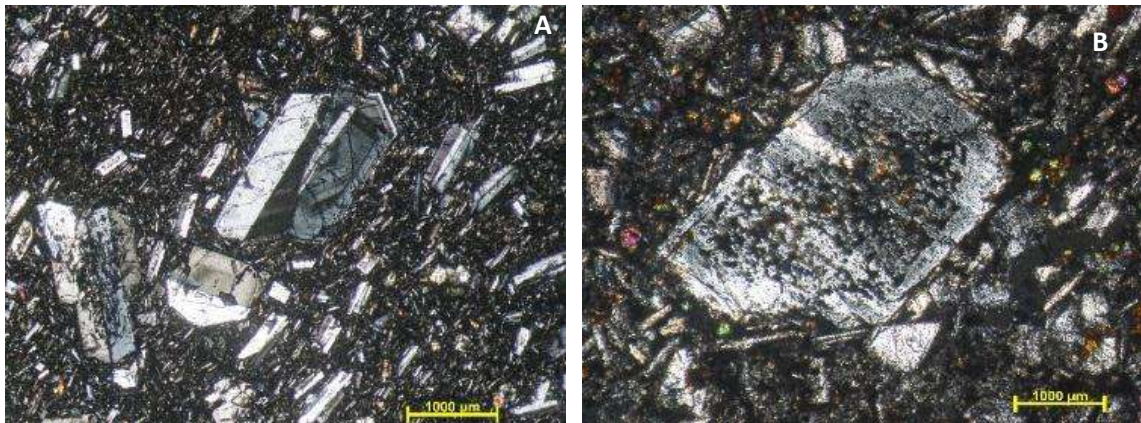


Figura 58: Fotomicrografías de **A)** Muestra del punto AG-25 (CVEA, cerca de la cima), en donde se observan dos plagioclasas, una con textura tamiz y otra zonada; **B)** Plagioclasea con textura tamiz en AG-13 (cono La Caja).

La mayoría de las rocas de los domos alrededor del complejo La Taza-La Nieve-El Burro presentan anfíboles que, bajo el microscopio petrográfico, se ven con bordes de reacción, lo que se podría interpretar como una deshidratación del magma por descompresión (Rutherford et al., 1985); algunas tienen también plagioclasas zonadas y con textura tamiz, y olivinos con golfos de corrosión (Figura 59).

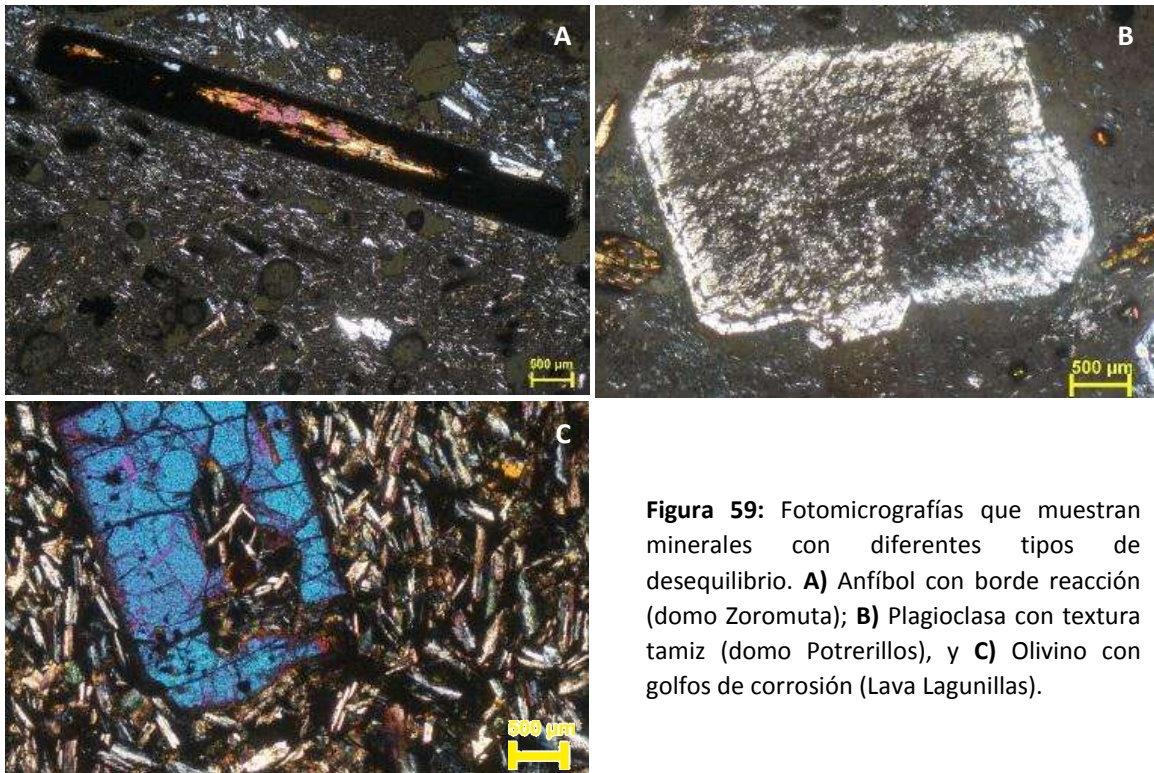


Figura 59: Fotomicrografías que muestran minerales con diferentes tipos de desequilibrio. **A)** Anfíbol con borde reacción (domo Zoromuta); **B)** Plagioclasea con textura tamiz (domo Potrerillos), y **C)** Olivino con golfos de corrosión (Lava Lagunillas).

8.4.2. Asimilación magmática

Dicho proceso puede explicarse analizando los diagramas multielementos (Figura 54). Los resultados obtenidos de elementos incompatibles (como Cs, Rb, Ba y Th) comparados con el manto primitivo van de 10 a 300, aproximadamente, en escala logarítmica. Dichos elementos no son compatibles con la fase líquida del manto debido a que no hay minerales en los que puedan entrar a sustituir a los elementos mayores, por lo cual se enriquecen en la corteza continental y en zonas de subducción.

