



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGIA**

**Estratigrafía, geocronología y petrogénesis del campo volcánico de
Huautla, Estados de Morelos, Puebla y Guerrero, y sus implicaciones
en el origen del magmatismo silíceo de la Sierra Madre del Sur**

**T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A:

ENRIQUE ALEJANDRO GONZALEZ TORRES

TUTOR

**DR. DANTE JAIME MORAN ZENTENO
INSTITUTO DE GEOLOGIA**

MÉXICO, D.F. JUNIO DE 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

La colaboración y apoyo por parte de diferentes personas durante el desarrollo del presente trabajo me permitió concluir este proyecto, a las cuales quiero expresar mi gratitud:

Al Dr. Dante Morán-Zenteno por haber dirigido esta tesis, quien estuvo presente en todas las etapas de este proyecto, siempre con observaciones constructivas y con disposición a apoyar su desarrollo, desde las etapas de trabajo de campo hasta su revisión final. Gracias por sus invaluable enseñanzas a lo largo de toda mi formación profesional.

Gracias a mi Comité Tutoral integrado por el Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, quien además de formar parte del mismo, expreso mi especial gratitud por sus enseñanzas y conversaciones siempre aleccionadoras y llenas de aprendizaje. Agradezco al Dr. Peter Schaaf, quien además de haber sido mi profesor, me proporcionó la oportunidad de realizar los análisis isotópicos en el LUGIS, laboratorio en donde aprendí entre otras cosas la importancia del trabajo riguroso.

Mi gratitud a los revisores de esta tesis: a la Dra. Laura Mori, por todas sus observaciones siempre constructivas, le agradezco en especial el haberme compartido muchos de sus conocimientos y las lecciones cotidianas sobre la disciplina de trabajo que requiere la investigación, además de su invaluable amistad. Gracias al Dr. Luca Ferrari por la objetividad de sus comentarios, además de proporcionarme siempre la oportunidad de conocer sus trabajos de investigación. Mi gratitud al Dr. Peter Schaaf por su detallada revisión que permitió mejorar sustantivamente esta tesis y al Dr. José Luis Arce, gracias por sus invaluable comentarios y su apoyo de siempre.

Expreso mi gratitud a la Dra. Elena Centeno García y Dr. Gustavo Tolson, quienes como directores del Instituto de Geología, me proporcionaron la oportunidad y apoyo para realizar los estudios de doctorado.

Agradezco al grupo de trabajo con el cual tuve oportunidad de colaborar en varios proyectos sobre el magmatismo silíceo: Bárbara Martiny, Laura Mori, Julie Roberge, Beatriz Díaz, María Chapela, Erick Ramírez, Octavio Chávez y Diana Flores.

Gracias a Erika Sohn, Alejandro Crispín y Bárbara Martiny por su apoyo durante las jornadas de campo en el CVH,

En el trabajo de geocronología quiero dar las gracias al Dr. Jesús Solé por realizar los fechamientos K-Ar; al Dr. Víctor Valencia por toda su ayuda en la medición de los fechamientos U-Pb durante mi estancia de trabajo en el laboratorio Laser-Chron Center de la Universidad de Arizona en Tucson, y por realizar un fechamiento en Washington State University, Pullman, Washington.

A la Dra. Margarita López por realizar los fechamientos Ar-Ar en el CICESE y al Dr. Michelangelo Martini por su invaluable apoyo en el procesamiento de los datos U-Pb y enseñarme sobre las muchas consideraciones que deben tenerse.

Los resultados geoquímicos obtenidos en este trabajo fueron posibles gracias al apoyo de muchas personas: el Ing. Rufino Lozano e Ing. Patricia Girón que realizaron los análisis de elementos mayores en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, al Dr. Juan Pablo Bernal y Elena Lounejeva Baturina por los análisis de elementos traza en el Laboratorio del ICPMS y al Dr. Peter Schaaf, a la Mtra. Gabriela Solís, Dr. Raymundo Martínez, Ing. Teodoro Hernández y Vianney Meza por todo su apoyo en las diferentes etapas en la obtención de los análisis isotópicos en el LUGIS. En especial agradezco a la Mtra. Gabriela Solís sus enseñanzas durante las largas jornadas en el laboratorio de química ultrapura.

La preparación de muestras para diferentes estudios analíticos fue posible gracias al apoyo de: Consuelo Macías, quién me enseñó las diversas metodologías para preparar muestras para análisis geoquímicos y técnicas para separar minerales, la Dra. Margarita Reyes e Ing. Carlos Linares por su apoyo en la microsonda, la Dra. Teresa Pi quién me ayudo en la identificación de algunos minerales a través de técnicas de Difracción de Rayos X, a Valerie Pompa en la separación de algunos concertados de zircones, así como a Leticia Alba y Sonia Ángeles. Gracias a Diego y Joaquín Aparicio por la preparación de láminas delgadas para petrografía.

Durante el desarrollo de este trabajo fueron importantes las conversaciones, comentarios y sugerencias aleccionadoras del Dr. Shan de Silva, de la Dra. Julie Roberge, del Dr. Mariano Elías, Dr. Luca Ferrari, Dr. Michelangelo Martini, Dr. Gustavo Tolson, Dra. Claudia Mendoza, Dr. Gilberto Silva, Dr. Sergio Cevallos, Mtro. Emiliano Campos y Dra. Elisa Fitz.

La realización del mapa geológico en un Sistema de Información Geográfica fue posible gracias al apoyo de la Mtra. Laura Luna y la Ing. Carolina Castelán.

Gracias al personal de cómputo del Instituto de Geología: Rosario Flores, Fabricio Donjuán y Francisco Montaña.

Mi gratitud a los Coordinadores del posgrado de Ciencias de la Tierra de la sede Geología, la Dra. Elizabeth Solleiro y al Dr. Mario Villalobos, de quienes siempre recibí el apoyo y facilidades para continuar mi trabajo y poderlo concluir. Asimismo, agradezco al Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra, Dr. Gustavo Tolson por su invaluable apoyo. Gracias a la buena disposición de Gloria Benítez y María Luisa Reyes para realizar los diferentes trámites administrativos requeridos durante mi estancia en el Posgrado de Ciencias de la Tierra.

Muchas gracias a la Ing. Pilar Escobar y Claudia Mendoza por su apoyo en la edición de este trabajo y elaboración de algunas figuras, a Diana Méndez por la revisión final de las referencias bibliográficas y a Priscila por su apoyo en las primeras ediciones del mapa geológico de Huautla.

En forma especial expreso mi gratitud al Dr. Sergio Cevallos, sus comentarios constructivos, las lecciones de disciplina de trabajo que constituyeron enseñanzas importantes en mi formación, además de su invaluable apoyo personal durante estos años.

Agradezco al Dr. Hugo Delgado por su apoyo para participar en los cursos y excursiones geológicas *Earth Hazards* del Programa de movilidad Estudiantil para Norteamérica, así como su apoyo y el de la Dra. Roberge para participar en el Curso Internacional de Vulcanología en los Andes Centrales.

La Secretaría Administrativa del Instituto de Geología me proporcionó su apoyo en los diferentes trámites, gracias a Ana María Rodríguez, Olga Ramírez, Guadalupe Chávez y Guadalupe Quintino.

Gracias a la motivación de mis compañeros de la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, el Dr. Antonio Hernández Espriú, Ing. Javier Mancera e Ing. Alberto Arias.

Muchas gracias a Aline Concha, Alma Velázquez, José Luis Macías, José Luis Sánchez, Alfredo Victoria Lucero Morelos, Ana Hernández, Esperanza Torres, Claudia y Norita de quienes he recibido apoyo y motivación constante

Gracias al apoyo económico de diversas instituciones fue posible la realización de esta investigación: el Instituto de Geología y los proyectos: "Investigaciones sobre la estratigrafía, petrología y evolución de los centros volcánicos silíceos del Paleógeno en la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur", CONACYT-SEP No. 60470; "Investigaciones sobre la estratigrafía, la petrología y la evolución del centro volcánico de Huautla, Estados de Morelos, Puebla y Guerrero" y "Conexión volcánica plutónica y los factores que producen supererupciones: el caso de la caldera de Tilzapotla", Proyectos PAPIIT IN104802 y IN108210, respectivamente. Agradezco a la Dirección General de Asuntos del Personal Académico la beca recibida como parte del Programa de Apoyos para la Superación del Personal Académico de la UNAM y a la Geological Society of America el haberme otorgado el Research Grant No. 8769-08.

Mi gratitud a la generosidad de la UNAM durante mi formación académica y a la educación y cariño que he recibido de mi Familia.

Para concluir, y no por eso menos importante, mi amor y gratitud infinita a Laura Calvillo Canadell, a mi hijo José Emilio (Josep), de quienes recibí un enorme apoyo, comprensión y motivación durante la realización de este proyecto, sin duda alguna, han sido protagonistas de este largo camino. A Laura Calvillo agradezco también, el compartir su experiencia para tomar microfotografías y las facilidades para utilizar los equipos de microscopía del laboratorio de Paleobotánica.

Contenido

Índice.....	i
Resumen.....	vi
Abstract.....	viii
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Aspectos Generales.....	1
1.2 Antecedentes.....	6
1.3 Problemática sobre el magmatismo Cenozoico de la región.....	8
1.4 Localización y acceso al área de estudio.....	11
1.5 Objetivos.....	12
1.6 Metas específicas del trabajo	13
1.7 Hipótesis	14
Capítulo 2. Contexto geológico regional	15
2.1 El arco magmático del Paleógeno de la Sierra Madre del Sur... ..	15
2.2 Eventos de magmatismo precenozoicos y del Paleoceno.....	19
2.3 Geología del Basamento.....	22
2.3.1 El Terreno Guerrero.....	22
2.3.2 Terreno Mixteco.....	27
2.3.3 Terreno Xolapa.....	29
2.4 Estructura cortical de la Sierra Madre del Sur.....	30
2.5 Plataforma Guerrero – Morelos.....	31
2.6 Deformación orogénica del Cretácico-Paleoceno en el sector occidental y central de la SMS.....	33
2.7 Depósitos continentales del Paleógeno.....	36
2.8 Volcanismo Paleógeno del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur.....	38
Capítulo 3. Estratigrafía	44
3.1 Rasgos generales.....	44
3.2.- Basamento.....	45
3.3 Sucesiones cretácicas marinas.....	49
3.4 Depósitos Paleógenos Continentales.....	56
3.5 Estratigrafía del Centro Volcánico de Huautla (CVH).....	61
3.5.1 Episodios magmáticos pre-Centro Volcánico de Huautla.....	61
3.5.2 Estratigrafía volcánica del CVH “ <i>sensu stricto</i> ”.....	70
3.5.3 Formación El Tepehuaje (Tote).....	70
3.5.4 Conjunto inferior de sucesiones de Andesitas.....	76
3.5.5 Sucesiones de volcanismo silícico.....	83
3.5.6 Conjunto superior de sucesiones de Andesitas.....	94
3.5.7 Toba Piedra Desbarrancada (Topd).....	101
3.5.8 Sucesiones post – CVH.....	103

Capítulo 4. Rasgos estructurales regionales y locales	110
4.1 Aspectos Generales.....	110
4.1.2 Sistemas de fallas y lineamientos regionales del Cenozoico.....	111
4.2 Estructuras del Campo Volcánico de Huautla.....	116
4.2.1 Cabalgaduras y pliegues.....	116
4.2.2 Fallas y lineamientos Cenozoicos.....	118
4.2.3 Las estructuras del CVH en el contexto tectónico.....	125
Capítulo 5. Geocronología	128
5.1 Geocronología K-Ar.....	129
5.2 Geocronología ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar.....	135
5.3 Geocronología U-Pb.....	141
Capítulo 6. Resultados geoquímicos	158
6.1 Elementos Mayores.....	158
6.2 Elementos Traza.....	163
6.3 Isótopos de Sr y Nd.....	166
6.4 Isótopos de Plomo.....	169
Capítulo 7. Discusión	171
7.1 Evolución Temporal del Campo Volcánico de Huautla.....	172
7.2 Evolución temporal del magmatismo silíceo en el sector norte de la SMS.....	174
7.3 Tiempos de residencia del magmatismo.....	181
7.4 Implicaciones geocronológicas regionales.....	183
7.5 Evolución petrogenética del CVH.....	184
7.5 Implicaciones petrogenéticas regionales.....	190
7.6 Consideraciones tectónicas.....	191
7.7 Maduración termomecánica de la corteza en la SMS y petrogénesis.....	193
Capítulo 8. Conclusiones	197
Referencias	199
Índice de Figuras	
Figura 1 Provincias magmáticas del Cenozoico de México.....	1
Figura 2 Mapa esquemático del Sur de México, que muestra la distribución del cinturón volcánico y plutónico de la provincia magmática de la SMS.....	4
Figura 3 Mapa de localización de la región de estudio y principales vías de acceso a la zona cartografiada.....	12
Figura 4 Distribución de los centros volcánicos del Paleógeno del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur.....	16

Figura 5 Mapa Geológico Simplificado del Sector Norte-Central SMS.....	18
Figura 6 Síntesis esquemática de los eventos magmáticos previos al magmatismo silíceo de la región norte-central de la SMS.....	21
Figura 7 Estructura cortical regional de la porción sur central de México..	34
Figura 8 Mapa Geológico del Centro Volcánico de Huautla.....	46
Figura 9 Secciones geológicas a lo largo de las líneas A-A"; B-B' y C-C' del mapa geológico de la figura 8, mostrando la relaciones entre las unidades del centro volcánico de Huautla.....	47
Figura 10 Columna estratigráfica generalizada del CVH.....	48
Figura 11 Fotografías de campo mosaico 1.....	54
Figura 12 Fotografías de campo mosaico 2.....	58
Figura 13 Fotografías de campo mosaico 3.....	65
Figura 14 Fotografías de campo mosaico 4.....	75
Figura 15 Fotografías de campo mosaico 5.....	84
Figura 16 Fotografías de campo mosaico 6.....	90
Figura 17a Estructuras Regionales.....	115
Figura 17b: Estructuras del campo volcánico de Huautla.....	124
Figura 18 Fotografías de campo mosaico 7.....	125
Figura 19a: Espectros de edades aparentes muestra HU-335 en biotita.....	138
Figura 19 b: Espectros de edades aparentes muestra HU-335 en Sanidino.....	139
Figura 19 c: Espectros de edades aparentes muestra HU-496 en Plagioclasa.....	140
Figura 20 (a) Diagramas de barras Tuff zirc de las muestras HU-453, HU-332 y HU-333.....	148
Figura 21 Diagrama con curvas de distribución de las edades obtenidas en la muestra HU-367.....	150
Figura 22 (a) Diagramas de barras Tuff Zirc de las muestras HU-367, HU-432 y HU-496.....	154
Figura 23 (a) Diagramas de barras Tuff Zirc de las muestras HU-492, ValleB y MU-100.....	157
Figura 24 Diagramas de clasificación química para las rocas del CVH.....	160
Figura 25 Diagramas de variación de elementos mayores.....	162
Figura 26 Diagramas de variación de los elementos mayores de las sucesiones del CVH.....	163
Figura 27 Patrones de elementos traza de las rocas del CVH. Normalizado por N-MORB (McDonough y Sun, 1995).....	165
Figura 28 Patrones de los elementos de las tierras raras, normalizadas con respecto a las condritas (McDonough y Sun, 1995).....	167
Figura 29 Variación de Eu/Eu* vs Eu y de Eu/Eu* vs SiO ₂	168
Figura 30 Composiciones isotópicas de εNd vs ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i de las rocas del CVH.....	170
Figura 31 Diagramas de las relaciones isotópicas medidas de ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb vs ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb de las rocas volcánicas del CVH.....	170

Figura 32 Síntesis de la evolución temporal y composicional del magmatismo del sector norte-central de la SMS.....	177
Figura 33 Síntesis esquemática de algunos factores geológicos y tectónicos que favorecen el magmatismo silíceo voluminoso que se han reconocido en la SMS.....	181
Figura 34 Tiempos de residencia estimados de los magmas en las cámaras superficiales de varios centros silíceos de la SMS.....	182
Figura 35 Diagramas de variación de Gd/Y y La/Y vs SiO ₂ , Eu/Eu* vs SiO ₂ y ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd vs SiO ₂	186
Figura 36 (a) Diagrama de las variaciones isotópicas Nd vs Sr de las rocas de Huautla.....	190
Figura 37 Modelo de evolución petrogenética - temporal de los centros volcánicos de la SMS para el Eoceno-Oligoceno temprano.....	196

Índice de Tablas

Tabla 1 Comparativo con las principales características de los centros volcánicos silíceos.....	41
Tabla 2 Síntesis de los fechamientos realizados en las rocas del Centro Volcánico de Huautla.....	130
Tabla 3: Fechamientos K-Ar realizados en las rocas del Centro Volcánico de Huautla.....	134
Tabla 4. Síntesis de las edades obtenidas por el método ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar obtenidas.....	137
Tabla 5: Fechamientos U-Pb LA MC ICPMS realizados en zircones individuales de cuerpos de roca del CVH y zonas adyacentes.....	145

Anexo 1

Tabla AI- 1 Geocronología de los centros volcánicos silíceos del Paleogeno del sector norte - central de la Sierra Madre del Sur.....	220
Tabla AI- 2 Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra HU-453: Pórfido Tamazola.....	225
Tabla AI-2 a Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra HU-333: Ignimbrita Tilzapotla.....	227
Tabla AI-2 b U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra HU-332: Ignimbrita Tilzapotla (verde).....	229
Tabla AI-2 c Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra HU-367: Ignimbrita Maravillas.....	231
Tabla AI-2 d Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra HU-496: Formación Huautla.....	233
Tabla AI-2 e Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra HU-432: Granodiorita Chiautla.....	234
Tabla AI-2 f Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra HU-492: Ignimbrita San Gregorio (Taxco).....	235

Tabla AI-2 g Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra VALLEB: Ignimbrita Valle de Bravo.....	236
Tabla AI-2 h Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra MU 100: Toba El Sauz.....	238
Tabla AI- 3 Detalles de los calentamientos por pasos y los resultados integrados de los fechamientos Ar-Ar (Muestras 335 y 496.....)	240

Anexo 2

Tabla AII- 1 Análisis químico de los elementos mayores y traza de las unidades de Huautla y zonas vecinas.....	242
Tabla AII- 2 Composiciones isotópicas de Sr y Nd obtenidas para las rocas magmáticas del Campo Volcánico de Huautla y regiones adyacentes.....	251
Tabla AII- 3 Composiciones isotópicas de Pb obtenidas para las rocas magmáticas del Campo Volcánico de Huautla y regiones adyacentes.....	252

Anexo 3

Tabla AIII- 1: Síntesis petrográfica de las rocas volcánicas e hipabisales del Centro Volcánico de Huautla.....	253
---	-----

Anexo 4

Lámina 1.....	257
Lámina 2.....	258
Lámina 3.....	259

RESUMEN

El campo volcánico de Huautla (CVH) se localiza al sur de la ciudad de Cuautla, Morelos, y se encuentra edificado entre los límites de los Estados de Morelos, Puebla y Guerrero. El CVH forma parte del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur (SMS), que está constituido por una cubierta volcánica discontinua de nueve centros volcánicos de composición predominantemente silícica del Paleógeno que se distribuye a lo largo de una franja de ~250 km. El registro magmático previo a la formación del CVH está representado por el Pórfido Tamazola del que se obtuvo una edad de U-Pb de 36.7 ± 0.5 Ma. Posterior a ese evento, existe un hiatus de ~3 Ma en el que no hay registro de actividad magmática “*in situ*”, intervalo caracterizado por la deposición de unidades piroclásticas procedentes de la caldera de Tilzapotla adyacente al CVH, para las cuales se obtuvieron tres fechamientos cuya edad máxima fue de 34.8 ± 0.3 Ma.