En el área de estudio hay dos casos particulares que no habían sido reportados antes: en los puntos AG 59 y AG-77 (cerro Potrerillos y cerro Blanco, respectivamente) se encontraron rocas con fenocristales de mica biotita que son atípicas en la zona. Son de color dorado con algunas partes gris oxidado y llegan a medir hasta 6 mm de largo (Figura 65). En la zona de Pátzcuaro se reportó un xenolito granítico encontrado en brechas volcánicas (Arócutin, ribera sur del Lago de Pátzcuaro), aportando datos sobre la composición y el proceso de asimilación de la corteza poco profunda sobre la cual se desarrolla el vulcanismo monogenético en el CVMG. Dentro de ese mismo campo sólo se han localizado rocas con biotita como fenocristales en la Sierra El Fraile, al sur de Cd. Hidalgo y al este de Villa Madero en lavas de un complejo de domos (Pasquarè et al., 1991), fechadas por métodos radiométricos en 4.3 ± 0.4 Ma y 2.16 ± 0.2 Ma, respectivamente. Un caso similar se da en el Campo Volcánico Mascota (estado de Jalisco) en donde se han reportado fenocristales de minerales hidratados como flogopita y anfíbol (Gómez-Tuena et al., 2011) con edades que van de los 2.2 ± 0.06 Ma hasta 5,000 años (Ownby et al., 2008). La teoría más acertada acerca del origen de estos minerales es la que expusieron Carmichael et al. (1996) y Luhr (1997a), que afirman que el origen de las rocas potásicas del bloque Jalisco está relacionado con la fusión parcial de vetas ricas en flogopita, anfíbol, piroxeno y apatita, en donde estas podrían ser una consecuencia del régimen de subducción actual y estar asociadas con la desestabilización del anfíbol en la placa oceánica que subduce a ~80 km de profundidad, la consecuente liberación de fluidos o fundidos, y su reacción con las peridotitas del manto.

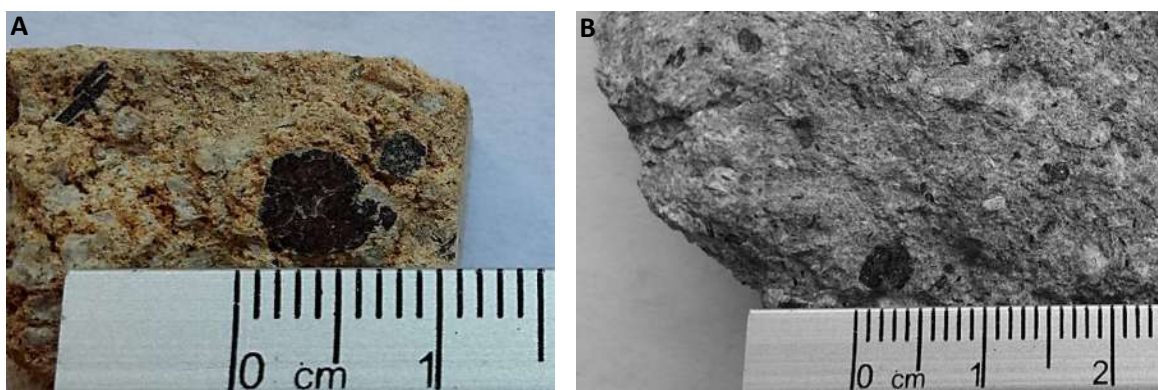


Figura 65: Rocas recolectadas en los puntos AG-59 (A) y AG-77 (B); se pueden observar los fenocristales de biotita en una matriz de vidrio que además contiene otros minerales como anfíbol, plagioclasa y cuarzo.

Capítulo 9

Conclusiones

1. Por medio de la cartografía a escala 1:45 000, trabajo de campo, secciones estratigráficas levantadas y fechamientos radiométricos ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ y ^{14}C) se logró reconstruir la evolución volcánica en el área del Complejo Volcánico El Águila y alrededor de los domos La Taza-La Nieve-El Burro.
2. El vulcanismo en esta parte del CVMG inició durante el Plioceno Tardío con el surgimiento de los domos dacíticos Santa Genoveva y Cerro Blanco, La Trampa, Unguarán y La Yerbabuena; le siguió una fase explosiva que formó los conos cineríticos de El Águila de composición basáltica; posteriormente el vulcanismo se tornó variable (efusivo y explosivo) en el Pleistoceno Medio con el nacimiento de los volcanes El Águila y El Remolino, Los Puercos, de composición andesítico-basáltica a andesítica, y contemporáneos a estos surgieron los domos La Taza, El Burro y Guadalupe; y en el Pleistoceno Tardío la actividad dentro del área de estudio finaliza con el domo andesítico La Nieve, y los conos cineríticos San Isidro y Cuanajo.
3. El total de estructuras volcánicas en el área de estudio son 34, incluye volcanes tipo escudo, conos cineríticos, domos y un derrame fisural, que en conjunto expulsaron un total de $\sim 15.43 \text{ km}^3$ de material en los últimos 3.8 Ma, dando una tasa de emisión promedio de $0.053 \text{ km}^3/10 \text{ ka}$ años.
4. Las rocas que constituyen los diferentes volcanes están compuestas por basaltos (compuestos por plagioclasa $\pm$ olivino), andesitas basálticas (plagioclasa $\pm$ olivino $\pm$ clinopiroxeno), andesitas (plagioclasa, $\pm$ clinopiroxeno $\pm$ ortopiroxeno) y dacitas (plagioclasa $\pm$ anfíbol $\pm$ mica biotita).
5. El contenido de sílice en las rocas va de 50.69 a 66.09 % en peso. Con estos valores se clasificaron en el diagrama TAS como basaltos, andesitas basálticas, andesitas (siendo las más abundantes) y dacitas. En cuanto a los diagramas Harker, estos presentaron tendencias dispersas lo que indique una posible heterogeneidad en la fuente que originó los magmas emitidos en la zona de estudio. Los diagramas normalizados a condrita muestran que las rocas tienen patrones similares. En la normalización con tierras raras resalta el

enriquecimiento en LILEs y las anomalías negativas en Nb, Ta y Ti, lo cual indica que los magmas se formaron en un ambiente tectónico de subducción.

Bibliografía

Arce, J. L., Layer, P. W., Lasitter, J., Benowitz, J. A., Macías, J. L., Ramírez- Espinosa, J., 2013. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry and isotopic analyses of the Quaternary Chichinautzin Volcanic Field, south of Mexico City: Implications for timing, effusion rate, and distribution of the volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 75: 774.

Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, T., 1992. K–Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofísica Internacional*, 31: 467-473.

Best, M.G., Christiansen, E.H., 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, 2: 303-304.

Bloomfield, K., 1975. A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundschau*, 64: 476-497.

Carmichael, I., Lange, R., Luhr, J., 1996. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extensión above a subduction modified mantle wedge, *Contrib. Mineral Petrol.*, 124: 203-333.

Carranza-Castañeda, O., 1976. *Rhynchotherium falconeri* del rancho La Goleta, Michoacan, Mexico. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Congreso Latinoamericano de Geología, México, 3, 28 pp.

Carrasco-Núñez, G., Richter, K., Chesley, J., Siebert, I., Aranda-Gómez, J. J., 2005. Contemporaneous eruption of calc-alkaline and alkaline lavas in continental arc (Eastern Mexican Volcanic Belt): Chemically heterogeneous but isotopically homogeneous source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150: 423-440.

Connor, C.B., 1987. Structure of the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33: 191-200.

Corona-Chávez, P., Reyes-Salas, M., Garduño-Monroy, V. H., Israde-Alcántara, I., Lozano-Santa Cruz, R., Morton-Bermea, O., y Hernández-Álvarez, E., 2006. Asimilación de xenolitos graníticos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato: el caso de Arócutin Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23: 233-245.

Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, *Revista Instituto de Geología*, 2: 172-187.

DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., Stein, S., 1994. Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, 21: 2191-2194.

Erlund, E. J., Cashman, K. V., Wallace, P. J., Pioli, L., Rosi, M., Johnson, E., Delgado Granados, H., 2009. Compositional evolution of magma from Parícutin Volcano, Mexico: The tephra record. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197: 167-187.

Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández-Bernal, M. S., 2003a, Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin, en *Reunión Anual 2003, Resúmenes: GEOS*, 23(2), 210.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522: 122-149.

Garduño-Monroy, V. H., Arreygue-Rocha, E., Israde-Alcántara I., Rodríguez-Torres G. M., 2001. Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18: 37-54.

Garduño-Monroy, V.H., Pérez-Lopez, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szyńska-Ruk, E., Hernández-Madrigal V.M., García-Zepeda, M.L., Corona-Chávez P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., Lopez-Granados, E., Mora Chaparro, J.C., 2009.

Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central México. *Geofísica Internacional*, 48: 319-335.

Gómez-Tuena A., MaT O-E, Ferrari L (2007). Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. In: Alaniz-Álvarez SA and Nieto-Samaniego AF (eds). *Geology of México, celebrating the centenary of the Geological Society of México*. Geol Soc Am Spec Pap 422: 129-181.

Gómez-Tuena, A., Mori, L., Goldstein, S. L., Pérez-Arvisu, O., 2011. Magmatic diversity of western Mexico as a function of metamorphic transformation in the subducted oceanic plate, *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 75: 213-241.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel M. T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57:227-283.

Gómez-Vasconcelos, G., 2012. *Geología y Estratigrafía Volcánica de la Sierra de Mil Cumbres*. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Tesis de Maestría, pág. 141.

Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V. H., Le Corvec, N., 2011. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201: 97-112.

Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, Paul., Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacambaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 74: 1187-1211.

Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, Paul., Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacambaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 74: 1187-1211.

Hasenaka, T., 1994. Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63: 13-31.

Hasenaka, T., Carmichael, I., 1985. The cinder cones at Michoacán-Guanajuato central México: their age, volume, and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25: 105-124.

Hasenaka, T., Carmichael, I., 1987. The Cinder Cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and Chemistry. *Journal of Petrology*, 28: 241-269.

Israde, I., 1995. Bacini lacustri del settore centrale dell' Arco Vulcanico Messicano: stratigrafia et evoluzione sedimentaria basata sulle diatomee, Milano, Italia, Univesita degli Studi di Milano, Ph. D. Thesis, 254 p.

Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V. H., Ferrari, M., 1992. El origen transtensivo de la depresión del lago de Cuitzeo, México, *in* VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Actas de las sesiones científicas; Salamanca, España, 4: 127-131.

Israde-Alcántara, I., y Garduño-Monroy V. H., 1999. Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting; the evolution of the late Neogene Cuitzeo basin system (central western Michoacán, Mexico). *Palaecogeography, Palaeoclimatology, Palaecology*, 15: 209-227.

Jaimes, M.C., 2006. Geología y Geoquímica de la parte central del arco volcánico Chiapaneco, México. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría.

Kostoglodov, V., Bandy, W., 1995. Seismotectonic constraints on the convergence rates between the Rivera and North America plates, *Journal of Geophysical Research*, 100(B9): 17977-17989.

Le Bas, M., Le Maitre, R., Streeckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.

Lenhardt, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Alvarado-Torres, I. S., Hornung, J., Hinderer, M., 2010. Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico), *Bulletin of Volcanology*, 72: 817-832.

Luhr, J., 1997. Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt, *Can. Miner.*, 35: 473-500.

Martin Del Pozo, A.L., 1982. Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, México. *Bulletin of Volcanology*, 45: 9-24.

Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A. F., 1990. Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 9: 33-50.

Nelson, S. A., González-Caver, E. 1992. Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, México. *Bulletin of Volcanology*, 55: 85-96.

Nixon, G., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 541-523.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12): 1127-1230.

Osorio-Ocampo L. S., 2014. Evolución espacio temporal del vulcanismo alrededor del Lago de Pátzcuaro. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Tesis de Maestría, pp 136.

Ownby, S. E., Lange, R. A., Hall, C. M., 2008. The eruptive history of the Mascota volcanic field, western Mexico: age and volume constraints on the origin of andesite among a diverse suite of lamprophyric and calc-alkaline lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177: 1077-1091.

Ownby, S.E., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., 2011. Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancítaro–Nueva Italia region of the central Mexican arc. *Geological Society of America Bulletin*, 123: 274-294.

Pardo, M., Suárez, g., 1993. Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in western Mexico. *Geophysical Research Letters*, 20: 2391-2394.

Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates en southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100: 12357-12373.

Pasquarè, G., Ferrari, L., Covelli, P., De Agostini, G., 1991. Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico. Geological Society of America.

Pérez-Campos X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pachecho, J. F., Singh, S. K., Manea, V. C., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophysics Research Letters*, 35: 1-6.

Rutherford, M.J., Devine, J.D., 2003. Magmatic Conditions and Magma Ascent as Indicated by Horblende Phase Equilibria and Reactions in the 1995-2002 Soufriere Hills Magma. *Journal of Petrology*, 44: 1433-1454.

Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M., 2005. Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141: 225-243.

Siebe, C., Rodríguez- Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guasapala and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130: 197-226.

Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes, en Saunders, A., Norry, M. (eds.), *Magmatism in the ocean basins*, London, Geological Society, Special Publication Classics, 313-345.

Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001. Quaternary intra-arc extensión in the central Trans-Mexican volcanic belt, *Geological Society of America Bulletin*, 113(6), 693-703.

Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J., 1996. Bouger gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico, *International Geology Review*, 38: 176-194.

Urrutia-Fucugauchi, J. and Del Castillo-García, L., 1977. Un modelo del Eje Volcánico Mexicano. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 38: 18-28.

Urrutia-Fucugauchi, J., and Böhnel, H., 1987. Tectonics along the Trans-Mexican volcanic belt according to paleomagnetic data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 52: 320-329.

Velasco-Tapia, F., Verma, S. P., 2001. Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra Chichinautzin: análisis de información y perspectivas, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18: 1-36.

Wallace, P. J., Carmichael, I. S. E., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions, *Contrib. Mineral Petrol.*, 135: 291-314.

Wilcox, R., 1954. Petrology of Paricutin Volcano, Mexico. U. S. Geological Survey, Bulletin. 65-C, 281-354.

ANEXO A: Petrografía de las secciones delgadas elaboradas, correspondientes a las diferentes unidades que conforman el área de estudio.

MUESTRA	COORDENADAS	TIPO DE ROCA	GRANULARIDAD	TEXTURA(S)	MINERALOGÍA	OBSERVACIONES
AG-01	X: 252506 Y: 2175559 Z: 2203 msnm	Andesita basáltica	Inequigranular	Traquítica	Plg: 40%, Ol: 4%, Cpx: 1%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de ol con formas subhedrales a anhedrales, algunos tienen el centro y/o bordes corroídos. Escasos fenocristales de cpx con forma anhedral y bordes corroídos. Plg en forma de microlitos inmersos en una matriz vítrea.
AG-03	X: 252854 Y: 2174454 Z: 2350 msnm	Andesita basáltica	Inequigranular	Traquítica	Plg: 40%, Ol: 10%, Óx: 5%, Vidrio 45%	Fenocristales pequeños de ol, algunos de los cuales presentan bordes corroídos alterándose a iddingsita y con inclusiones de óxidos. La forma de los ol va de euhedral a anhedral, predominando estos últimos. La matriz es vítrea compuesta por microlitos de plg.
AG-06	X: 253892 Y: 2177047 Z: 2090 msnm	Andesita basáltica	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 35%, Ol: 5%, Óx: 5%, vidrio: 55%	Escasos microfenocristales de plg, de subhedrales a anhedrales, moderadamente corroídos en los bordes. Fenocristales de ol subhedrales a anhedrales, muy corroídos de los bordes y del centro, incluso con iddingsita en los bordes. Matriz vítrea con microlitos de plg.
AG-07	X: 254284 Y: 2175043 Z: 2143 msnm	Andesita	Inequigranular	Traquítica	Plg: 40%, Ol: 10%, Óx: 5%, Vidrio 45%	Pequeños fenocristales de ol y plg (de este último son escasos); los ol van de euhedrales a anhedrales (predominan los anhedrales), algunos presentan bordes corroídos (alterándose a iddingsita). Matriz vítrea compuesta por microlitos de plg y ol.

AG-09	X: 256215 Y: 2170947 Z: 2321 msnm	Andesita	Inequigranular	Seriada	Plg: 30%, Cpx: 5%, Opx: 5%, Óx: 5%, vidrio: 55%	Fenocristales de plg euhedrales a anhedrales, algunas de las cuales están un poco corroídos, y otros presentan zoneamiento; otros más tienen textura tamiz. Fenocristales de cpx de subhedrales a anhedrales, algunos presentan poca corrosión. Fenocristales de opx, de subhedrales a anhedrales, están poco corroídos. Se observan glomerocristales de plg y de plg+cpx. Matriz vítrea con microlitos de plg.
AG-10	X: 256732 Y: 2170680 Z: 2190 msnm	Andesita	Inequigranular	Porfídica,seriada	Plg: 45%, Opx: 3%, Cpx: 2%, Óx: 5%, vidrio: 45%	Fenocristales principalmente de plg y en menor proporción de cpx y opx, con formas euhedrales a anhedrales (predominando las subhedrales). Algunas plg tienen bordes de reacción y otros están zonados; algunos se presentan en forma de glomerocristales. Los px son subhedrales a anhedrales, algunos con bordes corroídos. La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-11	X: 255865 Y: 2168171 Z: 2121 msnm	Andesita	Inequigranular	Traquítica, vesicular (?)	Plg: 45%, Opx: 3%, Cpx: 2%, Óx: 5%, vidrio: 45%	Fenocristales principalmente de plg y opx y cpx aunque en menor proporción. Las plg van de euhedrales a anhedrales, predominando estas últimas; la mayoría están corroídos. Los px van de subhedrales a anhedrales, algunos de los cuales están corroídos del centro. La matriz es vítrea con abundantes microlitos de plg.
AG-12	X: 245054 Y: 2166803 Z: 2150 msnm	Andesita basáltica	Inequigranular	Pilotaxítica, traquítica	Plg: 40%, Cpx: 3%, Opx: 2%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Escasos fenocristales de plg con formas subhedrales a anhedrales, la mayoría se observan corroídos de los bordes y algunos incluso del centro. Escasos fenocristales de cpx y opx, de subhedrales a anhedrales; no están corroídos. Matriz vítrea con microlitos de plg.