El CVH propiamente dicho, se edificó posterior al hiatus, ~33.6 Ma, actividad que continuó hasta los ~28.1 Ma en que cesó, por lo que su emplazamiento tuvo una duración de ~5.5 Ma. Las distintas unidades que constituyen el CVH se agruparon en tres eventos magmáticos principales: a) Conjunto inferior de sucesiones de andesitas ~33.6-33 Ma, b) Sucesiones de volcanismo silícico ~32.9-30 Ma y c) Conjunto superior de sucesiones de andesitas ~29.2-28.1 Ma). Al integrar la información geocronológica y composicional de los centros silícicos que constituyen el sector estudiado de la SMS, se postula la evolución gradual de un modelo de maduración termo-mecánica de la corteza, en el que se observa que dicho proceso fue incrementando su maduración a partir de los ~39 a 38 Ma, hasta alcanzar la etapa de “*flare-up*” ignimbrítico entre los ~37 y 32 Ma y la posterior declinación de la actividad entre los ~31.5 a 29 Ma.

La composición química de las rocas del CVH tiene un amplio espectro de composición, aunque la mayor parte se concentran en los campos de las andesitas y dacitas de tipo subalcalino. Los patrones de elementos traza son típicos de magmas de arco continental, como son un marcado enriquecimiento en

elementos litófilos de radio iónico grande (LILE), con respecto a los elementos de alto potencial iónico (HFSE), además muestran una fuerte señal de subducción indicada por relaciones de Ba/Nb altas que van de (Ba/Nb= 38 a 118).

El comportamiento de los elementos de las tierras raras (REE) muestran un patrón característico de las zonas de subducción, en la que se observa un enriquecimiento relativo en las tierras raras ligeras (LREE), respecto a las tierras raras pesadas (HREE), que son mucho más prominentes en los productos más diferenciados en relación a los conjuntos andesíticos (La/Yb= 13.9-23.8 y 7.5-14.8, respectivamente). Las rocas de las sucesiones silíceas muestran patrones de HREE muy fraccionados, mientras que los conjuntos andesíticos presentan patrones relativamente planos (Gd/Yb= 2.9-4.0 y 1.8-3.0, respectivamente).

Los procesos petrogenéticos inferidos a partir de las relaciones La/Y vs SiO₂ y Gd/Y VS SiO₂ indican que las andesitas de ambas secuencias evolucionaron mediante procesos cristalización fraccionada a baja presión y contaminación cortical. Las dacitas muestran un patrón caracterizado por un incremento mayor de La/Y y Gd/Y al aumentar el contenido de SiO₂, que indican que podrían derivar de la fusión parcial de litologías de la corteza media-inferior. Ambos conjuntos posteriormente sufrieron procesos de mezcla.

Las relaciones isotópicas obtenidas en las rocas del CVH indican la presencia de un componente cortical asimilado poco radiogénico ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ~0.7040-0.7057. Las rocas de los Complejos Acatlán y Oaxaqueño ubicados en la corteza media-inferior podrían ser las fuentes de dichos fundidos.

ABSTRACT

The Huautla volcanic field (HVF) is located south of the city of Cuautla, Morelos, where the Morelos, Puebla, and Guerrero state boundaries meet. The HVF is part of the north central Sierra Madre del Sur (SMS), which consists of a discontinuous volcanic cover of nine dominantly silicic volcanic centers of Paleogene age distributed over a region ~250 km long. The magmatic record prior to the formation of the HVF is represented by the Tamazola porphyry, which yielded an U-Pb age of 36.7 ± 0.5 Ma. Following this event is a ~3 Myr hiatus for which no "*in situ*" magmatic activity is recorded. This is an interval characterized by the deposition of pyroclastic units from the Tilzapotla caldera, adjacent to the HVF, for which three dates were obtained with a maximum age of 34.8 ± 0.3 Ma.

The HVF itself was built up after the hiatus. Volcanic activity started at around ~33.6 Ma and continued until cessation at ~28.1 Ma, with a duration of ~5.5 Myr. The different units that constitute the HVF were grouped into three main magmatic events: a) a lower set of andesitic units ~33.6-33 Ma, b) a succession of silicic volcanism ~32.9-30 Ma, and c) an upper set of andesitic successions ~29.2-28.1 Ma. By integrating the compositional and geochronologic information of the studied silicic centers that constitute the north central SMS, a model for the gradual evolution of the thermo-mechanical maturation of the crust is postulated, in which the maturation process increased, starting from ~39-38 Ma, until reaching the stage of ignimbrite "flare-up" between ~37 and 32 Ma, with a subsequent decline in activity between ~31.5 and 29 Ma.

The HVF rocks present a wide spectrum of chemical composition, but mostly vary from subalkaline basaltic andesites to dacites. The analyzed samples present trace element patterns that are typical of continental arc magmas, with a marked enrichment of large ion lithophile elements (LILE) with respect to high field-strength elements (HFSE), and additionally display a strong subduction signal indicated by high Ba/Nb relationships that range from 38 to 118.

The rare earth elements (REE) show a pattern that is characteristic of subduction zones, where a relative enrichment in light rare earth elements compared to heavy rare earth elements (HREE) is observed. This is much more prominent in the more differentiated products (Agua Fría Dacite) than in andesitic complexes (La/Yb = 13.9-23.8 and 7.5-14.8, respectively). Furthermore, the rocks corresponding to the silicic successions show more fractionated HREE patterns, whereas the lower and upper andesitic successions present relatively flat patterns (Gd/Yb = 2.9-4.0 and 1.8-3.0, respectively).

As for petrogenetic processes, La/Y vs. SiO₂ and Gd/Y vs. SiO₂ ratios indicate that the andesites of both sequences appear to have evolved by means of low-pressure fractional crystallization and crustal contamination. The dacites, in turn, show a different pattern characterized by an increase in La/Y and Gd/Y with SiO₂. The observed geochemical patterns suggest that the dacites could have been derived from partial fusion of medium to lower crust lithologies. Both sets were subsequently subjected to mixing processes.

The isotopic relations obtained for the HVF rocks indicate the assimilation of a low radiogenic Sr (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ~0.7040-0.7057) cortical component. The rocks of the Acatlán and Oaxaca complexes located in the medium-lower crust could possibly be the sources of said melts.

Capítulo 1. Introducción

1.1 Aspectos Generales

La presencia de extensas sucesiones de rocas volcánicas y cinturones de rocas plutónicas de composición predominantemente silícica es uno de los rasgos más distintivos del registro geológico de occidente y sur de México. Aunque la historia de los arcos volcánicos de esta región de México se remonta hasta el Jurásico, la mayor parte del registro estratigráfico muestra que los principales episodios que les dieron origen se encuentran comprendidos en un intervalo de tiempo entre el Paleógeno hasta los inicios del Mioceno, y ahora constituyen provincias magmáticas como la Sierra Madre Occidental (SMO), la Faja volcánica de la Giganta (Ortega-Gutiérrez et al.,1992), así como amplios sectores de la Mesa Central y de la Sierra Madre del Sur (SMS) (Figura 1), que en conjunto integran lo que se ha denominado una “gran provincia ígnea silícica” (*silicic large igneous province, SLIP*), (Bryan et al., 2002; Ferrari et al., 2005).

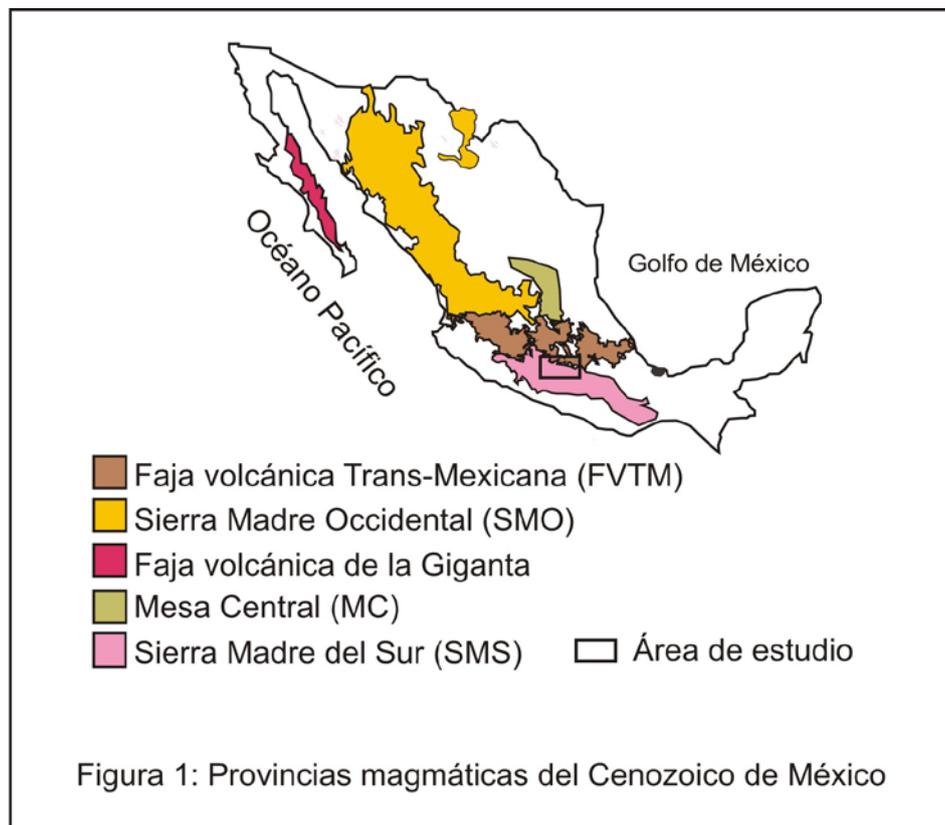


Figura 1 Provincias magmáticas del Cenozoico de México

Los estudios sobre los factores y procesos que dan origen a estos pulsos voluminosos de magmatismo silíceo han adquirido en la última década una creciente importancia por múltiples razones, entre las que destacan sus implicaciones en los procesos sobre el origen y evolución de la corteza continental, así como el reconocimiento de los factores que contribuyen en su origen. Las investigaciones recientes efectúan nuevas consideraciones sobre la generación del magmatismo intermedio y silíceo, están basados en datos experimentales y modelado numérico que formulan la inyección de magmas basálticos en la corteza inferior provenientes del manto que generan una zona caliente que favorece la acumulación de fundidos silíceos residuales por la cristalización incompleta de basaltos en la corteza inferior (Annen et al., 2006, 2008). A su vez, el desarrollo de zonas calientes se ha asociado con procesos de la maduración térmica de la corteza que inciden en el comportamiento reológico de la misma, argumento que se ha utilizado para explicar el desarrollo de pulsos voluminosos de magmatismo silíceo *flare ups* (De Silva et al., 2006).

También se han establecido y revisado los controles tectónicos que contribuyen a la formación de calderas, las cuales generaron grandes volúmenes de magmatismo silíceo, vinculadas a la formación de grandes provincias silíceas (Hughes y Mahood, 2011; De Silva, 2008; Gottsmann et al., 2009).

En este sentido, la SMS ofrece una oportunidad particular de estudiar la evolución del magmatismo silíceo por varias razones, como son la posibilidad de reconocer los centros volcánicos que le dieron origen, lo que a su vez permite definir con mayor detalle los rasgos estratigráficos de cada uno de ellos, así como de reconocer las posibles estructuras que los formaron. Las consideraciones anteriores permiten conocer con mayor detalle el origen y la evolución de los episodios de magmatismo silíceo a nivel regional. Esas particularidades estratigráficas son difíciles de percibir en provincias como la SMO, en que la sobreposición de los diferentes eventos magmáticos que le dieron origen, no permite establecer un control de la estratigrafía de detalle, por lo que las inferencias que se hacen al respecto, son en varios casos generales, con grandes extrapolaciones.

En México, uno de los debates aún abiertos se ha centrado sobre los procesos que dieron origen a la Sierra Madre Occidental, discusión en la que se han integrado los que apoyan los modelos de procesos de cristalización fraccionada de magmas máficos del manto con cierto grado de asimilación de la corteza, encabezados por Cameron et al., (1980), y los que invocan los procesos de fusión parcial de la corteza inferior a través de la adición de base cortical (*underplating*), representados en un inicio por Ruíz et al., (1988). Además, en años recientes se han propuesto procesos de “refusión de la corteza” en algunos sectores de la SMO (Bryan et al., 2008).

Las reconstrucciones realizadas sobre la cinemática y dinámica de las placas de la margen convergente del occidente de Norteamérica (Engebreston et al., 1985; Stock y Lee, 1994), en combinación con las características geoquímicas de las rocas magmáticas de occidente de México han permitido establecer que el magmatismo Paleógeno del sur de México es resultado de la subducción de la Placa Farallón bajo la Placa de Norteamérica. Sin embargo, existe debate sobre el proceso de truncamiento de la margen continental del sur de México y sus posibles implicaciones en el magmatismo de la región (Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1999; Ferrari et al., 1999; Morán-Zenteno et al., 2005; Keppie et al., 2009)

En el contexto anterior, las rocas magmáticas cenozoicas de la porción occidental de la Sierra Madre del Sur (SMS) han sido consideradas por sus relaciones cronológicas y su relación aparente con la misma margen convergente, la prolongación meridional de la Sierra Madre Occidental (Damon et al., 1981, Ferrari et al., 1999), lo que sugiere también la posibilidad de la extensión de los factores y procesos que le dieron origen.

Sin embargo, los avances recientes en el conocimiento más detallado de la estratigrafía de varios de los centros silíceos de la SMS muestran ciertas particularidades en su contexto tectónico y de edad, que aunque no descartan que esta región sea la extensión sur de la SMO, requieren valorar el significado e implicaciones de la nueva información estratigráfica y geocronológica disponible.

Dicho arco volcánico del Paleógeno que constituye parte de la SMS, se formó en episodios previos al truncamiento tectónico de la margen continental de México y al desarrollo del arco de la Faja Volcánica Trans-Mexicana ubicado al norte de la SMS (Morán-Zenteno et al., 1999, 2005; Ferrari et al., 1999), y está constituido por dos cinturones con orientación NW-SE (Figura 2). El primero de estos se encuentra formado por cuerpos plutónicos relativamente continuos que se distribuyen a lo largo de la costa pacífica, los cuales varían generalmente en composición entre diorita y granito (Schaaf, 1995; Morán-Zenteno, 1999). El segundo cinturón, se encuentra al norte del anterior, en las porciones más internas y consiste de una franja de centros volcánicos discontinuos que en ocasiones coexisten con algunos cuerpos plutónicos o subvolcánicos. A diferencia del cinturón plutónico, el volcánico muestra variaciones en los patrones de su distribución, observándose que en su sector occidental las rocas félsicas son dominantes, aunque existe la presencia de componentes intermedios y máficos, en tanto que en la porción oriental, a partir aproximadamente del occidente de Oaxaca (longitud $<98^{\circ}30'$) dominan las composiciones intermedias.

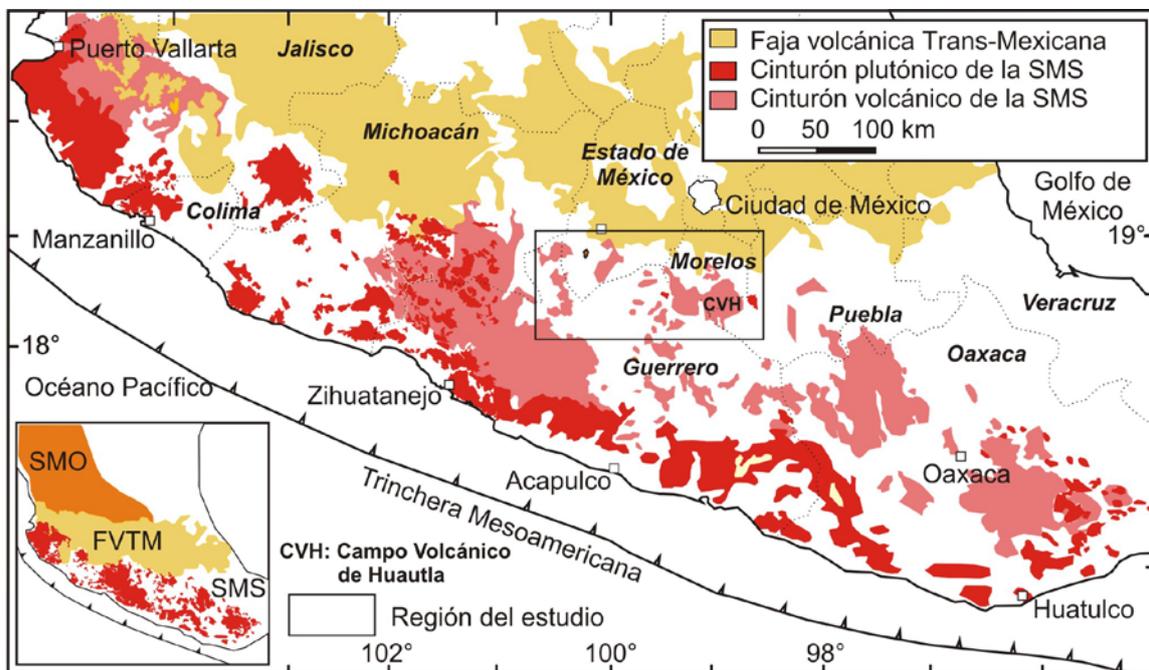


Figura 2 Mapa esquemático del Sur de México, que muestra la distribución del cinturón volcánico y plutónico de la provincia magmática de la SMS.

El centro volcánico de Huautla (CVH) de composición andesítica-dacítica es el lugar donde se efectúa el presente estudio, forma parte del sector norte-central del arco volcánico del Paleógeno de la SMS, constituido por una franja discontinua de varios centros volcánicos predominantemente silíceos que evolucionaron principalmente durante el Eoceno temprano al Oligoceno, los cuales se encuentran edificados sobre una zona con segmentos de corteza continental con basamentos de diferente naturaleza.

La importancia geológica del CVH se debe a varias razones, en primer término constituye el centro volcánico de mayor extensión de la región norte-central de la SMS, por lo que contar con datos sobre su estratigrafía, geoquímica y cronología, permite integrar un pieza importante para la comprensión de la evolución del magmatismo en este sector. Asimismo, forma parte de una zona de transición geológica en dos aspectos centrales: en primer término, es la región en donde se registra la transición en el cambio de composición del magmatismo, de predominantemente silíceo a intermedio, y es además un centro volcánico edificado en una zona de frontera entre dos tipos de basamentos de diferente naturaleza petrotectónica y geocronológica. Este último hecho ofrece la oportunidad de valorar la influencia de dichos contrastes en los procesos petrogenéticos que dieron origen a los importantes volúmenes de rocas silíceas de la región, así como su posible influencia en la modificación de la composición de las rocas del arco del Paleógeno en escala regional.

El estudio integral de la porción norte-central de la SMS, permite comparar con argumentos más sólidos las similitudes y/o diferencias con algunos de los factores y procesos que dieron origen a la Sierra Madre Occidental, y evaluar si realmente la SMS es su extensión meridional, o forma parte de un arco diferente, así como proporcionar elementos para inferir con más detalle la geometría de la zona de subducción durante el Eoceno-Oligoceno.

En el contexto de la evolución tectono-magmática regional, este arco constituye un arco que antecede a la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVMT), ya que en él se registran los últimos eventos magmáticos del sector norte-central de la SMS previos a la edificación de la FVMT.

1.2 Antecedentes

Los antecedentes sobre trabajos geológicos del magmatismo de la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur (SMS), se pueden agrupar en al menos tres etapas.