AG-13	X: 244333 Y: 2167609 Z: 2179 msnm	Basalto	Inequigranular	Seriada	Plg: 40%, Ol: 10%, Óx: 5%, Vidrio 45%	Abundantes fenocristales de plg con formas que van de euhedrales a anhedrales, predominando los anhedrales; presentan sus bordes corroídos, algunos tienen textura tamiz con minerales de alteración rellenando cavidades; también hay algunas zonadas. Los ol son de menor tamaño que las plg, van de subhedrales a anhedrales; sus bordes están corroídos y sustituidos por minerales de alteración. La matriz es vítrea con microlitos de plg y ol.
AG-14	X: 247854 Y: 2172785 Z: 1196 msnm	Basalto	Inequigranular	Traquítica	Plg: 30%, Ol: 20%, Cpx: 5%, Óx: 5%, Vidrio: 40%	Fenocristales de ol mayormente, algunos de px, con formas que van de subhedrales a anhedrales; algunos presentan bordes corroidos. Los px están muy corroidos, son subhedrales. La matriz es vítrea con microlitos de plg y ol, con abundantes vesículas circulares y alargadas.
AG-16	X: 249786 Y: 2173818 Z: 2455 msnm	Andesita	Inequigranular	Seriada	Plg: 35%, Cpx: 3%, Opx: 2%, Ol: 2%, Óx: 5%, vidrio: 53%	Fenocristales de plg con formas euhedrales a anhedrales, algunos presentan el borde corroido, textura tamiz y zoneamiento. Fenocristales de cpx subhedrales a anhedrales, con poca corrosión. Fenocristales de opx subhedrales a anhedrales, algunos presentan el centro corroido. Hay además glomerocristales de cpx y opx. Pocos ol con formas anhedrales, algunos con corona de reacción en los bordes. Matriz vítrea con microlitos de plg. Hay vesículas alargadas.

AG-17	X: 249968 Y: 2172910 Z: 2602 msnm	Andesita	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 40%, Cpx: 9%, Ol: 1%, Óx: 5%, vidrio 45%	Abundantes fenocristales de plg, van de euhedrales a anhedrales, la gran mayoría están alterados (algunos con textura tipo tamiz); hay presencia de glomerocristales de plg, algunas están zonadas. Pocos fenocristales de px con forma subhedral, algunos un poco corroídos en el núcleo. Matriz vítrea con microlitos de plg.
AG-18	X: 246985 Y: 2172538 Z: 2272 msnm	Basalto	Inequigranular	Traquítica, vesicular	Plg: 35%, Ol: 10%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de ol subhedrales a anhedrales, algunos con borde de reacción, alterándose a iddingsita, otros se observan con el centro corroído. Matriz vítrea con microlitos de plg y ol. Abundantes vesículas redondeadas.
AG-19	X: 250287 Y: 2172222 Z: 2795 msnm	Andesita	Inequigranular	Porfídica	Plg: 35%, Cpx: 4%, Opx: 1%, Óx: 5%, vidrio: 55%	Fenocristales de plg con formas subhedrales a anhedrales, la mayoría de los cuales están corroídos, algunos incluso con textura tamiz. Opx y cpx con forma subhedral a anhedral, algunos de ellos con bordes corroídos. Matriz vítrea con microlitos de plg. Hay vesículas alargadas.
AG-21A	X: 251684 Y: 2171749 Z: 2912 msnm	Andesita	Inequigranular	Pilotaxítica, traquítica	Plg: 40%, Ol: 5%, Óx: 5%, vidrio: 50%.	Fenocristales de plagioclasa, subhedrales a anhedrales, algunos con bordes corroídos y textura tamiz. Fenocristales de ol con formas euhedrales a anhedrales con bordes corroídos. Pocos fenocristales de piroxeno, algunos con bordes corroídos. Matriz vítrea con microlitos de plg y ol.

AG-22	X: 247533 Y: 2167990 Z: 2227 msnm	Andesita	Inequigranular	Porfídica	Plg: 35%, Cpx: 3%, Opx: 1%, Ol: 1%, Óx: 5%, vidrio: 55%	Fenocristales de plg con forma subhedral a anhedral, la mayoría están corroídos y algunos con textura tamiz; algunos también están zonados. Cpx con forma subhedral a anhedral, se observan con poca corrosión y algunos con textura tamiz. Fenocristales de opx y ol con forma subhedral y anhedral, un poco corroídos. Matriz vítrea con microlitos de plg. Hay vesículas subredondeadas.
AG-25	X: 250699 Y: 2170418 Z: msnm	Andesita	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 40%, Cpx: 3%, Opx: 2%, Ol: 1%, Óx: 4%, vidrio: 50%	Fenocristales de plg que van de euhedrales a subhedrales, muchos de ellos presentan textura tamiz; se observan glomerocristales compuestos por plg, opx y cpx. Los px son escasos, van de subhedrales a anhedrales con poco grado de alteración. La matriz es vítrea con microlitos de plg y px.
AG-27	X: 246949 Y: 2165437 Z: 2231 msnm	Andesita	Inequigranular	Porfídica	Plg: 35%, Cpx: 3%, Opx: 1%, Ol: 1%, Óx: 5%, vidrio: 55%	Fenocristales de plg con forma subhedral a anhedral, la mayoría están corroídos y algunos con textura tamiz; algunos también están zonados. Cpx con forma subhedral a anhedral, se observan con poca corrosión y algunos con textura tamiz. Fenocristales de opx y ol con forma subhedral y anhedral, un poco corroídos. Se observaron glomerocristales de plg y cpx. Matriz vítrea con microlitos de plg. Hay vesículas subredondeadas.
AG-28	X: 251925 Y: 2163575 Z: 2093 msnm	Andesita	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 40%, Ol: 5%, Óx: 5%, vidrio: 50%.	Escasos fenocristales de ol, de forma anhedral y con bordes de reacción. Fenocristales de plagioclasa con forma euhedrales a subhedrales, algunos están poco corroídos. Matriz vítrea.