La primera se integra por los trabajos de reconocimiento general desarrollados por Fries (1960, 1966) y De Cserna y Fries (1981), quienes realizan las primeras diferenciaciones de las rocas volcánicas de la región, reconociendo unidades como la “Riolita Tilzapotla” y el Grupo Buenavista, además de que De Cserna y Fries (1981) efectúan el primer fechamiento en la región por el método K-Ar y asignan una edad del Oligoceno tardío a esas secuencias al sur del río Amacuzac. Asimismo, Fries (1966) reconoce el “Complejo Volcánico Oligo-Miocénico Cerro Frío”, que en este trabajo se denomina como Centro Volcánico de Huautla (CVH), en el que describe la Formación Tlaica y el Grupo Ixtlilco, unidades equivalentes en el sector oriental de las que definió previamente en las cercanías de Tilzapotla (Fries, 1960).

En esta misma etapa se integran los trabajos cartográficos de De Cserna y Fries (1981) y De Cserna (1982) que continúan reconociendo en otras regiones rocas piroclásticas de composición silícica (“Riolita Tilzapotla”), así como algunas otras unidades volcánicas del Cenozoico en la región de Taxco y Tejupilco, además de realizar los primeros fechamientos de la Riolita Tilzapotla en Taxco. Asimismo, Ortega-Gutiérrez (1980) reporta rocas volcánicas del Maestrichtiano en la región de San Juan Tetelcingo en Guerrero y De Cserna y Fries (1981) reconocen otros afloramientos de rocas volcánicas en la región del Alto Río Balsas.

En una segunda etapa de estudios previos se comienzan a caracterizar la estratigrafía volcánica, los cuerpos plutónicos, la geoquímica y geocronología de diferentes sectores que integran el registro magmático de la SMS, además de los estudios regionales sobre el magmatismo Terciario del sur de México.

En esta etapa se reconocen los dos cinturones magmáticos terciarios del sur de México, uno de naturaleza plutónica que se distribuye a lo largo de la costa y otro volcánico en la porción interna, cinturones que preceden al cinturón de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Moran-Zenteno et al., 1998, 1999, 2000).

Un tercer grupo de investigaciones desarrolladas en la década pasada, comienzan a diferenciar en forma sistemática y con mayor detalle la estratigrafía de diferentes centros volcánicos del sector norte-central de la SMS, con el aporte de mapas geológicos, fechamientos y datos geoquímicas. Entre dichos trabajos destacan los de Alaniz-Álvarez et al. (2002), en el centro volcánico de Taxco, Morán-Zenteno et al. (2004) quienes describen la caldera de Tilzapotla, Meza-Figueroa et al (2003) en cuerpos plutónicos adyacentes a la caldera de Tilzapotla y al sur de Iguala, Guerrero, Serrano-Durán (2005) y González-Cervantes (2007) en el centro volcánico de Nanchititla, Díaz-Bravo (2008) y Díaz-Bravo y Morán-Zenteno (2011) en el centro volcánico silícico de la Goleta, Chapela-Lara (2008) en el centro volcánico de la Muñeca en Tejupilco, Ramírez-Pérez (2011) en el centro volcánico de la Sierra de las Paredes en Sultepec, Ramírez-Pérez (2005) y Díaz-Bravo (2005), Chávez González (2005), González-Torres et al (2009, 2011) en diversos sectores del centro volcánico de Huautla. Martiny (2008) y Martínez-Serrano et al. (2008) realizan trabajos regionales sobre la petrogenesis de las roca magmáticas del sector oriental de la SMS, en este último correspondientes a un evento volcánico del Mioceno. Asimismo, Mori et. al., (2012), realizaron un estudio petrogenético que incluye varios de los centros volcánicos del sector norte-central de la SMS.

En años recientes destacan también los trabajos que integran los rasgos estructurales y el magmatismo de la SMS dentro de un contexto tectónico regional, Fitz-Díaz (2001), Morán-Zenteno et al (2005), Nieto et al. (2006), Cerca (2004), Cerca et al. (2007, 2010), y Martini (2008) y Martini et al. (2009), así como el análisis de la problemática del magmatismo en el contexto tectónico regional de Keppie et al. (2009).

Debido a las implicaciones petrogenéticas que tiene el estudio del basamento pre-Cenozoico de este sector de la SMS, es importante destacar los trabajos

realizados en el basamento del Terreno Guerrero realizados por Elías-Herrera y Sánchez (1990), Elías-Herrera et al (2000), Elías-Herrera (2004), Centeno et al (1993, 2008), Talavera-Mendoza y Guerrero (1995, 2000), Talavera-Mendoza et al (2007), Martini (2008), y en el basamento del Terreno Mixteco los trabajos de Ortega-Gutiérrez (1978, 1981) y Keppie et al., 2008, así como los estudios de xenolitos de esta región (Elías-Herrera y Ortega, 1997; Ortega et al., 2008, 2011a, 2011b; Elías-Herrera et al., 2009 y Gómez-Tuena et al., 2008).

1.3 Problemática sobre el magmatismo Cenozoico de la región

Al analizar el estado de conocimiento actual sobre las rocas magmáticas del Paleógeno del sur de México, es posible formular una serie de interrogantes de orden petrogenético y tectónico, las cuales permiten definir los problemas centrales para entender la evolución magmática de esta región de México. Cabe señalar, que aunque se enuncian varios de éstos problemas por su estrecha relación con el presente trabajo, no son necesariamente objeto de estudio.

En primer lugar, es necesario establecer si el magmatismo paleógeno del sur de México (MPSM) es la prolongación del arco volcánico de la Sierra Madre Occidental (SMO) como fue sugerido por Damon et al. (1981). Aunque Ferrari et al. (1999) no señalan que ambos arcos tienen la misma génesis, reconocen que la franja de edades de las rocas volcánicas del Eoceno tardío-Oligoceno es continua y asociada al mismo sistema de subducción. En caso de existir continuidad, sería necesario establecer si existen características geológicas-tectónicas particulares del MPSM, en caso contrario, si se considera que MPSM no es la prolongación de la SMO, es decir, que las diferencias son mayores en cuanto al contexto geológico-tectónico que le dieron origen, es necesario precisar los contrastes que la hacen diferente.

Para evaluar las relaciones petrogenéticas y cronológicas que tiene el MPSM con la Sierra Madre Occidental, es necesario establecer cuáles son las afinidades y diferencias que guardan los modelos propuestos sobre el origen de los magmas cenozoicos de la SMO y Mesa Central (Ruiz et al., 1988; Cameron et. al., 1980; Albrecht y Goldstein, 2000, Orozco et al. 2002) con

respecto a los propuestos para algunos sectores de la SMS (Martiny et al., 2000; Martiny, 2008), así como los patrones cronológicos de su distribución (Ferrari et al., 1999; Nieto et al, 1999, Cerca, 2004, Martini, 2008).

El considerar el MPSM como la prolongación hacia el sur de la provincia de la SMO, sugiere la posibilidad de que los procesos petrogenéticos que la originaron tengan semejanzas con los que se han documentado para la SMO, que constituye una “gran provincia ígnea silícica” (*silicic large igneous province, SLIP*), las cuales se definen como: grandes acumulaciones de rocas volcanoclásticas con una superficie de extensión $>0.1\text{km}^2$, volúmenes ígneos $>0.1\text{Mkm}^3$, con afinidades geoquímicas, y caracterizadas por pulso(s) de corta duración (~1-5 Ma) durante los cuáles un proporción $>75\%$ del total del volumen que fue emplazado (Bryan y Ernst, 2008). Bajo el contexto anterior habría que valorar algunas de las explicaciones que se han proporcionado sobre el origen de las SLIP a esta región (procesos de delaminación, fertilidad de la corteza, engrosamiento cortical, altas tasas de inyección del manto, etc.) A partir del planteamiento anterior, los problemas fundamentales de orden petrogenético son:

¿Cuáles son los procesos dominantes que le han dado origen a las rocas magmáticas de esta región?

¿Existen evidencias de la influencia que pudieron tener los contrastes del basamento del sur de México en la geoquímica de las rocas magmáticas?

En el caso particular del magmatismo de la porción norte-central de la SMS, el valorar si el magmatismo de los campos volcánicos de Nanchititla, Las Mesas de Ixtapan, la Goleta, Las Paredes, Valle de Bravo, Taxco, Tilzapotla y Huautla corresponde a un mismo sistema tectónico-magmático que fue activo en diferentes espacios y en que se puedan reconocer patrones cronológicos particulares (Figura 2 y 4).

En relación a la problemática relativa a la tectónica de la región, ¿Es posible inferir la geometría de la subducción que dio origen a esta provincia a partir de la distribución espacial del volcanismo del MPSM, así como de sus patrones de distribución geocronológica?

Los modelos recientes respecto a la ubicación del Bloque Chortis que plantean una posición alternativa de éste, al proponer desplazamientos restringidos y sin una yuxtaposición del Bloque Chortis con la margen SW de México, los cuales además sugieren que el truncamiento continental fue producido por un proceso de erosión por subducción (Keppie y Morán, 2005), contrastan con los modelos que establecen que la presencia del Bloque Chortis durante el Cenozoico temprano frente a la actual margen continental del SW de México, y que el truncamiento se debió a su rompimiento y desplazamiento, los cuales se basan en los patrones de extinción magmática documentados por fechamientos isotópicos, (Schaaf et al., 1995). Éstos modelos hacen necesario replantear el origen del truncamiento de la margen continental del sur de México, y valorar la cronología y los patrones de migración y distribución del magmatismo, así como los modelos estructurales establecidos por Nieto et al., (2006) y Cerca et al. (2007).

¿Cuáles son la cronología y los patrones de la extinción magmática del MPSM y tratar de explicar los factor(es) tectónicos que propiciaron la extinción del magmatismo?

En la región existen problemas de otro orden, entre los que se destacan:

¿Qué explicación se puede dar a la persistencia en el tiempo de la actividad volcánica en algunos complejos volcánicos que se ha denominado de larga vida (~5-6 Ma), como Taxco y Huautla, que además coexisten con centros volcánicos que registran un tiempo de emplazamiento de menor duración (~3 Ma.), como La Goleta, Las Paredes, Valle de Bravo, Tilzapotla y Nanchititla?

¿Qué conexiones existen entre los cuerpos plutónicos y el volcanismo de la SMS que muestran episodios cronológicos semejantes? Es importante valorar en forma integral la conexión que existe entre los cuerpos plutónicos y volcánicos del sur de México y comprender como estos tipos de rocas están relacionados entre ellos (Bachmann et al., 2007; Martiny et al., 2013)

1.4 Localización y acceso al área de estudio

El centro volcánico de Huautla se encuentra ubicado entre la zona limítrofe de los estados de Morelos, Puebla y Guerrero. La mayor parte de este centro volcánico se edifica en la porción sur-central de Morelos, en tanto que sus otras áreas de exposición ocupan el sector suroeste de Puebla y nororiente de Guerrero. Algunos poblados de referencia localizados en el área de estudio son Chimalacatlán, Huautla, Chinameca y Tepalcingo de Hidalgo en el Estado de Morelos; Axochiapan, Huehuetlán el Chico, Jolalpan y Chinameca en el Estado de Puebla y Chaucingo y en el Estado de Guerrero. (Figura 3).

Las principales vías de acceso a la región de estudio desde la Ciudad de México son a través de la Autopista México-Acapulco hasta llegar a la desviación en la caseta de cobro de Alpuyeca en dirección al poblado de Jojutla de Juárez, en donde se existe una carretera federal a Valle de Vázquez para después tener acceso a Huautla, que se ubica en el sector occidental del centro volcánico, poblado que da nombre a la región. También se puede continuar en dirección más al sur de la autopista a Acapulco hasta la desviación a Atenango del Río, en donde se sigue un trayecto a Temalac y se tiene acceso a la porción sur de la zona de estudio a través de Huachinantla (Figura 3).

A la porción norte del área se puede acceder a través de la carretera Cuautla – Tepalcingo de Hidalgo, en donde a partir de ese poblado o de Chinameca es posible tomar algunos caminos que se introducen a la sierra en su sector norte. Para llegar al sector oriental de la zona de estudio, a partir del poblado de Tepalcingo se toma la carretera federal en dirección al poblado de Axochiapan, a partir de donde se puede tener acceso a la porción oriental del área de estudio por la carretera que va en dirección a Jolalpan.

El área en que se realizó la cartografía geológica queda comprendida en un rectángulo delimitado por las coordenadas geográficas: 99°09`a 98°40` de longitud oeste y 18°15`a 18°38`de latitud norte cubriendo una superficie aproximada de 1,600 km².

En segmento de afloramientos de rocas volcánicas y piroclásticas ubicado al sureste del CVH, que en apariencia es una extensión del CVH, no forma parte del área cartografiada en este trabajo (Figura 5)

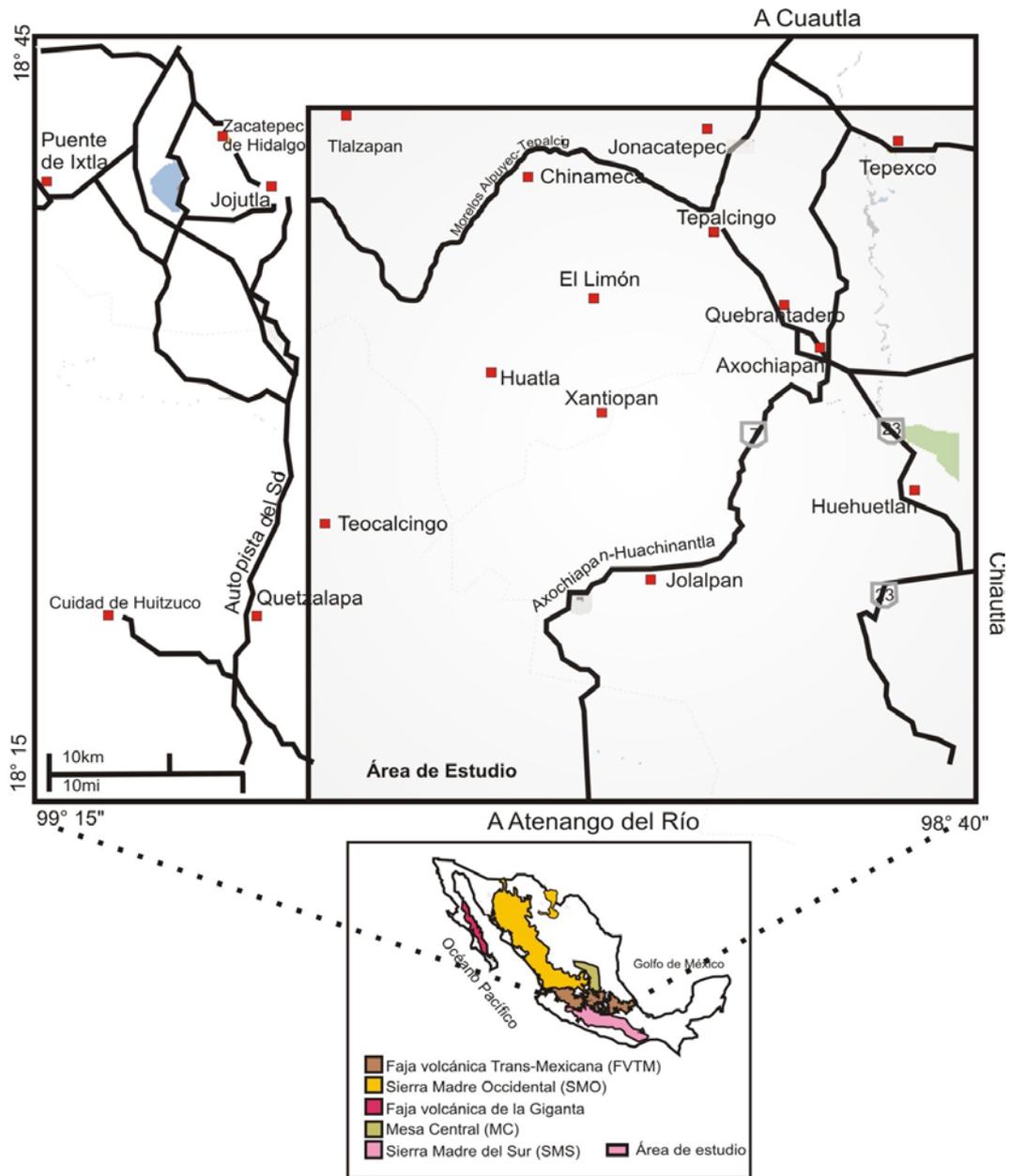


Figura 3; Mapa de localización de la región de estudio y principales vías de acceso a la zona cartografiada.

1.5 Objetivos

El objetivo principal de este estudio es establecer la estratigrafía, la cronología y la geoquímica de las sucesiones volcánicas expuestas en el CVH, así como interpretar su evolución volcánica.

A partir de esta información obtenida, se realizan inferencias sobre varios aspectos de la petrogénesis de las rocas magmáticas, los factores tectónicos que intervinieron, sus posibles relaciones con la estructura y composición de la corteza continental en la región, así como sus implicaciones en las variaciones temporales y de composición de las rocas magmáticas cenozoicas en la Sierra Madre del Sur

1.6 Metas específicas del trabajo

1.- Elaborar un mapa geológico de semidetalle, escala 1:50 000 del centro volcánico de Huautla y construir secciones geológicas que muestren los principales rasgos estratigráficos y estructurales del CVH.

2.- Describir las principales unidades estratigráficas del CVH a través de sus características litológicas.

3.- Reconocer los principales sistemas estructurales del CVH y su relación con los rasgos estructurales mayores reportados en la región

4.- Realizar la caracterización geoquímica e isotópica (Sr-Nd-Pb) de las unidades magmáticas del CVH y de muestras de interés de regiones vecinas.

5.- Realizar fechamientos de varias unidades volcánicas y plutónicas del CVH y zonas vecinas por los métodos K-Ar, Ar-Ar y U-Pb, a fin de determinar la cronología de los eventos volcánicos que le dieron origen al CVH, y reconocer los principales episodios magmáticos de la porción centro- norte de la Sierra Madre del Sur y su significado geológico.

6.- Efectuar análisis petrográficos representativos de las principales unidades reconocidas, con el fin de reconocer las principales fases cristalinas que presentan y sus características texturales.

7.- Realizar inferencias sobre la petrogénesis del CVH a partir del análisis de los resultados petrográficos, de elementos mayores y traza, e isótopos de Sr,

Nd y Pb, a fin de reconocer las posibles fuentes de los magmas y los posibles procesos que modificaron su composición.

8.- Evaluar con los datos geoquímicas obtenidos y los disponibles, la posible influencia que pudieron tener las diferencias de la corteza (basamentos del Terreno Guerrero y el Mixteco) en los procesos petrogenéticos del magmatismo paleógeno de la Sierra Madre del Sur

9.- Proponer un modelo de evolución magmática en el contexto tectónico y geocronológico de la región y sus implicaciones geológicas regionales.

10.- Contribuir al conocimiento de la formación de los grandes volúmenes de magmas silícicos en el registro geológico de México.

1.7 Hipótesis

La transición de centros volcánicos de magmatismo de composición silícica dominante al poniente del sector norte central de la Sierra Madre Sur a magmatismo intermedio al oeste de Oaxaca, está relacionado con los diferentes grados de maduración térmica de la corteza, en los que intervinieron no sólo las tasas de inyección de magmas máficos en la base de la corteza, sino también la naturaleza petrológica de la corteza preexistente en la región.

Capítulo 2. Contexto geológico regional

2.1 El arco magmático del Paleógeno de la Sierra Madre del Sur

La provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS) en su sector occidental está constituida por un arco volcánico extinto del Paleógeno que se extiende desde los Estados de Jalisco y Michoacán hasta el Istmo de Tehuantepec en el Estado de Oaxaca, en donde su edad es del Mioceno temprano, y se ubica al sur del arco magmático continental aún activo de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVMT). La mayor parte de las rocas magmáticas de la SMS se formaron durante el intervalo del Eoceno-Oligoceno Temprano (Morán-Zenteno et al., 1999, 2005; Ferrari et al., 1999), aunque hay registro de episodios de actividad magmática ocurridos en el Paleoceno (Meza-Figueroa et al., 2003; Cerca, 2004; Levresse et al., 2007, Solari et al., 2007; Ortega-Obregón et al., 2009; Meza-García, 2010) y en la porción de Malinalco y Tepoztlán, así como en el sector más oriental de esta provincia el registro alcanza hasta el Mioceno temprano (Morán-Zenteno et al., 2005; Martínez-Serrano et al., 2008; Lenhardt et al., 2010).

La disposición que muestran las rocas del arco Paleógeno de la SMS es de una franja irregular de un ancho promedio de ~200 km, en donde se han reconocido dos cinturones paralelos a la costa del Océano Pacífico (Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1999), los cuales en la porción occidental parecen traslaparse (Figura 2). Uno de esos cinturones está formado por batolitos y cuerpos plutónicos con composiciones que varían de granodiorita a tonalita distribuidos a lo largo de una franja relativamente continua que se extiende en la margen del límite continental.

El otro cinturón se ubica al norte del anterior, definiendo una franja discontinua que está constituida por rocas volcánicas que incluyen depósitos piroclásticos, lavas, rocas hipabisales, y en menor proporción cuerpos plutónicos.

En el sector norte-central de este segundo cinturón es en donde se ubica la zona de estudio, que por su importancia se describe en detalle en el apartado 2.8.

Uno de los rasgos más distintivos del arco magmático del Paleógeno de la SMS, es que se encuentra edificado sobre segmentos de basamentos de diferente naturaleza petrotectónica y geocronológica. (Figura 4).

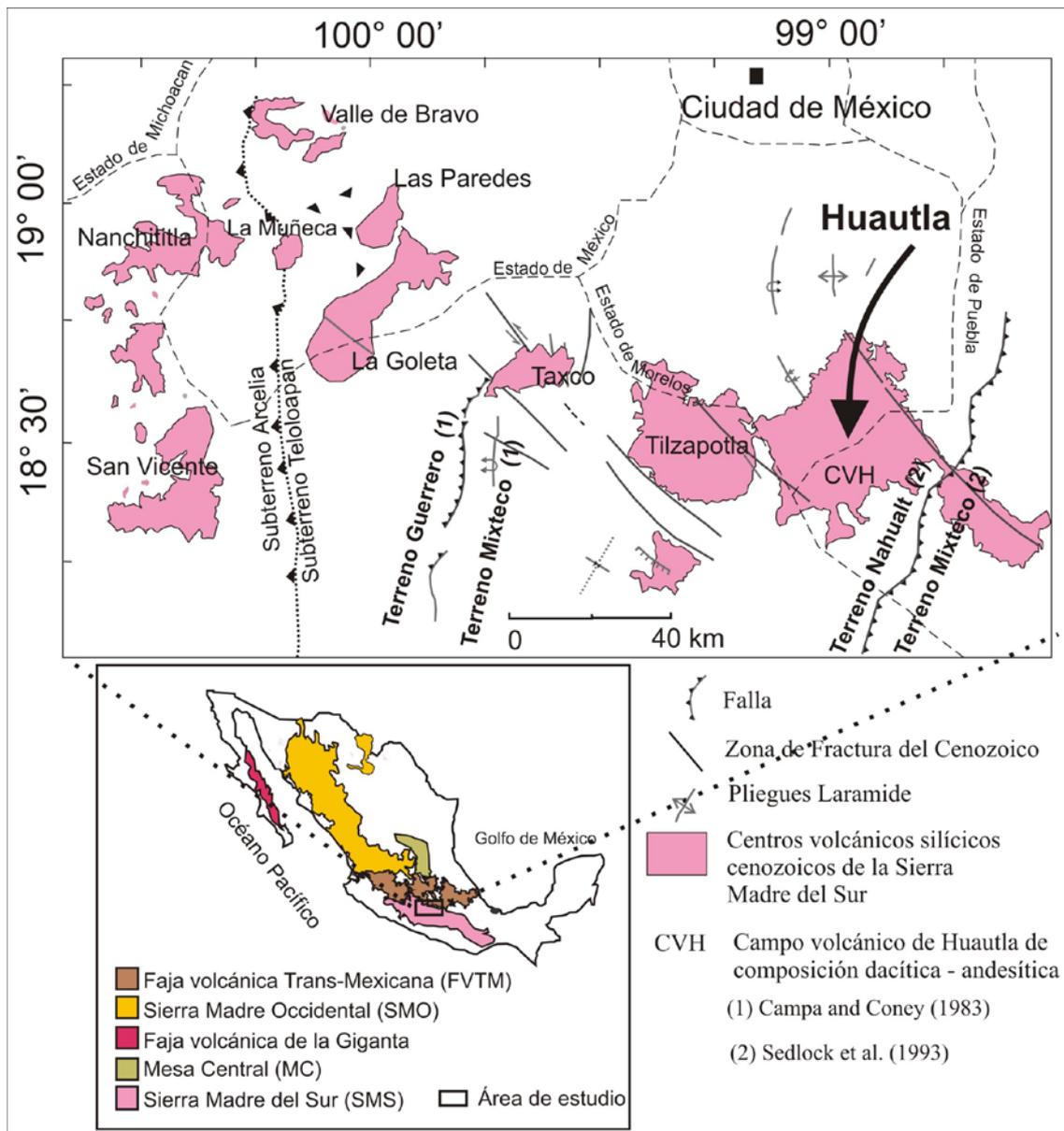


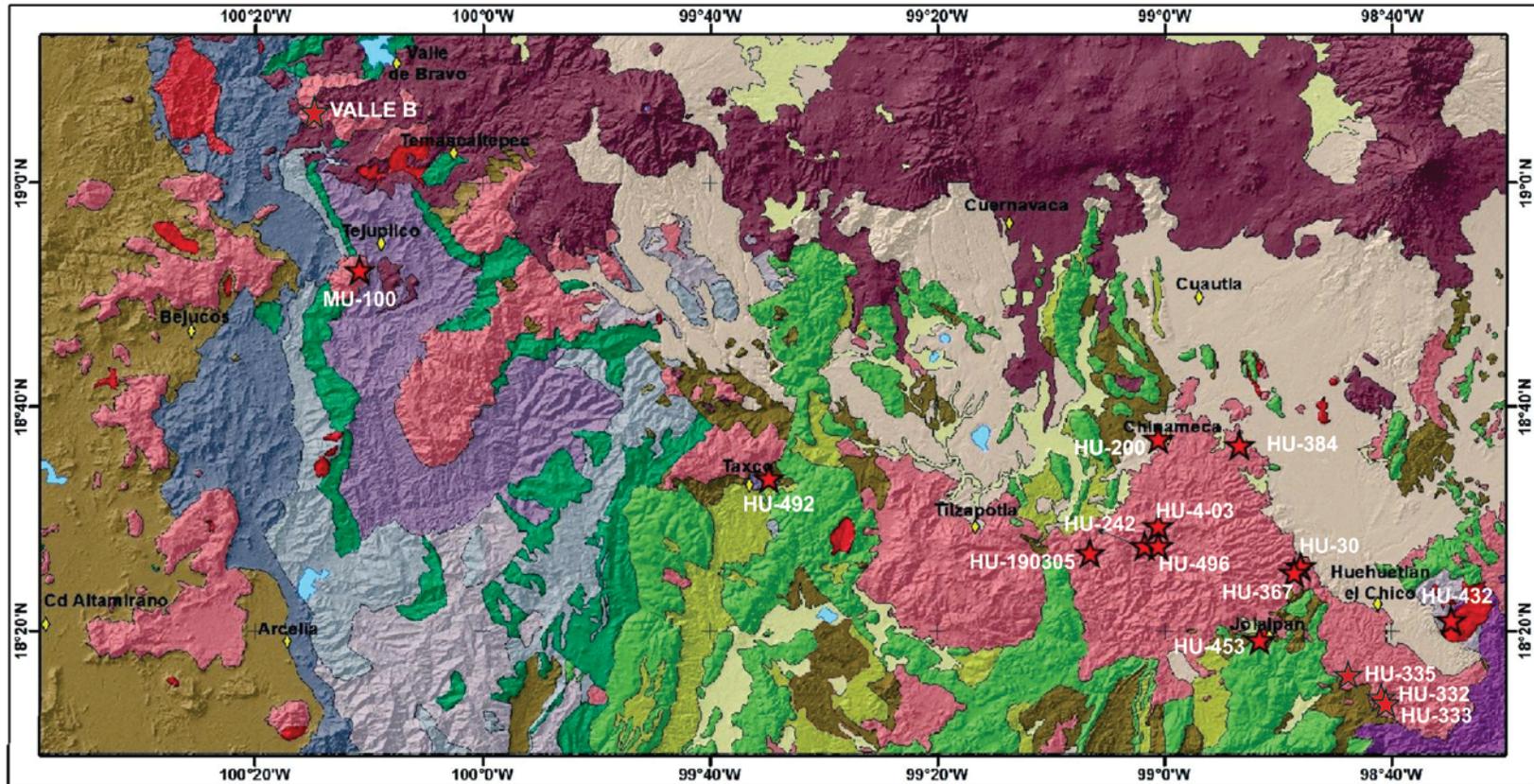
Figura 4: Distribución de los centros volcánicos del Paleógeno del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur, así como las principales estructuras regionales. Se indican las divisiones de Terrenos Tectonoestratigráficos y sus límites de acuerdo a Campa and Coney, (1983) y Sedlock et al., (1993). Los límites estatales con líneas punteadas se incluyen como referencia.

Esos contrastes del basamento propiciaron que esta región del sur de México fuera dividida en terrenos tectono-estratigráficos, cuyos límites corresponden a grandes discontinuidades tectónicas, de tal forma que el arco del Paleógeno de la SMS se extiende sobre los terrenos Guerrero, Mixteco, Oaxaca y Xolapa (Campa y Coney, 1983).

Como resultado de los avances en el conocimiento de la estratigrafía y evolución tectónica de los terrenos del sur de México originalmente establecidos, se han realizado otras propuestas semejantes de división en las que varían la ubicación de los límites tectónicos, su nomenclatura, y en algunos casos las subdivisiones que se han realizado en ellos, así como las interpretaciones sobre su evolución tectónica (Sedlock et al., 1993; Talavera y Guerrero, 2000; Keppie, 2004; Talavera et al., 2007, Dickinson y Lawton, 2001; Centeno et al., 2008).

A fin de contar con un marco de referencia del contexto geológico regional que se describe en este capítulo, se elaboró un mapa geológico simplificado del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur (Figura 5)

MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DEL SECTOR NORTE-CENTRAL DE LA SMS



Modificado del SGM, (Castelán y González Torres 2011).

Leyenda

Q: Aluvion	Maestrichtiano-Eoceno: Sedimentos Continentales	Ki: Metamórfico y volcanoclástico	Muestras Fechadas
Mioceno medio-Q: FVM	Campaniano-Eoceno: Sedimentos continentales	Ki: Metavolcánico y metasedimentario	K: Grupo Arcelia-Palmar chico
Neógeno: Volcanoclástico-lacustre	Ks: Formación Mezcala	Ki: Esquisto Taxco-Tejupilco	K: Batolito
Eoceno-Oligoceno: Centros volcánicos silíceos-andesíticos	Ks: Formación Morelos	K: Caliza Amatepec	Ji: Metagranito
Paleógeno: Intrusivos Indiferenciados			Paleozoico: Complejo Acatlán

Figura 5: Mapa Geológico Simplificado del Sector Norte-Central SMS

2.2 Eventos de magmatismo precenozoicos y del Paleoceno

Aunque algunos de los episodios magmáticos de la región son descritos en la caracterización de los terrenos (Campa y Coney, 1983), se considera adecuado integrarlos dentro de un contexto de la actividad magmática en forma sintetizada.

No obstante que se desconocen las características detalladas de la geometría y posición de la margen pacífica durante la evolución de la SMS, existen evidencias de que ésta ha estado asociada a una zona de convergencia desde el Jurásico Medio, y como resultado de ese proceso de subducción y de los cambios en la geometría de la Placa Farallón bajo la Placa de Norteamérica se han edificado y sobrepuesto varios arcos volcánicos (Damon et al., 1981, Ferrari, 1999)

Con la información disponible en la región, se reconocen en forma general los siguientes cinco episodios de actividad magmática. El más antiguo correspondería al metagranito de Tizapa y xenolitos de ortogneises graníticos con edades entre **~186-180 Ma** (Elías-Herrera et al., 2000, 2009) que representan la evidencia de magmatismo más antigua en la región. Un segundo episodio se encuentra registrado en el intervalo **~145 a 120 Ma**, el cual incluye rocas graníticas como el batolito de Tingambato y el plutón de Placeres del Oro (Garza-González, 2007; Martini, 2008), rocas máficas y piroclásticas de la región de Tlanilpa (Mortensen et al., 2008); rocas volcánicas de composición dacítica-riolítica deformadas o con incipiente grado de metamorfismo de la región de Taxco (Campa et al., 2012; Elías-Herrera, et al., 2009), que forman parte del arco de Teloloapan (Matini et al., 2009), y las lavas de andesitas intercaladas en la Formación Zicapa (Campa et al., 2002).

El tercer evento quedaría comprendido en el intervalo **~94 a 114 Ma** y está representado por las rocas máficas de San Pedro el Limón y las lavas almohadilladas del Grupo Arcelia (Talavera et al., 1995; Delgado-Argote et al., 1992; Elías-Herrera et al., 2000). Un cuarto episodio de **~68-50 Ma** registrado en las rocas granodioríticas y pórfidos dacíticos de la región de Mezcala (Meza-Figueroa, et al., 2003 y Levresse et al., 2007); rocas volcánicas de la

Formación Tetelcingo (Ortega-Gutiérrez, 1980; Cerca et al., 2007), las rocas volcánicas de la Formación Papagayo de los alrededores de Chilpancingo (Meza-García, 2010), las dacitas de Teacalquillo ubicadas al SE del CVH (Ortega-Obregón et al., 2009) y el granito de Temascaltepec (Elías-Herrera et al., 2000).

En forma previa al último episodio, existe el registro aislado y poco abundante de diques y lavas máficas e intermedias, así como de gabros que se formaron entre los ~43 y 52 Ma., representados en la Sierra de Nanchititla, en Taxco y en el sector sur de Teacalco-Amacuzac (González-Cervantes, 2007; Alaniz-Álvarez et al., 2002 y Morán-Zenteno et al., 2007)

El quinto episodio corresponde al magmatismo predominantemente silícico, pero con componentes intermedios de la región norte-central y zonas adyacentes de la SMS, el cuál muestra una mayor exposición y volumen preservado, y se origina en el rango de **~38 a 28 Ma** representado por los centros volcánicos de Nanchititla (González-Cervantes, 2007; Serrano-Durán, 2005), Valle de Bravo-Temascaltepec-la Muñeca (Chapela-Lara, 2008; Elías-Herrera et al., 2000); La Goleta-Las Paredes, (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011 y Ramírez-Pérez, 2011); sur de San Vicente (Martini et al., 2009), Taxco, (Alaniz-Álvarez et al., 2002); Tilzapotla, (Morán-Zenteno et al., 2004) y Huautla-Chiautla (este trabajo) .

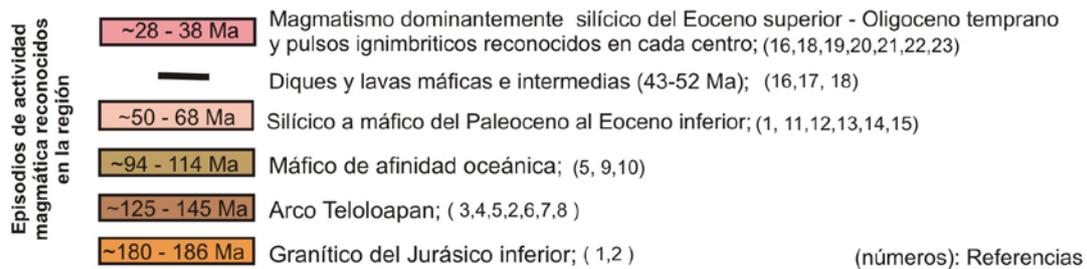
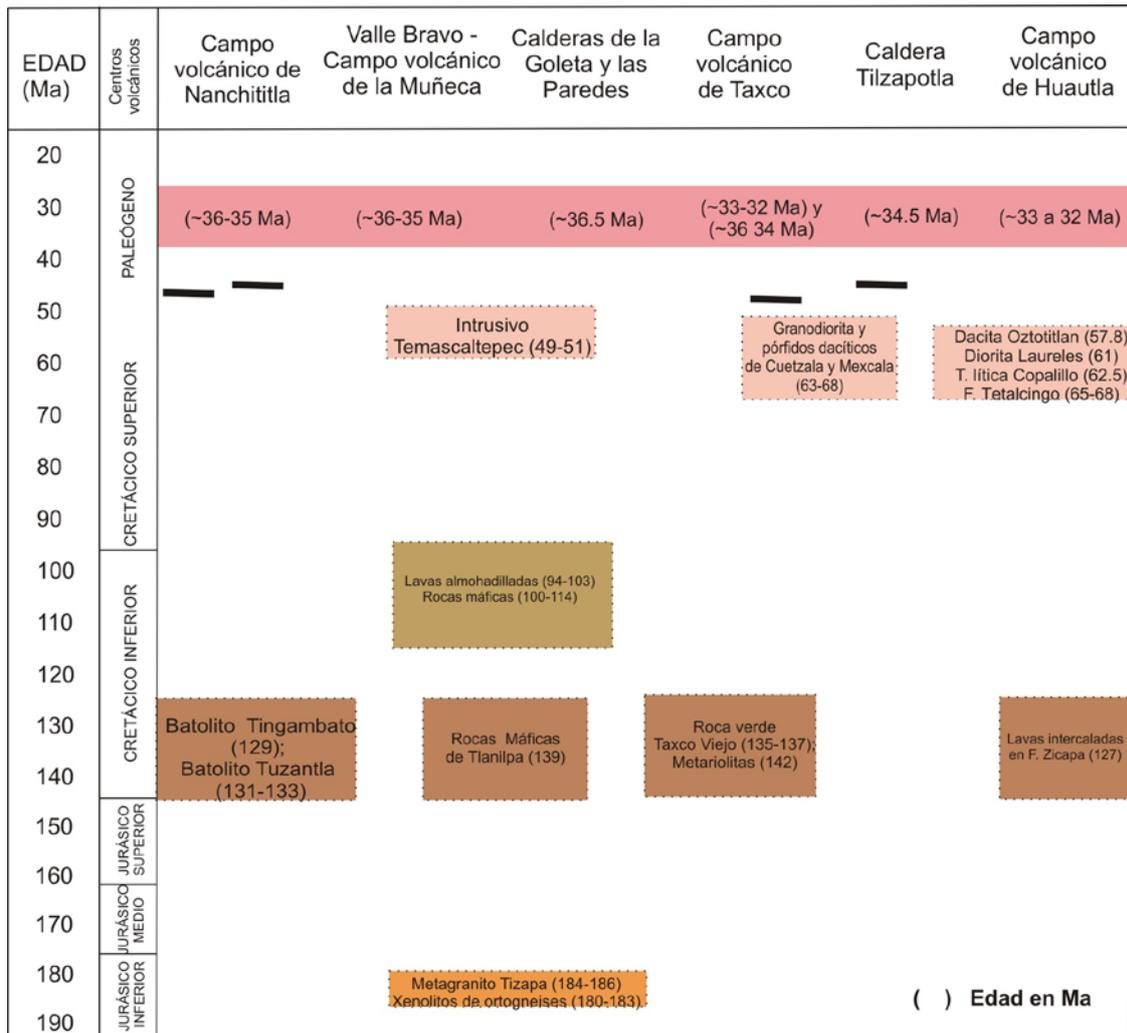


Figura 6: Síntesis esquemática de los eventos magmáticos previos al magmatismo silíceo de la región norte-central de la SMS

Referencias: 1 y 2 Elías-Herrera et al. (2000,2009); 3 Garza-González, 2008; 4 Martini et al. 2009; 5 Mortensen et al. 2008; 6 Talavera et al. 2007; 7 Campa et al. 2012; 8 Campa et al. 2002; 9 Delgado-Argote et al. (1992); 10 Talavera et al. 1995; 11 Levresse et al. 2007; 12 Meza-Figueroa et al. 2003; 13 Cerca et al. 2007; 14 Ortega-Obregón et al. 2009; 15 Ortega-Gutiérrez, 1980; 16 González-Cervantes, 2007; 17 Alaniz-Álvarez et al. 2002; 18 Morán-Zenteno et al. 2007; 19 Chapela-Lara, 2008; 20 Díaz-Bravo y Morán-Zenteno 2011; 21 Ramírez-Pérez, 2011; 22 Morán-Zenteno et al. 2004; 23 Este trabajo.