AG-29	X: 254160 Y: 2173668 Z: 2250 msnm	Andesita	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 40%, Cpx: 5%, Opx: 1%, Óx: 4%, vidrio 50%.	Fenocristales principalmente de plg, que van de euhedrales a anhedrales; algunos tienen textura tamiz y otros se encuentran zonados. Hay pocos fenocristales de px, con formas euhedrales a subhedrales, algunos de los cuales tienen un bajo grado de alteración (textura tamiz). La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-30	X: 253398 Y: 2172974 Z: 2519 msnm	Andesita	Inequigranular	Porfírica	Plg: 40%, Cpx: 3%, Opx: 2%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de plg con forma subhedral y anhedral, la mayoría están corroídos e incluso algunos con textura tamiz. Pocos fenocristales de cpx con forma subhedral y anhedral, algunos están poco corroídos. Matriz vítrea con microlitos de plg. Hay presencia de vesículas pequeñas y alargadas.
AG-31	X: 253842 Y: 2173270 Z: 2374 msnm	Andesita	Inequigranular	Porfírica	Plg: 40%, Cpx: 3%, Opx: 2%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de plg con forma subhedral y anhedral, la mayoría están corroídos e incluso algunos con textura tamiz. Pocos fenocristales de cpx con forma subhedral y anhedral, algunos están poco corroídos. Matriz vítrea con microlitos de plg. Hay presencia de vesículas pequeñas y alargadas.
AG-32	X: 256979 Y: 2172490 Z: 2141 msnm	Andesita-basáltica	Inequigranular	Vesicular	Plg: 40%, Opx: 3%, Ol: 2%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de plg, de euhedrales a anhedrales; se observan con alteración baja a moderada hacia el centro del cristal. Fenocristales de opx, de euhedrales a subhedrales; se ven poco alterados. Hay glomerocristales de plg. La matriz es vítrea con microlitos de plg.

AG-34	X: 246283 Y: 2151445 Z: 3152 msnm	Andesita	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 35%, Ol: 5%, Cpx: 3%, Anf: 2%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de plg con formas que van de subhedrales a anhedrales, la mayoría de ellos tienen los bordes corroidos seguido de un nuevo borde sano; algunos tienen textura tamiz. Los ol y cpx son escasos y tienen forma anhedral. Los anf son escasos y mayormente sólo se observa su relicto. La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-36A	X: 242868 Y: 2151843 Z: 2859 msnm	Dacita	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 35%, Anf: 10%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de plg con formas subhedrales a anhedrales, la mayoría tiene bordes corroidos o textura tamiz. Fenocristales de anf con formas subhedrales a anhedrales, los más grandes se encuentran más alterados que los más chicos. La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-37	X: 242774 Y: 2151726 Z: 2882 msnm	Andesita	Inequigranular	Traquítica	Plg: 35%, Cpx: 5%, Óx: 5%, vidrio: 55%	Fenocristales de plg con formas euhedrales y anhedrales, algunos están corroidos del borde y centro; algunos tienen zoneamiento. Escasos fenocristales de cpx con formas subhedrales a anhedrales, algunos están corroidos del centro y otros tienen textura tamiz. Pocos fenocristales de opx con forma subhedral sin corrosión. La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-38	X: 242902 Y: 2151957 Z: 2884 msnm	Andesita	Inequigranular	Vesicular, traquítica	Plg: 30%, Cpx: 5%, Ol: 5%, Óx: 5%, vidrio: 55%	Escasos fenocristales de plg con formas subhedrales a anhedrales, la mayoría tienen borde y centro corroidos. Fenocristales de cpx dispersos, de subhedrales a anhedrales, la mayoría presentan bordes y centros corroidos. Escasos fenocristales de ol con formas subhedrales y anhedrales; algunos tienen el corona de reacción a iddingsita. La matriz es vítrea con microlitos de plg. Abundantes vesículas amorfas.

AG-39	X: 242441 Y: 2152446 Z: 2863 msnm	Dacita	Inequigranular	Porfídica	Plg: 30%, Anf: 15%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de plg con formas euhedrales a subhedrales; hay dos poblaciones diferentes: fenocristales que se encuentran muy corroídos del borde y algunos con textura tamiz; la otra son microfenocristales con bordes y centros corroídos, algunos están zonados. Fenocristales de anf que van de euhedrales a anhedrales, algunos de los cuales se encuentran casi totalmente corroídos, otros con coronas y centros de reacción y otros poco corroídos. La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-40	X: 243277 Y: 2150694 Z: 2909 msnm	Andesita	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 35%, Anf: 3%, Cpx: 2%, Óx: 5%, vidrio: 55%	Escasos fenocristales de anf, de subhedrales a anhedrales; todos se encuentran como "fantasmas", algunos incluso con el centro sustituido por iddingsita. Escasos microfenocristales de cpx con forma subhedral, ligeramente corroídos de los bordes. Plg en forma de microlitos inmersos en una matriz vítrea.
AG-41	X: 243466 Y: 2150603 Z: 2929 msnm	Dacita	Inequigranular	Porfídica, traquítica	Plg: 40%, Anf: 10%, Óx: 5%, vidrio: 45%	Fenocristales de plg subhedrales a anhedrales; la mayoría tienen bordes corroídos y textura tamiz; algunos se ven sanos. Fenocristales de anf con formas subhedrales y anhedrales, la mayoría de los cuales están como "fantasmas"; los más grandes tienen el centro con corona de reacción. La matriz es vítrea con microlitos de plg y óx.

AG-42	X: 241658 Y: 2148739 Z: 2956 msnm	Dacita	Inequigranular	Seriada	Plg: 35%, Anf: 10%, Cpx: 5%, Óx: 5%, vidrio: 45%	Fenocristales de plg con formas euhedrales a anhedrales; la mayoría tienen bordes corroidos y textura tamiz. Fenocristales de anf subhedrales a anhedrales, la mayoría tienen bordes y centros corroidos, y otros están sólo como "fantasmas". Cpx con forma de glomerocristales. Matriz vítrea con microlitos de plg.
AG-43	X: 238911 Y: 2149415 Z: 2879 msnm	Dacita	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 35%, Anf: 10%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales medianos de plg son los que predominan, su forma va de subhedral a anhedral; la mayoría de ellos se encuentran muy alterados (bordes corroidos y algunos con textura tamiz). Los anf son más grandes que las plg, van de subhedrales a anhedrales, algunos están alterados, incluso con minerales secundarios en su interior. La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-44	X: 238999 Y: 2147944 Z: 2866 msnm	Dacita	Inequigranular	Seriada	Plg: 35%, Anf: 8%, Cpx: 2%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de plg subhedrales y anhedrales, en donde la mayoría tienen el borde corroido y otros presentan textura tamiz. Fenocristales de anf de subhedrales a anhedrales, la mayoría están sólo como "fantasmas", otros pocos se ven sanos. Escasos fenocristales de cpx, subhedrales a anhedrales, algunos se observan con alteración moderada. Matriz vítrea con microlitos de plg.
AG-46	X: 236428 Y: 2151264 Z: 3204 msnm	Dacita	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 40%, Anf: 10%, Óx: 5%, vidrio: 45%	Fenocristales de plg con formas subhedrales a anhedrales, la mayoría presentan bordes de reacción y, algunos, textura tamiz y zoneamiento. Algunos fenocristales de anf son más grandes que las plg, van de subhedrales a anhedrales; la mayoría tienen el núcleo corroido, incluso con minerales