2.3 Geología del Basamento

Las características geológicas, composición y edad de los cuerpos de roca del basamento sobre el cuál se edifica la porción del arco del Paleógeno en el que se centra este estudio, se encuentra sobre los terrenos tectono-estratigáficos: porción oriental del terreno Guerrero (Nahuatl), y sobre el Terreno Mixteco. También se considera el Terreno Xolapa (Chatino) (Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993), ya que una porción del cinturón de batolitos de la región de Tierra Colorada, comparte temporalidad con las sucesiones del sector norte-central (Solari et al., 2007).

2.3.1 El Terreno Guerrero

El Terreno Guerrero es el terreno de mayor extensión reconocido en México y es de tipo compuesto (Campa y Coney, 1983; Talavera et al., 2007; Centeno et al., 2008), el cual se distribuye a lo largo del occidente de México en donde está ampliamente cubierto por rocas volcánicas del Cenozoico (Figuras 2 y 3). En el sector poniente de la Sierra Madre del Sur es donde se encuentra la mayor parte de su basamento expuesto. El rango de edad del basamento de este terreno en conjunto va del Triásico Tardío al Cretácico, y aunque sus asociaciones litológicas son muy heterogéneas, está compuesto en general por sucesiones volcano-sedimentarias marinas de arco oceánico, por rocas sedimentarias marinas y secuencias de rocas metasedimentarias y metavolcánicas de afinidad continental (Lapierre et al., 1992; Centeno-García et al., 1993; Talavera-Mendoza, 1995; Elías-Herrera, 2000; Martini, 2008). También presenta cuerpos de rocas magmáticas de arco, así como indicios que sugieren la presencia de una corteza continental antigua bajo este terreno (Elías-Herrera et al., 1997; Elías-Herrera, 2004; Levresse et al., 2007; Martini et al., 2009).

La falta de cartografía geológica, así como el poco conocimiento de las edades de las unidades litológicas que integran el Terreno Guerrero, ha propiciado que existan diversas interpretaciones sobre su origen y evolución que son materia de amplio debate (Martini et al., 2011), discusión que queda fuera del ámbito de este trabajo, por lo que basta señalar que los trabajos recientes sobre el este

terreno consideran que está formado en el sur de México por al menos tres subterrenos que de oeste a este son: Zihuatanejo, Arcelia y Teloloapan (Talavera et al., 2007; Centeno et al., 2008).

La zona de estudio se ubica en el sector oriental del Terreno Guerrero, por lo que su evolución está asociada esencialmente a los subterrenos Teloloapan y Arcelia que se describen a continuación.

Subterreno Teloloapan

El subterreno Teloloapan está formado por dos elementos petrotectónicos principales, el Esquisto Tejupilco-Esquisto Taxco y por una corteza siálica no expuesta, reconocida en forma indirecta (Elías-Herrera, 2004).

El Esquisto Tejupilco, Esquisto Taxco y Roca Verde Taxco Viejo forman un ensamble que ha sido considerado como una sola unidad (Elías-Herrera et al., 2009). El Esquisto Tejupilco está constituido por un conjunto de sucesiones de rocas metasedimentarias y metavolcánicas con metamorfismo regional en facies de esquisto verde, y con espesor un poco superior a los 2,000 m. (Elías-Herrera et al., 2000; Elías-Herrera, 2004). Las rocas metasedimentarias consisten principalmente en esquisto, filita y cuarzofilita, esquistos y filitas sericíticos, pizarras negras, en tanto que las metavolcánicas son cuerpos lenticulares que varían en espesor de metros hasta cientos de metros que consisten en esquisto verde y metariolita y cuyos protolitos de los esquistos corresponden principalmente a rocas volcanoclásticas de composición que varía de basáltica a dacítica.

Por su parte, el Esquisto Taxco está constituido por esquistos de sericita y cuarzo, esquistos de clorita, pizarras negras, cuarcitas, así como metaignimbritas y metalavas de composición andesítica y riolítica, en tanto que la Roca Verde Taxo Viejo es una secuencia de derrames de lava, tobas y depósitos de flujos de escombros, con algunos intervalos de grauvacas y pizarras negras (De Cserna, 1981, Talavera, 2000, Talavera et al., 2007).

Para el ensamble del Esquisto Taxco -Taxco Viejo de acuerdo a fechamientos realizados en zircones detríticos por el método de U-Pb, Talavera-Mendoza et al., (2007) reportan dos picos de 131 y 141 Ma, en tanto que Campa e Iriando (2004) obtienen edades de 130 y 137 Ma para el Esquisto Taxco y de, 132 y 135 para la Roca Verde Taxco Viejo, y recientemente Campa et al., (2012) reportan edades por el método SHRIMP de 137.1 y 135.6 Ma para la Roca Verde Taxco Viejo correspondientes a la base del Cretácico inferior. Por lo que respecta al Esquisto Tejupilco, se han obtenido edades de U-Pb de esta unidad de ~138 Ma en su parte más joven, la cual es consistente con otra edad obtenida de ~142 Ma para una meta-riolita interestratificada con metasedimentos del Esquisto Tejupilco (Elías-Herrera et al, 2009), edades semejantes al Esquisto Taxco, también del Cretácico inferior, con lo que documentan que ambas unidades forman parte de un mismo ensamble. Cabe señalar que Martini et al. (2009) reportan unas edades U-Pb en zircones detríticos para las sucesiones metamórficas del Esquisto Tejupilco de 257 y 259 Ma, las cuales contrastan con lo reportado por Elías-Herrera et al (2009).

El metagranito Tizapa es un plutón granítico peraluminoso deformado y metamorfizado que forma parte de este subterreno, y aunque es una unidad local, es clave para entender la evolución tectónica de esta porción del Terreno Guerrero, entre otras cosas por su significado geocronológico (Elías-Herrera, 2004). Las edades reportadas para esta unidad son de 186 Ma y 184 Ma, las cuales fueron obtenidas por los métodos de U-Pb en zircón por TIMS y por LA-ICPMS (Elías-Herrera et al., 2000; 2009, respectivamente); por lo que representa la unidad más antigua de esta porción del Terreno Guerrero.

El segundo elemento petrotectónico importante de destacar, es la presencia de un basamento más antiguo con afinidad continental bajo la porción oriental del Terreno Guerrero, que ha sido sugerida a través de diferentes tipos de argumentos: xenolitos, zircones heredados, firmas isotópicas de Sr muy evolucionadas e información geofísica (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Elías-Herrera, 2004). En el caso de los xenolitos, los reportes de paragneises y ortogneises con metamorfismo de alto grado en Pepechuca, Estado de México atestiguan un basamento antiguo muy evolucionado, además de que dos

xenolitos de ortogneises graníticos han sido fechados por el método U-Pb (LA-ICPMS) con edades de ~180 y ~183 Ma (Elías-Herrera et al., 2009).

En las edades obtenidas en zircones detríticos de unidades metamórficas del subterreno Teloloapan (p. ej. Taxco Viejo); o en rocas volcánicas del Paleógeno en diferentes sectores del Terreno Teloloapan (p. ej. Ignimbrita La Goleta) o zonas aledañas (p. ej. Mezcala, Gro.), se ha encontrado la presencia de zircones heredados que atestiguan edades premesozoicas (Levresse et al., 2007; Talavera et al., 2007; Martini, 2008; Díaz-Bravo, 2011). Por otra parte, las firmas isotópicas de Sr obtenidas en rocas magmáticas tanto del Jurásico como del Paleógeno muestran componentes muy evolucionados ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7130$) que sugieren la presencia de un basamento con afinidad continental (Elías-Herrera, 2004; Chapela-Lara, 2008; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011). Cabe señalar, que incluso en las porciones occidentales existen evidencias de un basamento más antiguo bajo el Terreno Guerrero, por ejemplo las edades modelo del batolito del Bloque de Jalisco y las edades de zircones heredados del batolito de Placeres del Oro (Schaaf et al., 1995, Martini, 2009).

La información obtenida de datos gravimétricos regionales (Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi, 1997) también sugiere la presencia de un basamento más antiguo, al menos en la porción oriental del Terreno Guerrero (<101° W). Una compilación más reciente de los espesores corticales al sur de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, elaborada con información gravimétrica y otros métodos geofísicos que puede consultarse (Ferrari et al., 2012).

El límite entre el Terreno Guerrero y Mixteco es controversial, entre otras razones por la presencia de la cobertura de la Plataforma Guerrero Morelos (PGM). Algunos autores lo ubican en la Falla de Papalutla en el borde oriental de la PGM (Sedlock et al., 1993; Cerca et al., 2007; Ortega-Gutiérrez y Elías-Herrera, 2009) o en la Falla Teloloapan-Pachivia en su margen oeste (Campa y Coney, 1983; Talavera et al., 2007).

Subterreno Arcelia (Grupo Arcelia - Palmar Chico)

Este grupo aflora al oeste del Esquisto Tejupilco (ET) al cual sobreyace estructuralmente, y se distribuye a lo largo de una franja continua de ~15 km de ancho, con dirección norte-sur que se extiende ~ 100 km. Está constituido por secuencias vulcanosedimentarias marinas deformadas en forma heterogénea y con metamorfismo de muy bajo grado con un espesor incompleto estimado de 2,500 m (Elías-Herrera, et al., 2000, 2004).

La litología del Grupo Argelia-Palmar Chico ha sido descrita por Elías-Herrera, (2004), quien la agrupa en dos conjuntos, uno inferior predominantemente sedimentario, y el superior volcánico. La secuencia inferior en detalle está constituida de la base a la cima por calizas arcillosas, lutitas filitizadas, areniscas de grano a conglomerados, lava basáltica almohadillada, pizarras negras, calizas micríticas y sedimentos silíceos con radiolarios. Cabe señalar, que el mismo autor indica que la arenisca y los conglomerados de este conjunto contienen fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado del Esquisto Tejupilco, lo que indica la naturaleza parautoctona para el terreno Arcelia respecto al terreno Teloloapan.

Los datos geoquímicos de las lavas muestran patrones típicos de rocas de piso oceánico (MORB), al igual que de basaltos de isla oceánica (OIB) (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000; Elías-Herrera et al., 2000)

La parte superior consiste de lavas almohadilladas y masivas de composición máfica-intermedia, diques máficos, y pequeños troncos tonalíticos con facies cumulíticas y pequeños cuerpos peridotíticos (Delgado et al, 1992; Elías Herrera, 2004).

Las interpretaciones sobre este subterreno han sido controvertidas, por ejemplo, Talavera y Guerrero (2000) sugieren que es un sistema de arco insular inmaduro, asociado a una cuenca de trasarco, Elías-Herrera y Ortega, (1998) interpretan un piso oceánico formado en un proceso de extensión en una cuenca de trasarco, en tanto que Martini et al. (2011) con nuevos datos estratigráficos y cronológicos han propuesto también que se trata de una cuenca de trasarco.

Las edades reportadas para el Grupo Arcelia - Palmar Chico se han obtenido a partir de radiolarios contenidos en capas de pedernal, con edad Albiano-Cenomaniano (Dávila y Guerrero, 1990), y también de fechamientos realizados por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en lavas almohadilladas, en donde se obtuvieron edades de 103.1 ± 1.3 y 93.6 ± 0.6 Ma (Elías-Herrera et al., 2000), y en el área de Palmar Chico - San Pedro Limón en las rocas máficas y ultramáficas se reportan edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que varían de 99 a 111 Ma.

Existe evidencia de un episodio de actividad magmática regional en el Terreno Guerrero de composición predominantemente silícica, que se manifiesta en los subterrenos Teloloapan y Arcelia y al poniente de este último, cuyas edades parcialmente se traslapan con la del Esquisto Taxco, pero también son más jóvenes, sus rocas tienen la característica en general de “no estar deformados”, las cuales se formaron en el intervalo de los ~135-105 Ma, y está representado por unidades como el cuerpo intrusivo granodiorítico de Placeres del Oro que tiene una edad U-Pb de ~120 Ma, el cuál no fue deformado por su contraste reológico (Martini, 2008; Martini et al., 2009), intrusivo granodiorítico de Tingambato, Michoacán de 129.6 Ma (Martini et al. 2009), el mismo batolito en su porción norte se obtuvieron edades por el método SHRIMP entre 133 y 131 Ma. (Garza-González, 2008).

En forma adicional, como parte de este episodio, hay registro de un stock máfico de San Pedro El Limón, Estado de México (Delgado-Argote et al., 1992), la diorita Tlanilpa en Guerrero de 138.7 Ma (Mortensen et al., 2008), y en zonas más distantes en la porción central del Estado de Guerrero como son las rocas metavolcánicas de la Formación Chapolapa con 126 Ma (Hernández-Treviño et al., 2004), las lavas andesíticas de la Formación Zicapa de 127 Ma (Campa y Iriando, 2004), que formarían parte del denominado arco de Teloloapan (Talavera y Guerrero, 2000)

2.3.2 Terreno Mixteco

El Terreno Mixteco se localiza al oriente del Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993), (Figura 4).

El basamento del Terreno Mixteco es el Complejo Acatlán el cual está compuesto por una sucesión de rocas metamórficas polideformadas con diferentes grados de metamorfismo que van desde facies de bajo grado hasta de alta presión (esquistos azules - eclogita)

La litología del Complejo Acatlán es diversa, y está constituido principalmente por esquistos de biotita, pelíticos y cuarzo feldespáticos, metapelitas, filitas, metagranitos, metabasitas, migmatitas, anfibolitas, cuarcitas, y en sus porciones superiores de metacalizas, metavolcánicas y metaconglomerados (Ortega-Gutiérrez, 1978; Keppie, 2004) de tal forma que sus protolitos corresponden a rocas ígneas máficas, ultramáficas y graníticas, así como secuencias sedimentarias siliciclásticas y continentales. Durante los últimos quince años, el Complejo Acatlán ha sido motivo de un amplio número de estudios sobre su deformación, geocronología, geoquímica y su evolución tectónica, por lo que la estratigrafía originalmente propuesta por Ortega-Gutiérrez (1978), así como las múltiples interpretaciones formuladas durante los últimos años sobre su origen se han modificado continuamente, y algunas de ellas siguen siendo asunto de controversia. Por lo anterior, queda fuera del alcance de este trabajo discutir dichos detalles, además de que para los objetivos de este trabajo, es suficiente establecer las principales asociaciones litológicas que lo constituyen y otros aspectos generales.

En los trabajos recientes de revisión sobre el Complejo Acatlán se considera que su alcance estratigráfico va del Ordovícico hasta el Carbonífero (Keppie et al., 2008), y las edades de los protolitos que lo constituyen van del Neoproterozoico al Ordovícico (Ramos-Arias y Keppie, 2011).

Los límites del Terreno Mixteco son al oriente con el Terreno Oaxaca (Zapoteca) (Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993) a través la Falla de Caltepec, que es una estructura regional con rumbo preferencial al norte, la cual es de tipo transpresiva con cinemática lateral derecha, cuya traza atestigua la amalgamación de ambos terrenos en un intervalo entre ~275 y 270 Ma (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002). Al sur limita con el Terreno Xolapa a través del sistema de fallas sinistral de Chacalapa (Tolson, 2005;

Solari et al., 2007) y su límite occidental con la Plataforma Guerrero-Morelos es a través de la estructura regional de la Falla de Papalutla, en que la PGM es cabalgada por el Complejo Acatlán.

La cobertura del Terreno Mixteco incluye secuencias marinas y volcánicas del Paleozoico, amplias sucesiones continentales del Jurásico Medio y rocas carbonatadas y clásticas del Jurásico Superior y Cretácico, además de secuencias volcánicas y continentales del Cenozoico (Sedlock et al., 1993).

2.3.3 Terreno Xolapa

El Terreno Xolapa (Chatino) se extiende en forma paralela a lo largo de la margen continental del Pacífico del sur de México por una longitud ~600 km con un ancho promedio de ~70 km (Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993). Su basamento es el Complejo Xolapa descrito por primera vez por De Cserna (1965), y se encuentra constituido por rocas metamórficas en facies de anfibolita relacionadas a la corteza media, como ortogneises, paragneises, esquistos pelíticos sometidos a diferentes grados de migmatización, además de estar intrusionado en varios sectores por rocas plutónicas deformadas y sin deformar (Ortega-Gutiérrez, 1981; Hermann et al., 1994; Corona, 2006; Pérez-Gutiérrez et al., 2009). Existe controversia sobre la edad de la migmatización y metamorfismo del Complejo Xolapa, el rango de tiempo considerado para dichos procesos es muy amplio y va del Jurásico Tardío al Paleoceno (Morán-Zenteno, 1992; Hermann et al., 1994; Ducea et al., 2004 y otros). En estudios recientes se considera que el proceso de migmatización queda constreñidos en la región de Acapulco-Tierra Colorada a ~130-133.6 Ma (Solari et al., 2007; Pérez-Gutiérrez et al., 2009).

El Terreno Xolapa también se caracteriza por tener registro de varios episodios de intrusiones superpuestas que varían en composición principalmente de granítica a tonalítica, de los cuales se han reconocido al menos cinco eventos magmáticos importantes: Jurásico Inferior (~178 Ma); Jurásico Medio (~165-160 Ma), Cretácico Temprano (~140-129 Ma), Paleoceno (~60-55 Ma) y Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano (~34-28 Ma) (Morán-Zenteno, 1992; Hermann et al., 1994; Ducea et al., 2004; Solari et al., 2007; Pérez-Gutiérrez et al., 2009).

Los procesos de deformación a los que ha sido sometido el Terreno Xolapa muestran una evolución estructural compleja, la cual ha sido comprendida con más detalle en años recientes, con estudios detallados que aportan e integran los datos obtenidos previamente y en los cuales se reconocen cinco fases de deformación dúctil (Solari et al., 2007; Pérez-Gutiérrez et al., 2009).

El límite norte del Terreno Xolapa con los Terrenos Guerrero, Mixteco y Oaxaca es una zona compleja. En las zonas en donde se ha estudiado, han permitido reconocer que se trata de un sistema regional de fallas laterales izquierdas que se caracterizan por ser zonas de milonitas que se ha denominado la Venta-Chacalapa, cuya edad va del Eoceno al Oligoceno (Riller et al., 1992; Hermann et al., 1994; Tolson, 2005; Solari et al., 2007)

2.4 Estructura cortical de la SMS

El caracterizar la estructura de la corteza continental que es uno de los componentes fundamentales en la generación del magmatismo continental, es un aspecto relevante, ya que nos permite reconocer la naturaleza de las posibles fuentes del magmatismo. Los estudios geofísicos realizados por métodos gravimétricos en el sur de México (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Urrutia-Fucugauchi y Flores Ruíz, 1996; García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi, 1997; Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000), en conjunto con las investigaciones efectuadas en xenolitos en la región central del sur de México (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Ortega-Gutiérrez et al., 2011, 2012), así como estudios que buscan integrar la información geológica, geofísica y de xenolitos (Ortega et al., 2008) han contribuido significativamente en tener un conocimiento más amplio de la estructura cortical de la SMS, así como de sus variaciones laterales a lo largo de la región, aunque no obstante lo anterior, los conocimientos son aún insuficientes.