						secundarios intercrecidos. La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-47	X: 239395 Y: 2152752 Z: 2502 msnm	Basalto	Inequigranular	Traquítica	Plg: 35%, Ol: 10%, Cpx: 5%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Escasos fenocristales de plg. Grandes fenocristales de ol, anhedrales, algunos tienen bordes corroidos. Abundantes fenocristales de cpx, de subhedrales a anhedrales, algunos están corroidos y con minerales secundarios en su interior. La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-48	X: 239749 Y: 2155681 Z: 2418 msnm	Basalto	Inequigranular	Pilotaxítica, traquítica	Plg: 35%, Ol: 10%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de ol con formas subhedrales a anhedrales; la mayoría tienen coronas de reacción con formación de iddingsita, algunos otros están casi totalmente corroidos. Microfenocristales de plg con formas euhedrales a subhedrales, algunos tienen un grado bajo de corrosión. La matriz es vítrea con microlitos de plg y ol.
AG-49	X: 239527 Y: 2155419 Z: 2386 msnm	Dacita	Inequigranular	Porfídica,seriada	Plg: 40%, Anf: 5%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de plg con formas de euhedrales a anhedrales; la mayoría tiene los bordes corroidos y algunos presentan textura tamiz; algunos otros están zonados. Fenocristales de anf, de subhedrales a anhedrales; la mayoría tienen los bordes y/o centros corroidos; algunos tienen textura tamiz. La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-50	X: 238009 Y: 2155256 Z: 2457 msnm	Basalto	Inequigranular	Traquítica	Plg: 35%, Ol: 5%, Óx: 5%, vidrio: 55%	Escasos fenocristales de plg con forma subhedral y anhedral; la mayoría tiene bordes corroidos y algunos presentan textura tamiz. Pocos fenocristales de ol con forma subhedral y anhedral; algunos tienen el borde y/o centro corroidos. Matriz vítrea con microlitos de plg y ol.

AG-51	X: 250378 Y: 2151063 Z: 2796 msnm	Andesita	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 35%, Cpx: 5%, Opx: 3%, Ol: 2%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales medianos de plg con formas euhedrales a anhedrales, la mayoría tienen el centro corroído o con textura tamiz, y algunos están zonados. Los cpx son medianos, de suhedrales a anhedrales, con poca o nula alteración. Los opx y ol se encuentran ocasionalmente, y tienen forma subhedral a anhedral, con escasa o nula alteración. La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-52	X: 252809 Y: 2155438 Z: 2168 msnm	Dacita	Inequigranular	Seriada	Plg: 35%, Anf: 10%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de plg, de euhedrales a anhedrales; la mayoría tienen borde corroído y algunos presentan textura tamiz. Fenocristales de anf con forma subhedral a anhedral; la mayoría tienen el centro corroído. La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-53	X: 252581 Y: 2157791 Z: 2254 msnm	Dacita	Inequigranular	Traquítica	Plg: 35%, Anf: 10%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de plg, de euhedrales a anhedrales; la mayoría tienen borde corroído y algunos presentan textura tamiz. Fenocristales de anf con forma subhedral a anhedral; la mayoría tienen el centro corroído. La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-54	X: 254369 Y: 2159195 Z: 2042 msnm	Andesita basáltica	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 45%, Óx: 5%, vidrio: 50%	No se alcanzan a distinguir minerales, sólo plg en forma de pequeños fenocristales ya muy alterados. La matriz es vítrea y se compone por microlitos de plg también.
AG-55	X: 247262 Y: 2159696 Z: 2248 msnm	Dacita	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 35%, Anf: 5%, Óx: 5%, vidrio: 55%	Escasos fenocristales de plg de forma euhedral a anhedral; se observan poco corroídos del centro y borde, y algunos pocos tienen textura tamiz. Fenocristales de anf con forma subhedral a anhedral; la mayoría tienen el borde y centro corroídos. La matriz es vítrea con microlitos de plg.

AG-56	X: 249605 Y: 2157770 Z: 2176 msnm	Andesita basáltica	Inequigranular	Traquítica	Plg: 35%, Ol: 10%, Cpx: 3%, Opx: 2%, Óx: 5%, vidrio: 45%	Escasos fenocristales de plg que van de euhedrales a subhedrales, se observan con poca o mediana alteración hacia el centro del cristal. Fenocristales de ol, de subhedrales a anhedrales, algunos con bordes corroidos. Los cpx tienen forma subhedrales a anhedrales, con poca alteración. Opx con forma euhedral a subhedral, muy poco alterados. Matriz vítrea con plg en forma de microlitos.
AG-57	X: 239710 Y: 2154862 Z: 2388 msnm	Dacita	Inequigranular	Porfídica	Plg: 40%, Anf: 10%, Óx: 5%, vidrio: 45%	Fenocristales de plg, con forma euhedrales a anhedrales, la mayoría tienen el borde corroido, y algunos presentan textura tamiz. Fenocristales de anf de subhedrales a anhedrales, algunos tienen el centro corroido. La matriz es vítrea con microlitos de plg y óx.
AG-58	X: 252409 Y: 2160666 Z: 2075 msnm	Andesita	Inequigranular	Traquítica	Plg: 35%, Cpx: 5%, Ol: 3%, Anf: 2%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Escasos fenocristales de cpx con forma subhedral; se observan poco alterados. Escasos fenocristales de ol, de subhedral a anhedral, se observan poco corroidos. Escasos fenocristales de anf con forma anhedral, sólo se ven los "fantasmas" de los cristales. La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-59A	X: 246715 Y: 2159159 Z: 2311 msnm	Dacita	Inequigranular	Traquítica	Plg: 30%, Anf: 15%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Grandes fenocristales de plg, de subhedrales a anhedrales en donde la mayoría tienen textura tamiz. Grandes fenocristales también de anf, con formas subhedrales a anhedrales, tienen poca o nula alteración. La matriz es vítrea con microlitos de plg y anf.