Uno de los resultados más significativos de las investigaciones anteriores, ha sido el argumentar con mayor consistencia las interpretaciones que muestran los contrastes en los espesores corticales de la Sierra Madre del Sur entre las latitudes de 18° y 19° norte en la cual se encuentra la zona de estudio (Figura 7). En una sección de poniente a oriente se puede observar que los espesores

corticales menores se presentan en la región del Terreno Guerrero, localizado en el sector occidental, en donde el espesor cortical máximo es del orden de ~32 km (Figura 7), hacia el oriente se observa un engrosamiento cortical, en los sectores de la Plataforma Guerrero Morelos y del Terreno Mixteco, en donde se registran espesores máximos de ~ 45 y ~40 km, respectivamente (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruíz, 1996; Ortega et al., 2008). Los estudios de xenolitos encontrados en el sur de México también han contribuido para caracterizar la estructura cortical del sur de México, como los realizados en la localidad de Puente Negro localizada sobre el Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez et al., 2011), los de Chalcatzingo sobre la Plataforma Guerrero Morelos (Ortega Gutiérrez et al., 2012 y Pepechuca, Estado de México, ubicado en el sector oriental del Terreno Guerrero (Elías et al., 1997, 2004), que proporcionan información petrológica sobre la naturaleza del basamento no expuesto. (Figura 7b)

2.5 Plataforma Guerrero - Morelos

La plataforma Guerrero-Morelos (PGM) es una provincia geológica del sur de México de edad Cretácica (Ortega-Gutiérrez et al., 1992) que define una porción de la SMS con extensas exposiciones de sucesiones de rocas carbonatadas de plataforma (Fries, 1960; Hernández-Romano, 1997). Se encuentra limitada al norte por la Faja Volcánica Mexicana, bajo la cual queda sepultada, al sur por el Terreno Xolapa a través de un límite tectónico (Meschede et al., 1996, Solari et al., 2007), al poniente se encuentra limitada por la cabalgadura de Teloloapan (Talavera et al., 2000), y al oriente con el Terreno Mixteco a través de la falla de Papalutla, que la pone en contacto bajo el Complejo Acatlan (Figura 5). Existen opiniones contrastantes respecto a si la PGM forma parte del Terreno Guerrero propuesto por Campa y Coney (1983) o del Terreno Nahuatl de Sedlock et al., (1993), debate que se originó entre otras cosas debido a que su basamento no está expuesto.

En el primer caso el límite se estableció en las fallas expuestas en la región de Teloloapan, Guerrero, y en el segundo caso en la falla de Papalutla, Guerrero. En años recientes, Ortega-Gutiérrez y Elías-Herrera (2009) argumentan que el límite entre ambos terrenos es la Falla de Papalutla, por lo que la PGM

formaría parte del Terreno Guerrero. Algunas de los argumentos considerados son que no se han identificado rocas semejantes al Complejo Acatlán o de su cobertura Jurásica en la base de la PGM. Además los xenolitos extraídos del basamento cristalino de la región de Chalcatzingo, Morelos ubicada sobre la parte noreste de la PGM son idénticos a los de la región de Pepechuca, Estado de México, localizado en el interior del Terreno Guerrero y la presencia de unidades como el Esquisto Taxco y Roca Verde Taxco Viejo, consideradas como parte del Terreno Guerrero, que se encuentran en la base de la secuencia sedimentaria de la PGM en su borde occidental.

Además, cabe señalar que hay evidencias que demuestran la existencia de un basamento metamórfico en facies de granulita de edad desconocida a través de xenolitos contenidos en los cuerpos subvolcánicos de la región de Chalcatzingo (Gómez-Tuena et al., 2008 y Ortega-Gutiérrez et al., 2011). Asimismo, Levresse et al. (2007) sugieren que su basamento puede ser semejante al Complejo Oaxaqueño por la presencia de zircones heredados con edades Grenvillianas que se encuentren contenidos en rocas del Paleógeno en la porción central de la PGM, además de que también existen reportes de zircones detríticos del paleozoico y proterozoico en la Formación Mexcala de la PGM (Talevera et al. 2007).

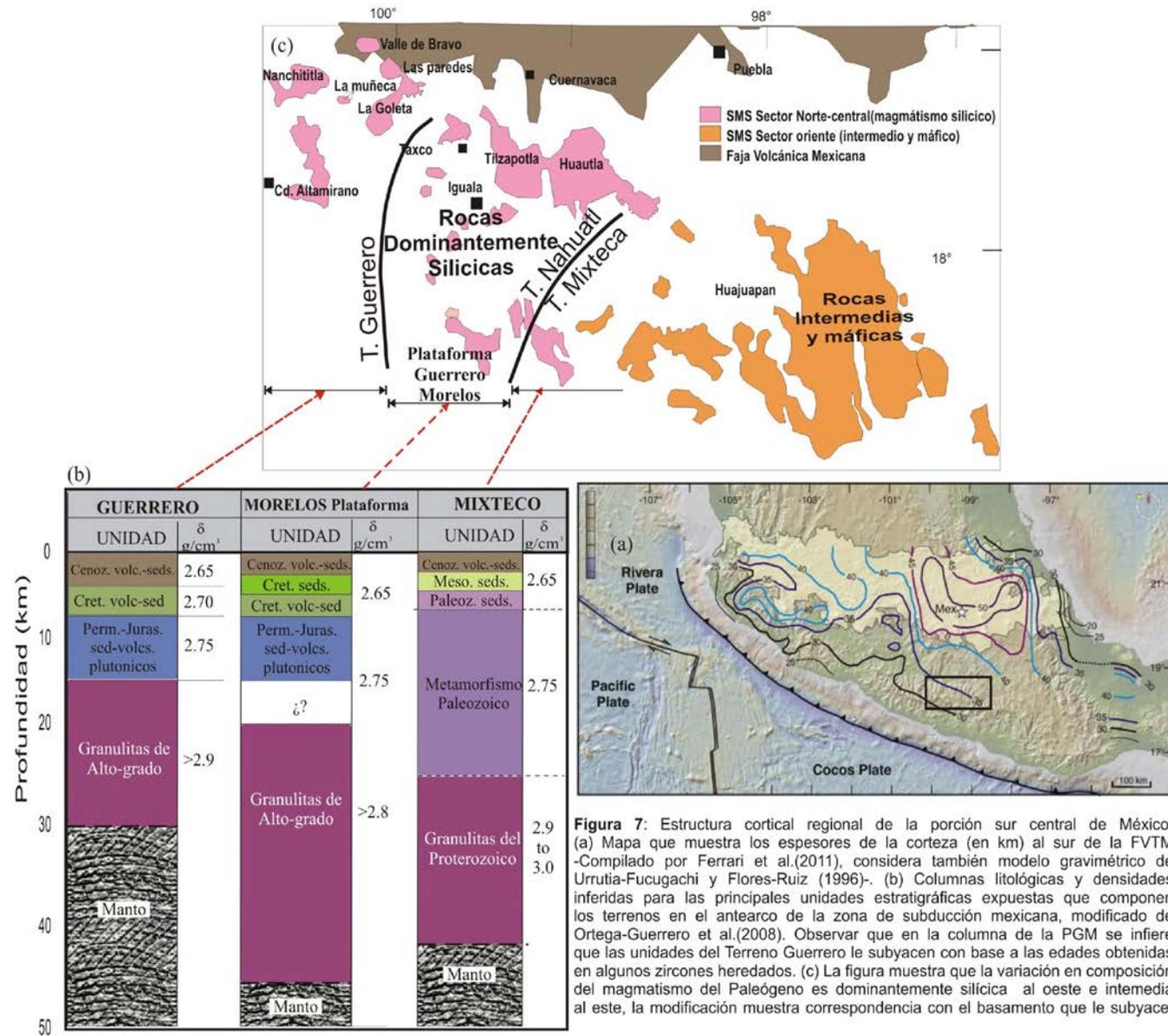
La evolución geológica de la PGM muestra indicios de que en su base existe un registro de sedimentación continental y marina, así como de actividad volcánica, la cual está representado por las formaciones Zicapa, Acahuizotla, Anhidrita Huitzucó y Chapolapa, con rangos de edad del Hauteriviano-Aptiano (Fries, 1960; Cerca et al., 2007; Hernández-Treviño et al., 2004; Campa e Iriondo, 2004), que han sido interpretadas como evidencias de un período de extensión regional (Cerca et al., 2010). Posterior a los depósitos continentales de lechos rojos con espesores de un poco más de 1,000 m (Fitz-Díaz, 2002), se edifican sucesiones de rocas carbonatadas de plataforma de la Formación Morelos del Albiano-Cenomaniano las cuáles son más someras hacia el oriente (Hernández-Romano et al., 1997; Cerca, 2007), sobre las que se depositaron sucesiones de siliciclastos de la Formación Mexcala, cuyo alcance estratigráfico va del Turoniano en su base, y concluye en forma

diacrónica desde el Santoniano-Campaniano en las porciones occidental y central, Coniaciano en su sector central-oriental (Aguilera-Franco, 2003) hasta el Maastrichtiano al oriente (Hernández-Romano et al., 1997; Perillat et al., 2000). No se conoce con precisión el espesor de la PGM, pero con base a información del pozo Ticumán 2 de exploración petrolera localizado al noreste de la PGM, se reportó que corto un cuerpo de filitas de bajo grado del Jurásico Tardío a ~ 4,800 m (López-Ramos, 1983). Por su parte, con la información de columnas estratigráficas compuestas reportadas por Cerca et al. (2007), se estima que el espesor de la sucesiones que conforman la PGM pueden alcanzar ~ 1800 m.

2.6 Deformación orogénica del Cretácico-Paleoceno en el sector occidental y central de la SMS

El proceso de deformación de las secuencias sedimentarias cretácicas del sector occidental y central del sur de México es relevante para este estudio por dos razones: la primera es por las posibles implicaciones que puede tener el engrosamiento de la corteza que precedió al desarrollo de la actividad volcánica de la región en los procesos petrogenéticos que dieron origen a dichas secuencias, y segundo, por la posible incidencia en los procesos de emplazamiento y distribución de los magmas de la región de estudio.

Los trabajos geológicos realizados en el cinturón de pliegues y cabalgaduras del sur de México han permitido reconocer durante Cretácico Tardío-Eoceno Temprano una evolución tectónica compleja que no obstante que muestra patrones de deformación dominantes, también existen particulares en cada región.



Modificado de Ortega-Gutiérrez *et al* 2008.

Figura 7: Estructura cortical regional de la porción sur central de México.

La deformación esta expresada en estructuras de pliegues y cabalgaduras que tienen una orientación dominante N-S en el sector central de la SMS (Cerca et al., 2007; Martini et al., 2009) y NW-SE en el occidente de la SMS (Martini et al., 2010), cuyo origen esta asociado al menos a dos fases de deformación. Los avances en el conocimiento de la diversidad estructural de la región, también han permitido constreñir con mayor precisión la temporalidad de la deformación e intentar explicar las causas que originaron la deformación, asunto aún de controversia, pero que con los nuevos conocimientos estratigráficos y cronológicos cada vez se explica con más argumentos (De Cserna et. al., 1980; Salinas Prieto et al., 2000, Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000; Elías-Herrera et al., 2000; Cabral-Cano et al., 2000; Fitz, 2001; Cerca, 2004; Cerca et al., 2007 y 2010; Nieto et al., 2006; Talavera et al., 2008; Centeno et al., 2008; Martini, 2008; Martini, et al., 2009).

Varios estudios han considerado que en el sur de México la deformación “Laramide” tuvo dos eventos de plegamientos mayores, que se pueden diferenciar por sus vergencias opuestas (Salinas-Prieto et al., 2000; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000, Cerca et al., 2007).

En la primera fase de acortamiento se encuentran involucradas las secuencias sedimentarias marinas del Cretácico, y se observa una progresión de la deformación hacia el oriente. En forma general, su desarrollo temporal queda comprendido entre el Cenomaniano al Paleoceno Temprano (“Laramide” ~95-70 Ma) (Salinas-Prieto et al., 2000; Cerca et al., 2007; Martini, 2008). La edad de esta fase de deformación en el sector Terreno Teloloapan - Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) esta marcada por la terminación de la sedimentación calcárea de la Formación Morelos, la cual fue diacrónica (Cenomaniano-Turoniano), y por el inicio de la sedimentación siliciclástica de la Formación Mexcala-Pachivia, la cual ha sido considerada como una sucesión sedimentaria sin-tectónica (Hernández-Romano, 1997; Cabral-Cano et al., 2000).

Las edades estimadas para el evento de acortamiento en diferentes regiones muestran variaciones espaciales de oeste a este del frente orogénico de acuerdo a la terminación del depósito de la Formación Mexcala, de tal forma

que en la región de Huetamo fue del Cenomaniano Temprano al Santoniano; en Arcelia-Palmar Chico post 94 Ma; al oeste de la PGM Santoniano-Campaniano y al este de la PGM Maastrichtiano-Paleoceno (Guerrero-Suastegui, 2004; Hernández-Romano, 1997; Perrillat et al., 2000; Martini, 2009). El episodio de magmatismo registrado en la parte central de la SMS entre el Maastrichtiano y Paleoceno (68-57) constriñe también esta fase de deformación (Cerca et al., 2007)

La segunda fase de acortamiento documentada en la región no se encuentra constreñida en detalle, se le ubica en el Paleoceno (Cerca et al., 2007; Martini, 2008) y afecta con la rotación de estructuras previamente acortadas en sentido antihorario. Provoca también el plegamiento suave de las sucesiones continentales, se asocia cizallamiento de desplazamiento lateral, la cuál se ha interpretado de varias maneras, ya sea como una compresión fuera de secuencia en la zona transpaís durante la migración hacia el este del frente laramídico o asociada a la rotación del bloque Acatlán-Oaxaca (Martini, 2008; Nieto et al., 2006).

Asimismo, se ha documentado una fase de deformación del Eoceno Tardío-Oligoceno asociada a un proceso de transurrencia izquierda regional que se vincula a una extensión NW-SE, que ocurre en el Eoceno más tardío y otra asociada a un proceso de extensión NE y E-O que tuvo lugar en el Oligoceno (Nieto et al., 2006, Martini, 2008). La transición entre ambos regimenes se ha interpretado que jugó un papel relevante en el emplazamiento del volcanismo voluminoso del Oligoceno (Alaníz-Alvarez et al., 2002).

2.7 Depósitos continentales del Paleógeno

El registro de depósitos sedimentarios continentales del Paleógeno del sector norte-central de la SMS está constituido por una amplia variedad de tipos litológicos que Fries (1960) denominó como Grupo Balsas, en el cual incluyen conglomerados de calizas y rocas volcánicas, areniscas y limonitas tobáceas, brechas y tobas volcánicas, derrames lávicos interestratificados en los depósitos de conglomerados, yesos, calizas lacustres y limonitas de espesores variables. Dichos depósitos rellenan cuencas limitadas por pliegues y

cabalgaduras formadas durante la deformación “laramídica”, aunque la edad y origen de estas secuencias no se han establecido claramente (Silva, 2010).

Con los estudios recientes es posible establecer algunos de sus principales rasgos geológicos. En la definición original, Fries (1960) formuló un comentario interesante: “con el tiempo este grupo podrá ser dividido en varias decenas de formaciones distintas”. En el sector norte-central de la SMS la litología de estos depósitos han sido estudiada en detalle y con datos geocronológicos sólo en algunas cuencas, como son la de Amacuzac-Zacapalco (Morán-Zenteno et al., 2007); las cuencas de Tuzantlan-Copalillo-Tuliman (sinclinatorio de Zacango) ubicadas al sur del centro volcánico de Huautla (Fitz, 2001; Cerca, 2004; Molina-Garza y Ortega-Rivera, 2006), y en la región de Taxco (Alaníz-Álvarez et al., 2002).

El criterio principal empleado para reconocer estas sucesiones, ha sido su posición estratigráfica discordante sobre las capas marinas deformadas del Cretácico y bajo las rocas volcánicas del Eoceno-Oligoceno Temprano (Morán-Zenteno et al., 2007), pero debido a las variaciones de edad que tienen las rocas que sobreyacen y a las que subyacen, además de los diferentes contextos en que se depositan estas sucesiones, su común denominador son sus amplias variaciones laterales en litología y espesor, así como la dificultad para constreñir su edad de depósito. Por ejemplo, en las cuencas de Tuzantlán-Copalillo, Molina y Ortega (2006) han documentado un cambio de facies del Grupo Balsas en dirección oeste a este que varían de conglomerados de guijas y guijarros a areniscas gruesas y lodolitas que han denominado capas rojas Zacango.

Al Grupo Balsas se le encuentra intercalado también con rocas volcánicas del Paleoceno de la Formación Tetelcingo (Ortega-Gutiérrez, 1980; Cerca et al., 2007), así como intercalado con derrames de lavas de 44.5 Ma (Luteciano) de la porción inferior del Grupo Balsas denominada Formación Tepetlapa o con intercalaciones de las tobas Piedras Altas o Teacalco de 38.5 y 35.2 Ma, respectivamente (Morán-Zenteno et al., 2007), entre otros. De tal forma, que

en forma general el rango de edad del Grupo Balsas puede variar del Maastrichtiano? al Eoceno.

Como resultado del trabajo estratigráfico y geocronológico efectuado en esta investigación, se puede diferenciar con criterios cronológicos el depósito de la Formación Oapan, que regularmente se denominaba así no solo por sus características litológicas, sino también por su posición estratigráfica sobre la Ignimbrita Tilzapotla. Ahora sabemos que existe un episodio ignimbrítico entre los 33 y 31.5 Ma que se le denomina Ignimbrita Maravillas, y es en que se encuentra intercalada dicha formación.

2.8 Volcanismo Paleógeno del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur

El sector magmático del norte-centro de la SMS del cual forma parte el campo volcánico de Huautla, se encuentra a lo largo de una franja de ~220 km de longitud con un ancho promedio de ~30 km, constituida de varios centros volcánicos silícicos (CVS) distribuidos en forma discontinua desde el poblado de Nanchititla, ubicado entre los límites de los Estados de Guerrero, Michoacán y México hasta Chiautla en el Estado de Puebla (Figura 4).

Los CVS son de composición predominantemente silícica (riolítica-dacítica), en los que en algunos casos coexisten también cuerpos de roca de composición intermedia, y de manera más restringida de rocas máficas. Se ha considerado que forman parte de un episodio de actividad volcánica desarrollado durante el Eoceno-Oligoceno (Morán-Zenteno, 2007; Cerca, 2007; Martini, 2009)

Hasta el momento se han reconocido al menos diez centros volcánicos en este sector, que son de poniente a oriente: la Sierra de Nanchititla-Cerro Purungueo en los Estados de Guerrero, Michoacán y de México (Serrano-Durán, 2005; González, 2007); Peña Bramadora (SGM, 1999), domos de Cd. Altamirano y San Vicente- Cerro Alacrán (Martini et al., 2009) en el Estado de Guerrero y el centro volcánico de La Muñeca (Chapela-Lara, 2008), la Sierra de la Goleta (Díaz- Bravo, 2008; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011), Las Paredes (Ramírez, 2011) y Valle de Bravo-Temascaltepec (Vidal-Serratos et al., 2000; Camprubi et al., 2003), en el Estado de México; Taxco en el Estado de Guerrero (Alaníz et al., 2002), la caldera de Tilzapotla en los Estados de Guerrero y Morelos (Morán-Zenteno et al., 2004), y la Sierra de Huautla-

Chiautla en Morelos, Guerrero y Puebla (Ramírez, 2005; Díaz, 2005; Chávez, 2005; González-Torres et al., 2009), y algunos sectores al norte de Chiautla en Puebla (Sabanero et al., 1996).