AG-60	X: 244774 Y: 2159892 Z: 2363 msnm	Basalto	Inequigranular	Seriada	Ol: 30%, Plg: 10%, Opx: 3%, Cpx: 2%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales grandes de ol con formas subhedrales a anhedrales, pocos se observan con bordes corroídos. Fenocristales pequeños de opx y cpx euhedrales a subhedrales; al parecer no están alterados, y en algunas casos se conjuntan en glomerocristales (de opx y cpx). Matriz vítrea con microlitos de plg y ol.
AG-61	X: 244422 Y: 2160463 Z: 2368 msnm	Basalto	Inequigranular	Traquítica	Plg: 30%, Ol: 15%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de ol con formas subhedrales a anhedrales, la mayoría con borde de reacción, incluso algunos han sido casi totalmente sustituidos por iddingsita; algunos pocos presentan textura tamiz. Glomerocristales de ol. Plg en forma de microlitos dentro de una matriz vítrea.
AG-62A	X: 246924 Y: 2161296 Z: 2304 msnm	Dacita	Inequigranular	Traquítica	Plg: 30%, Anf: 10%, Óx: 5%, vidrio: 55%	Escasos fenocristales de anf, de subhedrales a anhedrales, la mayoría están corroídos, algunos quedan como "fantasmas", y otros pocos están casi totalmente deshechos. La plagioclasa se presenta como microlitos dentro de la matriz.
AG-63	X: 253605 Y: 2159256 Z: 2134 msnm	Dacita	Inequigranular	Traquítica	Plg: 35%, Anf: 10%, Ol: 3%, Cpx: 2%, Óx: 5%, vidrio: 45%	Fenocristales grandes y medianos de anf con formas subhedrales a anhedrales, algunos con bordes corroídos y textura tamiz. Fenocristales pequeños de ol y cpx muy dispersos, subhedrales y anhedrales con bordes poco corroídos. Matriz vítrea compuesta por microlitos de plg.
AG-64	X: 246203 Y: 2162780 Z: 2213 msnm	Basalto	Inequigranular	Seriada	Plg: 30%, Ol: 15%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de ol con forma subhedral y anhedral, la mayoría con borde de reacción convirtiéndose a iddingsita, así como su centro; hay glomerocristales de ol. La plagioclasa es escasa como fenocristal, pero muy abundante como microlitos dentro de la matriz.

AG-65	X: 247964 Y: 2164216 Z: 2118 msnm	Dacita	Inequigranular	Traquítica	Plg: 35%, Anf: 10%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de anf con formas subhedrales a anhedrales, la mayoría de ellos son "fantasmas" del cristal; se encuentran alineados. Plg microlíticas formando parte de la matriz vítrea.
AG-67	X: 259189 Y: 2170121 Z: 2084 msnm	Basalto	Inequigranular	Porfídica	Plg: 40%, Ol: 3%, Opx: 2%, Óx: 5%, vidrio: 50%.	Fenocristales de plg con formas euhedrales a anhedrales, algunos tienen el bordes poco corroídos, algunos pocos poseen textura tamiz. Los fenocristales de ol son subhedrales a anhedrales, con bordes de reacción alterándose a iddingsita. Escasos fenocristales de cpx, con forma euhedral a subhedral; no se observan indicios de corrosión. Matriz vítrea
AG-69	X: 254939 Y: 2164485 Z: 2085 msnm	Basalto	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 40%, Cpx: 3%, Ol: 2%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Escasos fenocristales de cpx, anhedrales, sin bordes corroídos. Escasos fenocristales de ol con bordes alterados, sustituido por iddingsita, y con el centro muy corroído. Plagioclasa presente en forma de microlitos dentro de la matriz.
AG-70	X: 250374 Y: 2166771 Z: 2309 msnm	Andesita basáltica	Inequigranular	Seriada	Plg: 35%, Cpx: 5%, Opx: 3%, Ol: 2%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de plg con formas euhedral a anhedral, la mayoría tienen bordes corroídos, algunos incluso con textura tamiz; unos cuantos se observan rotos. Fenocristales de cpx con forma subhedral a anhedral, tienen poca corrosión sus bordes. Escasos fenocristales de opx y ol, con forma euhedral a anhedral; los opx no tienen sus bordes corroídos, pero los ol sí. Matriz vítrea.

AG-72	X: 249417 Y: 2164317 Z: 2087 msnm	Andesita basáltica	Inequigranular	Porfídica	Plg: 35%, Cpx: 3%, Opx: 2%, Óx: 5%, vidrio: 55%	Fenocristales de plg euhedrales a anhedrales, algunos de los cuales tienen bordes poco corroídos. El cpx se presenta como fenocristales subhedrales a anhedrales, algunos pocos con bordes corroidos. Escasos fenocristales de opx subhedrales a anhedrales; no se les observa corrosión. La matriz es vítrea con microlitos de plg.
AG-75	X: 253805 Y: 2163892 Z: 2078 msnm	Andesita basáltica	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 40%, Cpx: 5%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Escasos fenocristales de cpx, son anhedrales y se encuentran muy corroídos de los bordes. Plg en forma de microlitos, algunos tienen una ligera corrosión en sus bordes; están inmersos en una matriz vítrea.
AG-76	X: 242768 Y: 2155173 Z: 2726 msnm	Dacita	Inequigranular	Traquítica	Plg: 40%, Anf: 5%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Fenocristales de plg subhedrales a anhedrales, la mayoría de ellos con borde corroido y textura tamiz. Anf como fenocristales con forma subhedral a anhedral, sólo se ve el "fantasma" de ellos en su mayoría. Matriz vítrea con microlitos de plg.
AG-77	X: 243664 Y: 2157372 Z: 2387 msnm	Dacita	Inequigranular	Pilotaxítica	Plg: 40%, Anf: 5%, Óx: 5%, vidrio: 50%	Grandes fenocristales de plg subhedrales a anhedrales, en donde se diferencian dos poblaciones: la mayoría tienen bordes corroidos y/o textura tamiz, mientras que otros pocos se ven sanos. Fenocristales medianos a chicos de anf, de subhedrales a anhedrales, algunos con textura tamiz. La matriz es vítrea con microlitos de plg.

ANEXO B: Microfotografías de las secciones delgadas elaboradas.