En la tabla 1 se resumen las principales características que se conocen de los centros volcánicos de este sector. Se omitió integrar los centros volcánicos de San Vicente-Cerro el Alacrán y Peña Bramadora, debido a la poca información disponible, no obstante que la información relativa a sus volúmenes de materiales volcánicos estimados si fue considerada, además de algunos datos geocronológicos que aparecen en la tabla A1-1. Con la información recopilada y la generada en este estudio se destacan algunas características del contexto geológico del volcanismo en este sector.

El volumen de material volcánico preservado de estos centros es de $\sim 2,700 \text{ km}^3$ 1/, de los cuáles se estima que alrededor del 75%, es decir poco más de $2,000 \text{ km}^3$, corresponden a productos de composición dacítica-riolítica. El intervalo de tiempo en que se formaron estos centros volcánicos fue de los ~ 38 a 29 Ma , es decir en un intervalo de $\sim 9 \text{ Ma}$.

Se reconocen los siguientes tres pulsos magmáticos de importancia en términos de volumen: ~ 36.5 , ~ 35 - 34.5 y ~ 33 - 31.5 Ma , y cierta tendencia de migración del magmatismo en el sector de W a E, en especial de los pulsos volcánicos silícicos, además de haber registro de un pulso de actividad magmática restringida de ~ 38 - 37 Ma .

Algunos centros volcánicos en términos de su volumen son casi exclusivamente de composición silícica y su litología corresponde a ignimbritas, como son La Goleta, Valle de Bravo, Las Paredes. Otros son predominantemente silícicos, pero tienen cierta proporción de componentes intermedios, sus

1/ El volumen considerado es de roca densa equivalente (DRE). El cálculo de los volúmenes de material volcánico preservados, fue estimado a través de la aplicación de un Sistema de Información Geográfica. Se consideró el área de exposición de la unidad, un modelo de elevación digital, y como referencia una cota mínima que corresponde al nivel topográfico base del terreno en la región de estudio. La estimación de los volúmenes preservados de las unidades se calculó con el objetivo de contar con un marco de referencia aproximado. Cabe señalar, que para los otros centros volcánicos de la región norte-central de la SMS, se siguió un procedimiento similar. Los resultados obtenidos son muy semejantes a los reportados en trabajos en donde se calculó también el volúmenes preservado, como es el caso de las calderas de Tilzapotla, la Goleta y las Paredes (Morán-Zenteno et al., 2004; Díaz-Bravo y Morán, 2011 y Ramírez-Pérez, E., 2011).

componentes litológicos son ignimbritas-riolitas y andesitas como es el caso de Tilzapotla, Taxco y las Mesas de Ixtapan (La Muñeca), y por último están otros campos volcánicos constituidos por litologías con ignimbritas, dacitas, andesitas y andesitas basálticas, cuya composición química varía de intermedia a dacítica, como en el caso de Nanchititla y Huautla.

Los centros volcánicos asociados a calderas son la Goleta, Tilzapotla y Las Paredes y posiblemente Valle de Bravo. En el caso de Huautla existe en el sector norte un “aparente” estructura de caldera, pero en conjunto el centro volcánico muestra una estructura compleja, en tanto que en Nanchititla, Las Mesas de Ixtapan y Taxco no existen argumentos que indiquen que se trata de calderas. Asimismo, con relación al basamento en donde se encuentran edificados, con excepción de Tilzapotla, Huautla y Chiautla, todos los CVS se encuentran en el Terreno Guerrero, en tanto que Tilzapotla y Huautla descansan sobre la Plataforma Guerrero Morelos (PGM) y el intrusivo de Chiautla se edifica sobre la traza del límite entre la PGM y el Complejo Acatlán.

El sistema de fallas del Cenozoico más importante de la región asociado a los centros volcánicos silícicos es un sistema NW-SE, y también se reconocen sistemas estructurales NE-SW y N-S, cuya cinemática es en general de tipo lateral izquierdo (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2005; Cerca et al., 2007; Martini et al., 2009).

Además, se reconoce la presencia de una gran estructura dómica-elíptica asociada a la etapa de tumefacción, durante la evolución temprana de la caldera de Tilzapotla previa al colapso (Morán-Zenteno et al., 2007).

En las rocas mesozoicas, las estructuras dominantes corresponden a sistemas de cabalgaduras y pliegues con dirección preferencial N-S y NE-SW (Salinas et al., 2000; Talavera et al., 2007; Cerca et al, 2007 y Martini et al, 2009). (En el capítulo 4 se describen con más detalle)

Tabla 1 Comparativo con las principales características de los centros volcánicos silíceos de la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur del episodio Eoceno – Oligoceno

Campo Volcánico	Cerro Purungueo – Nanchitila, Estados de Mich., Gro. y México (1,2)	Valle de Bravo- Temascaltepec, La Muñeca Edo. de México, (3,4,5)	La Goleta – Las Paredes, Estado de México (6,7,8)	Taxco, Guerrero (9,10)	Tilzapotla, Guerrero (11)	Huautla – Chiautla, Morelos, Guerrero y Puebla (12)
1.-Dimensiones	Ejes: ~ 25x20 Área: ~ 300 km ² Vol. Preservado: ~ 160 km ³	Valle de Bravo: Ejes: 22x10 Área: ~ 105 km ² Vol. Preservado: ~54 km ³ Las Mesas: Ejes: 9.5x6.5 km área: ~ 36 km ² Vol. Preservado: ~20 km ³	Goleta: Ejes: 33x12 km Área: ~450 km ² V. Preservado:~230 km ³ Las Paredes: Diámetro prom: 12 km Área: 100 Volumen Preservado: ~50 km ³	Ejes ~ 22x8 Área: ~180 km ² Vol. Preservado:~90 km ³	Ejes: 33x24 km Área: ~ 740 km ² Vol. preservado: ~500 km ³	Ejes: ~ 33x28 Área: ~ 1,300 km ² Vol. Preservado: ~ 600 km ³
2.- Rango de Edad (Ma) y lapso del emplazamiento del centro volcánico	37.8 – 35.5 (~2.5)	Valle de Bravo 35.1 – 32 (~3)	Goleta: 36.9 – 34.4 (~2.5) Las Paredes: 32.8-36 (~3.5)	38.1- 31.6 (~5)	35 – 33 (~4)	33.6 – 29 (~5.0)
3.- Edad del evento más importante en volumen (Ma)	~ 36.3	~35	~ 36.5	~ 35	~34.5	~32
4.- Edad de eventos magmáticos previos (Ma)	Sistemas de diques ~43.1		Granito Temascaltepec 48.6 – 51	Gabros ~47-52	Andesitas intercaladas en Grupo Balsas ~44.5 Granodioritas de Mexcala: 68-60 (13)	P. Tamazola: ~36.5
5.-Edad de eventos magmáticos pre-Cenozoicos (Ma)	Placeres del Oro (17) 115-116 Batolito Tingambato (17) 129.6 Batolito Tuzantla (19) 132-131	Lavas almohadilladas (16) 95	Lavas almohadilladas (5) 93.6 y 103.1	Roca verde Taxco Viejo (22) 132-135 Esquisto Taxco (22) 130 -137 Ensamble Taxco-Taxco Viejo (23) 131 y 141	Formación Tetelcingo: 68-65 (14,15)	Lavas Mexquitlán intercaladas en Formación Zicapa (24) 127
		Tronco de hornblendita San Pedro el Limón (18) 100 a 114				
		Diorita Tlanilpa (20) 138.7	Esquisto Tejupilco(ET) (21) 138			
		Meta-toba félsica Azulaquez (20) 139.7	Metariolita intercalada en Esquisto Tejupi (21) 142			
		Xenolitos de ortogneis graníticos (21): 180-183 Granito Tizapa: 184-186				
6.- Litología dominante y subordinada	Ignimbritas > andesitas	V. Bravo: Ignimbritas Las Mesas: Ignimbritas y Andesitas	Ignimbritas	Riolitas, ignimbritas > andesitas	Ignimbritas Dacíticas > Andesitas	Dacitas e Ignimbritas dacíticas > Andesitas

Tabla 1: Comparativo con las principales características de los centros volcánicos silícicos de la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur del episodio Eoceno – Oligoceno (continuación)

Campo Volcánico	Cerro Purungueo – Nanchitila, Estados de Mich., Gro. y México (1,2)	Valle de Bravo- Temascaltepec, La Muñeca, Edo. de México, (3,4,5)	La Goleta – Las Paredes, Estado de México (6,7, 8)	Taxco, Guerrero (9, 10)	Tilzapotla, Guerrero (11)	Huatla – Chiautla, Morelos, Guerrero y Puebla (12)
7.- Unidad(es) en donde se edifica el centro volcánico	Grupo Arcelia- Palmar Chico, F. Cutzamala y E. Tejupilco	Grupo Arcelia – Palmar Chico y Esquisto Tejupilco	Esquisto Tejupilco > Grupo Arcelia Palmar Chico	Esquisto Taxco, Roca Verde Taxco Viejo y PGM	PGM y Grupo Balsas	PGM y Grupo Balsas / C. Acatlan
8.- Basamento	Subterreno Arcelia T. Guerrero	Subterrenos Arcelia y Teloloapan, T. Guerrero	Subterreno Arcelia y Teloloapan T. Guerrero	Subterreno Teloloapan / PGM T. Guerrero	Grenville?	Complejo Acatlan
9.- Espesor Cortical estimado (km) (25)	~ 35	~ 35	~ 35	~ 45	~ 45	~ 45
10- Composición química	Bimodal SiO ₂ varía 52-57% y 67-79%	Las Mesas: contenido SiO ₂ varía de 55.7-74.6 %	Goleta: contenido SiO ₂ varía de 71 a 76%; sólo una unidad 61% Paredes: presencia de diques máficos SiO ₂ varía de 43-48	contenido SiO ₂ varía de 67.8 a 75.6%	contenido SiO ₂ varía de 57 a 73 %	contenido SiO ₂ varía de 56.7 a 73%
11- Información geoquímica relevante	- Tendencias peraluminosas - Rocas en el campo de alto y medio potasio	-Las sucesiones más jóvenes son peraluminosas - Presencia de andesitas-basálticas	Paredes: presencia de diques máficos SiO ₂ varía de 43-48	- Los contenidos más altos de SiO ₂ del sector - Rocas en el campo de alto potasio	- Las relaciones isotópicas más primitivas de los centros volcánicos	-Alto fraccionamiento
12.- Rangos de variación de relaciones isotópicas de (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i y (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i de sucesiones volcánicas		La Muñeca 0.7044-0.7054 0.5125-0.5127	Goleta: 0.7048-0.7070 0.5125-0.5126	0.7051-0.7063	0.7034-0.7066 0.5125-0.5129	0.7040-0.7057* 0.5124-0.5127
13.-Rangos de variación de relaciones isotópicas de (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i y (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i del basamento	Batolito Tuzantla (19) 0.7040-0.7070 0.5128-0.5129	Subterreno Teloloapan (26) y (27) 0.7035- 0.7043 0.5127-0.5130 0.7040-0.7046 0.5126-0.5181	Xenolitos Pepechuca (5) 0.7167-0.7199 0.512293-0.512297 Metagranito Tizapa (5) 0.7162 y 0.5123 Xenolitos de Esquisto Tejupilco Nev. Toluca (28) 0.7055-0.7140 0.5122-0.5127			Xenolitos Chalcatzingo (29) 0.7054 0.5125

Tabla 1: Comparativo con las principales características de los centros volcánicos silícicos de la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur del episodio Eoceno – Oligoceno (continuación)

Campo Volcánico	Cerro Purungueo – Nanchitila, Estados de Mich., Gro. y México (1,2)	Valle de Bravo- Temascaltepec, La Muñeca, Edo. de México, (3,4,5)	La Goleta – Las Paredes, Estado de México (6,7, 8)	Taxco, Guerrero (9, 10)	Tilzapotla, Guerrero (11)	Huautla – Chiautla, Morelos, Guerrero y Puebla (12)
14- Procesos petrogenéticos inferidos	Procesos AFC	Procesos de AFC, asimilación cortical baja	Procesos de AFC, asimilación cortical moderada		- Inyección de magmas más primitivos en la cámara magmática producen resurgencia	Procesos de AFC, con asimilación cortical profunda y de corteza superior máfica)
15.- Tipo de estructura volcánica	Compleja	V de Bravo: posible caldera exhumada Mesas de Ixtapan: compleja	La Goleta: Caldera Tipo <i>Trap Door</i> exhumada Las Paredes: Caldera exhumada tipo <i>Downsag</i>	Compleja	Caldera Exhumada	Compleja, presencia de estructuras de anillo
16.- Sistemas Estructurales	WNW-ESE	Valle de Bravo: Fallamiento normal W-E La Muñeca: N-S; NW-SE; E-W	Goleta: NW-SE Las Paredes: NE-SW y N-S	Eoceno: NNW extensión Oligoceno: NE extensión	NW-SE Fallas desplazamiento lateral izquierdo	NE-SW; NW-SE; W-E

1.- González-Cervantes, 2007; 2.- Serrano-Durán, 2005; 3.-Chapela-Lara, 2008; 4.- Elías-Herrera et al., 2000; 5.- Elías-Herrera, 2004; 6.- Díaz-Bravo, 2008; 7.- Díaz-Bravo, 2011; 8.- Ramírez-Pérez, 2011; 9.- Alaníz-Álvarez et al., 2002; 10.-Morán et al., 1998; 11.- Morán-Zenteno et al., 2004; 12.- Este Trabajo; 13.- Meza-Figueroa, et al., 2003; 14.- Ortega, 1980 ; 15.- Cerca et al., 2007); 16.- Talavera, 2000; 17.- Martini et al., 2009; 18:- Delgado-Argote et al., 1992, 19.- Garza-González, 2008; 20.- Mortensen et al., 2008; 21.- Elías-Herrera et al. 2009, 22.- Campa e Iriondo, 2004; 23.- Talavera et al., 2007; 24.- Fitz et al., 2002; 25.- Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruíz, 1996; García-Pérez, 1995 y Ortega et al., 2008; 26.-Centeno-García et al., 1993; 27.-Talavera, et al., 1995; 28.- Martínez-Serrano et al., 2004; 29.- Gómez-Tuena et al., 2008

Capítulo 3. Estratigrafía

3.1 Rasgos generales

El campo volcánico de Huautla (CVH) está integrado por un conjunto de sucesiones de derrames de lava y depósitos piroclásticos que se depositaron sobre secuencias sedimentarias marinas del Cretácico que forman parte del sector oriental de la Plataforma Guerrero Morelos, así como de depósitos continentales del Paleógeno (Figura 8 y 9). En forma previa a la edificación de lo que propiamente es el CVH, existe evidencia de actividad magmática representada por un cuerpo porfídico que en este trabajo se denomina Pórfido Tamazola, del que se obtuvo una edad de U-Pb de 36.7 ± 0.5 Ma, y representa el basamento subvolcánico del CVH. Posterior a ese evento magmático, existe un hiatus de ~ 3 Ma en el que no se reconocen evidencias de actividad magmática "in situ", intervalo caracterizado por la depositación de unidades piroclásticas derivadas de una fuente externa adyacente que es la caldera de Tilzapotla. Dichos depósitos corresponden a facies distales de la Ignimbrita Tilzapotla, para la cual se obtuvieron en la zona de estudio tres fechamientos, dos U-Pb y otro K-Ar, siendo la edad máxima de 34.8 ± 0.3 Ma. Aunque esta unidad aflora predominantemente en el flanco occidental y sur del CVH, hay evidencias geocronológicas de que también se depositó en otras porciones internas de la Sierra de Huautla y en su borde suroriental. Estos depósitos quedaron sepultados por los productos volcánicos de episodios volcánicos posteriores. Asimismo, en el borde occidental de la zona cartografiada aflora un pequeño cuerpo intrusivo de composición diorítica al que se denominó como intrusivo el Chautle y para el cual se obtuvo una edad U-Pb en zircones de ~ 34.6 Ma (Martiny et al., 2011), que no obstante su presencia en el CVH, su historia magmática posiblemente está asociada a la caldera de Tilzapotla.

El CVH propiamente dicho, se edificó posterior al hiatus de ~ 3 Ma, y representa el reinicio de la actividad volcánica en la zona de estudio, el cual ocurrió alrededor de los 33.6 Ma, la cual fue continua hasta que finalmente cesó a los ~ 28.1 Ma. Por lo anterior, el período de actividad volcánica del CVH tuvo al menos una duración de ~ 5 Ma (Figura 10).

El CVH se encuentra constituido por tres episodios volcánicos principales, mismos que se reconocieron por la composición química dominante de sus rocas, así como por los intervalos de tiempo en que se desarrollaron. Aunque los rangos de edad de dichos eventos volcánicos tienen cierto traslape temporal, se agruparon de la siguiente forma: a) Conjunto inferior de sucesiones de andesitas ~(33.6-33 Ma), b) Sucesiones de volcanismo silíceo ~(32.9-30 Ma) y c) Conjunto superior de sucesiones de andesitas ~(29.2-28.1 Ma). Cabe señalar, que cada episodio se encuentra integrado a su vez por varias unidades con características particulares (Figura 8), mismas que son descritas en el presente capítulo. El volumen de productos volcánicos preservados en el registro estratigráfico del CVH es de ~ 600 km³ de los cuales aproximadamente el 50% corresponde a rocas silíceas.

3.2.- Basamento

Complejo Acatlán

El CVH se edificó sobre la porción oriental de la Plataforma Guerrero Morelos, muy cerca del sector norte de la Falla de Papalutla, límite occidental del Terreno Mixteco (Ortega-Gutiérrez y Elías-Herrera, 2009; Cerca et al., 2007), con excepción de una pequeña elongación que el CVH muestra en su sector suroriental, el cual se encuentra sobre el Complejo Acatlán (Figura 5).

Por lo anterior, las rocas más próximas y antiguas al CVH forman parte del Complejo Acatlán, el cual no aflora en el área que se cartografió en este trabajo. Sin embargo, en dos sectores muy cercanos a este centro volcánico es posible observarlo. El primero se ubica a ~ 3 km al sur de Pilcaya, en el límite sureste de la zona de estudio, y el segundo se ubica ~20 km al oriente de CVH, constituyendo la mayor parte de la roca encajonante en donde se emplazó la Granodiorita de Chiautla, el cual se ubica sobre la traza del sector norte de la Falla de Papalutla (Elías-Herrera, comunicación personal)

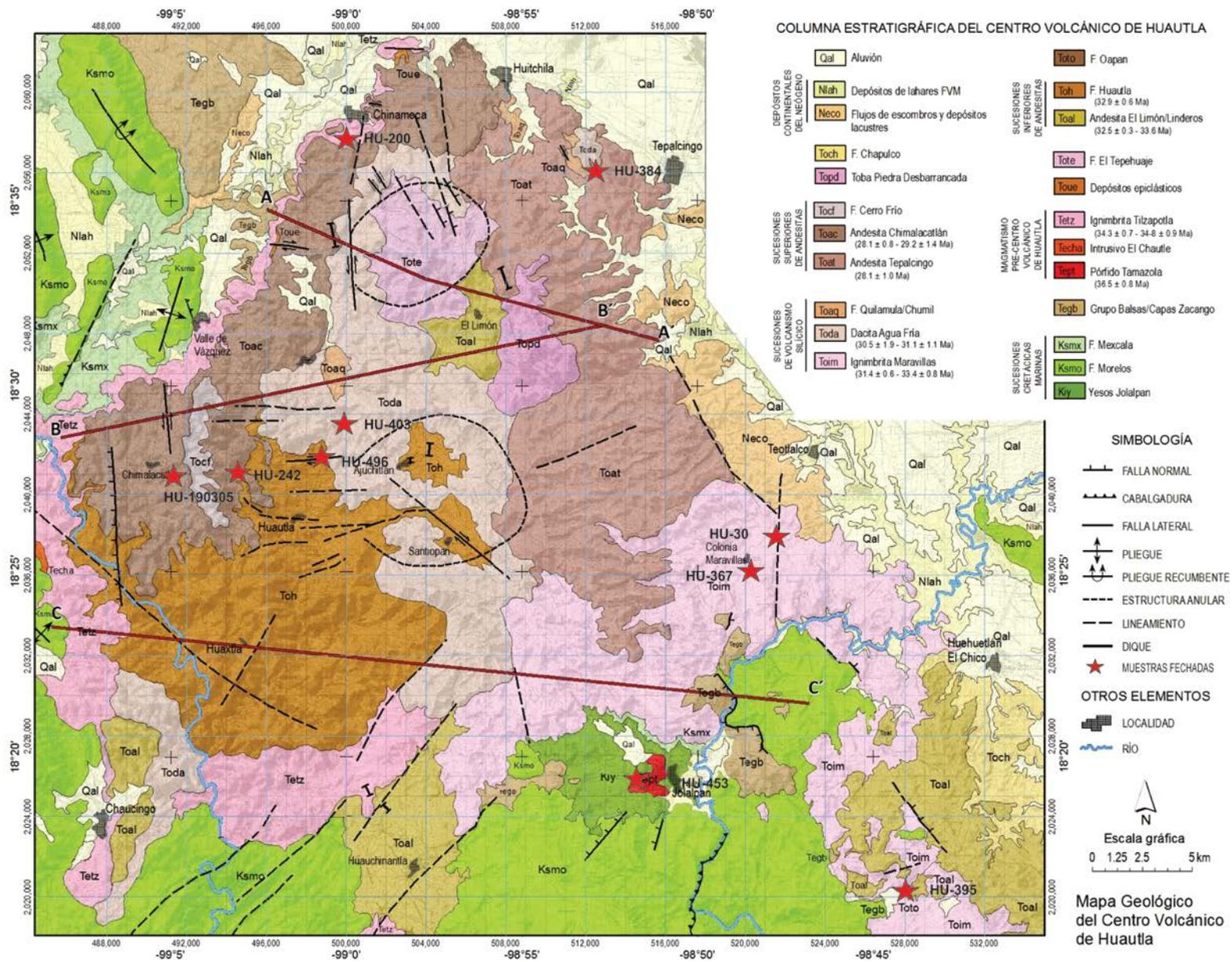


Figura 8: Mapa Geológico del Campo Volcánico de Huautla

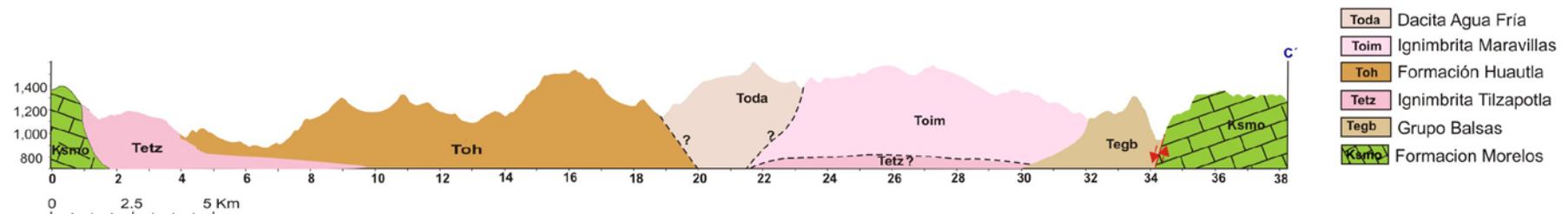
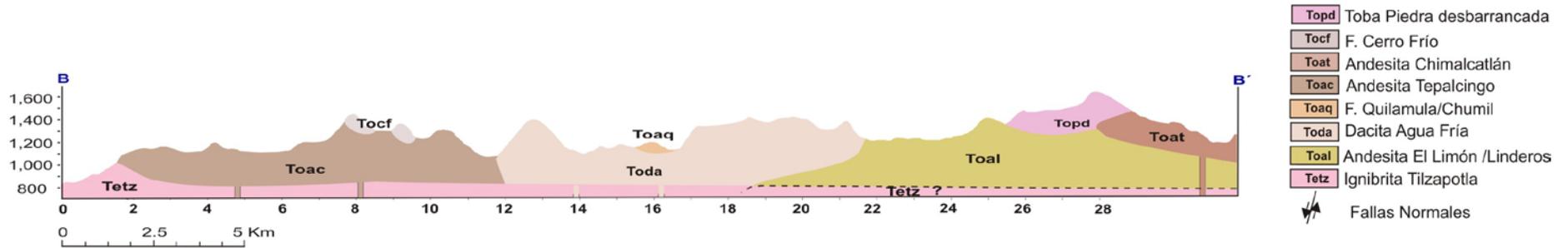
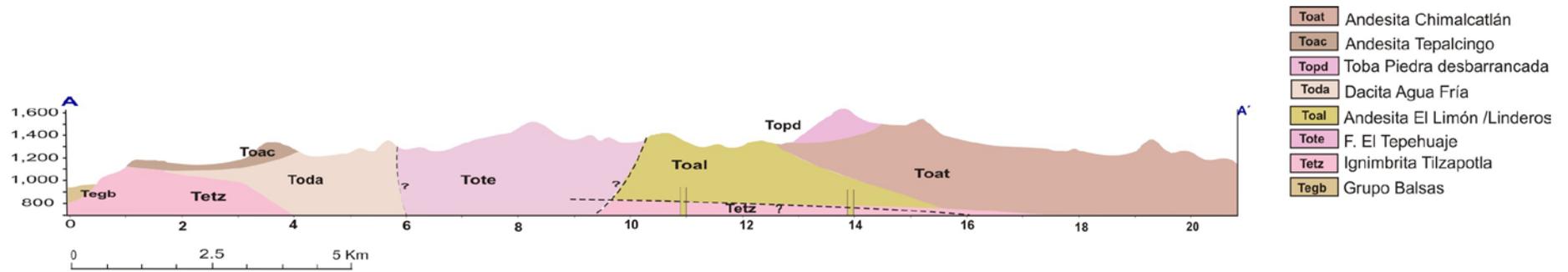


Figura 9 Secciones geológicas a lo largo de las líneas A-A'; B-B' y C-C' del mapa geológico de la figura 8, mostrando la relaciones entre las unidades del campo volcánico de Huautla

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA DEL CENTRO VOLCÁNICO DE HUAUTLA

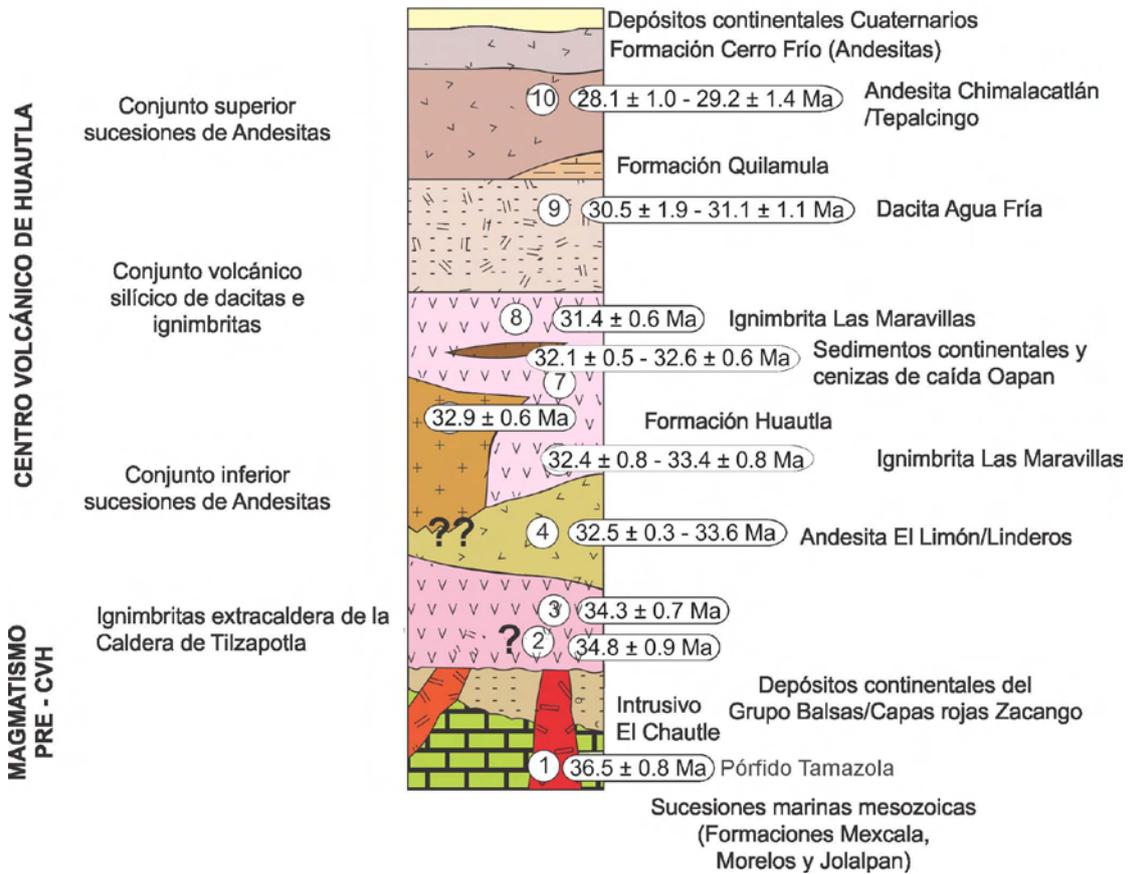


Figura 10: Columna estratigráfica generalizada del campo volcánico de Huautla

En ambos sectores, la principal unidad del Complejo Acatlán que aflora es la Formación Cosoltepec, constituida en su base por anfibolitas, metapelitas y cuarcitas, y en su parte superior por esquistos calcáreos, filitas y rocas verdes intercaladas (Ortega-Gutiérrez, 1977). En trabajos recientes en esta porción en donde aflora el Complejo Acatlán, se ha realizado cartografía de detalle por Ramos-Arias y Keppie (2011) quienes designan esta unidad como unidad Zumpango.

Como fue señalado en el capítulo anterior, el Complejo Acatlán es el basamento del Terreno Mixteco que de acuerdo a los estudios recientes se considera que su rango de edad va del Ordovícico al Carbonífero (Keppie et al., 2008)

3.3 Sucesiones cretácicas marinas

Yesos Jolalpan, Formaciones Morelos y Mexcala

Yesos Jolalpan (Ksy)

Distribución

Con este nombre se designa a los afloramientos de yesos y anhidritas que afloran en las inmediaciones de Jolalpan (Figura 8). Las capas de yesos se encuentran plegadas y sus echados alcanzan hasta 70°, pero también en otros sectores se observan las capas en posición subhorizontal. Castillejos (2004), reporta al sur de Jolalpan que los cuerpos de yeso se encuentran en forma intrusiva. Existen también otros afloramientos de yeso al norte de Chaucingo, que por su dimensión no fueron cartografiadas, los cuales se encuentran bajo la Formación Morelos.

Litología y espesor

Esta unidad se caracteriza por presentar variaciones de color blanco a gris claro, con una textura sacaroide, además de presentar bandeamiento e intercalaciones de capas delgadas (<1 cm) de caliza de color gris oscuro (Figura 11a). También presenta estructuras de autobrechamiento y de flujo plástico. En un reporte petrográfico de Castillejos (2004), se describen como rocas sedimentarias evaporíticas constituidas por agregados de yeso euhedrales y subhedrales, con estructura masiva y fibrosa, de color blanquizo a gris.

El espesor aparente reportado de las secuencias que afloran varía entre los 70 a ~80 m. (Castillejos, 2004; Ramírez, 2005), sin embargo, los efectos de la deformación plástica de estos cuerpos no permiten estimar su espesor real.

Relaciones Estratigráficas

Las relaciones estratigráficas de los yesos en el valle de Jolalpan con la Formación Morelos no son claras. En este trabajo se considera a esta unidad como la base de las sucesiones mesozoicas expuestas en la región, y las relaciones de contacto observadas con las formaciones Morelos y Cacalutla

(Mexcala?) es en apariencia un contacto por intrusión diapírica. Específicamente al sur de Zacacuautla se puede observar una relación angular entre los yesos y los estratos de calizas marinas, en donde los yesos subyacen a las calizas, lo que sugiere una relación de emplazamiento diapírico (Ramírez, 2005).

Edad

No obstante las observaciones anteriores, Corona-Esquivel et al. (2004) reportan en estudios de granos de polen la presencia de taxas del Paleógeno, como son *Eucommia sp.*, *Momipites sp.*, entre otros, por lo que consideran a esta unidad del Paleoceno-Eoceno.

Sin embargo, las relaciones estratigráficas observadas en este trabajo, sugieren que estas secuencias son posiblemente del Cretácico inferior, de tal forma que estas contradicciones no permiten hacer inferencias precisas sobre su posición estratigráfica y edad.

Formación Morelos (Ksmo)

Distribución

La Formación Morelos definida por Fries (1960), es la unidad mesozoica que aflora con mayor extensión dentro del área de estudio. Sus principales afloramientos se ubican en el límite sur de la Sierra de Huautla (Figura 8), y corresponden a la extensión septentrional de una estructura denominada Sinclinorio de Zacango, que en la zona cartografiada alcanza un ancho de ~25 km (Figura 11b). De acuerdo a Fitz (2001), esta estructura está constituida por las formaciones Morelos, la Caliza la Víbora y la Mexcala. También aflora en los bordes occidental y oriental del CVH (Figura 5).

Los afloramientos de esta unidad a escala regional se encuentran muy próximos al límite oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos (Dávila, 1974; González-Pacheco, 1988; Hernández-Romano, 1999)

Litología y Espesor

La unidad esta formada por sucesiones de calizas, calizas arcillosas de color gris claro al fresco, así como algunos horizontes de lutitas calcáreas intercalados, con texturas packstone y wackestone, en ocasiones presenta nódulos de pedernal (Figura 11c). Se encuentra dispuesta predominantemente en bancos masivos. Los estudios petrográficos realizados por Fitz (2001) en esta unidad reportan litologías de biospatitas, biomicritas, pelespatita biogénicas, y Castillejos (2004) reporta wackestone de bioclóstos y de matriz de lodo calcáreo.

Los espesores de la Formación Morelos en el área cartografiada y en las regiones aledañas por lo general son variables, además de que los reportes de los mismos son estimados. En este trabajo y en otros realizados no se reporta una sección completa de esta unidad, además de que no se ha reconocido su contacto inferior, a excepción del que guarda en forma poco clara con los Yesos Jolalpan. Al oeste de la zona cartografiada, cerca de San Juan Teocaltzingo, Chávez (2005) reporta un espesor máximo expuesto de 150 m. En la porción sur del área cartografiada, en donde se encuentran los afloramientos más extensos, Ramírez (2005) estima un espesor expuesto de 600 m, en tanto que Castillejos (2004) para la misma zona reporta espesores que varían entre 450 y 900 m. Por su parte, Fitz (2001) en el flanco oriental de la estructura de Zacango, reporta espesores que van de 500 a 700 m, pero comenta que existen varias fallas que pueden alterar los espesores.

Relaciones Estratigráficas

El contacto inferior con la Anhidrita Jolalpan es intrusión-diapírica, se observa en el camino a Zacacuautla (Ramírez, 2005). En el Cerro Mazaltepec, Castillejos (2004) reporta bloques de calizas sobre los yesos Jolalpan, y también observa estructuras de yesos que cortan las calizas (ver discusión previa). Las relaciones estratigráficas de la Formación Morelos con las unidades que le sobreyacen son a través de un contacto transicional con la Formación Mexcala, el cual se observa de forma clara al poniente de Valle de Vázquez, en tanto que con el Grupo Balsas muestra contactos por discordancia y por falla normal, este último se reconoce al sur de Tlaucingo.

Los depósitos de las Ignimbritas Tilzapotla y Maravillas, así como la Andesita Linderos descansan en forma de discordancia en diversos sectores del área de estudio. Asimismo, al NW de Teocaltzingo, el Intrusivo El Chautle corta a la Formación Morelos.

Edad

En trabajos recientes, Fitz (2001) sugiere que su edad puede extenderse hasta el Turoniano, y Aguilera-Franco (2003) en un estudio paleontológico detallado asigna una edad del Cenomaniano más tardío muy cercano al límite más inferior del Turoniano. Se ha observado que el alcance estratigráfico de la Formación Morelos varía en dirección de poniente a oriente (Cerca, 2004; Martini, 2008)

Formación Mexcala (Caliza la Víbora - Unidad Cacalutla) Ksmx

Esta formación fue definida por Fries (1960) para designar una sucesión de capas interestratificadas de arenisca, limonita y lutitas calcáreas, con escasos lentes de caliza clástica. Además señala, que es difícil distinguirla en campo de la Formación Cuautla, la cual no fue reconocida en el área de estudio.

En este trabajo, las unidades Caliza la Víbora y Cacalutla se han integrado a la descripción de la Formación Mexcala. En el caso de la Caliza la Víbora fue definida por Fitz (2001), con el argumento de que presenta características diferentes con respecto a la Formación Morelos, o lo que eventualmente podría ser la Formación Cuautla, que es la unidad que le sobreyace, de tal forma que propone que la Caliza La Víbora es un cambio de facies de la Formación Mexcala.

Por lo que respecta a la Formación Cacalutla, la cual fue definida informalmente al norte de Jolalpan (Figura 8), Ramírez (2005) comparte características litológicas con la Formación Mexcala. Muestra además una disposición en estratos con fuerte buzamiento (Figura 11e).

Sin embargo, sus relaciones estratigráficas poco claras, no permiten confirmar fehacientemente que se trata de la Formación Mexcala.

Distribución

En la zona de estudio los afloramientos de la Formación Mexcala se encuentran en la porción centro-occidental, en los alrededores de Nexpa y Los Elotes. En el sector sur, entre Chaucingo y Huachinantla, afloran extensas áreas de secuencias marinas del Cretácico que cartográficamente no se diferenciaron y se agruparon como Formación Morelos (Figura 8).

Litología y Espesor

La litología dominante en el área de estudio son secuencias de areniscas de grano fino, limonitas, lutitas calcáreas, estratos de caliza, así como algunos horizontes intercalados de conglomerados hacia la cima de la unidad. Los estratos están dispuestos en capas que varían en espesor laminar para las lutitas y limonitas, hasta estratos con un máximo de un metro para las areniscas. Los constituyentes de las areniscas son detritos de cuarzo, feldespatos y minerales máficos muy alterados. En afloramientos cercanos al límite sur del área de estudio, Fitz (2001) efectuó estudios petrográficos en la Formación Mexcala en los que reporta litarenitas calcáreas de grano fino, litarenitas con granos de cuarzo y limonitas calcáreas.

Asimismo, en la región de Atenango del Río, a poca distancia del límite sur del área de estudio, Dávila (1974) definió para esta formación tres miembros, de los cuales el superior es el que muestra mayor semejanza con las secuencias que afloran en zona de estudio. Por su parte, la Formación Cacalutla está constituida por una alternancia de areniscas y lutitas de color rojo oscuro, estas últimas son muy deleznales. Presenta también algunos lentes de arenisca conglomerática con pequeños clastos de caliza, esquisto y cuarzo (Figura 11e).

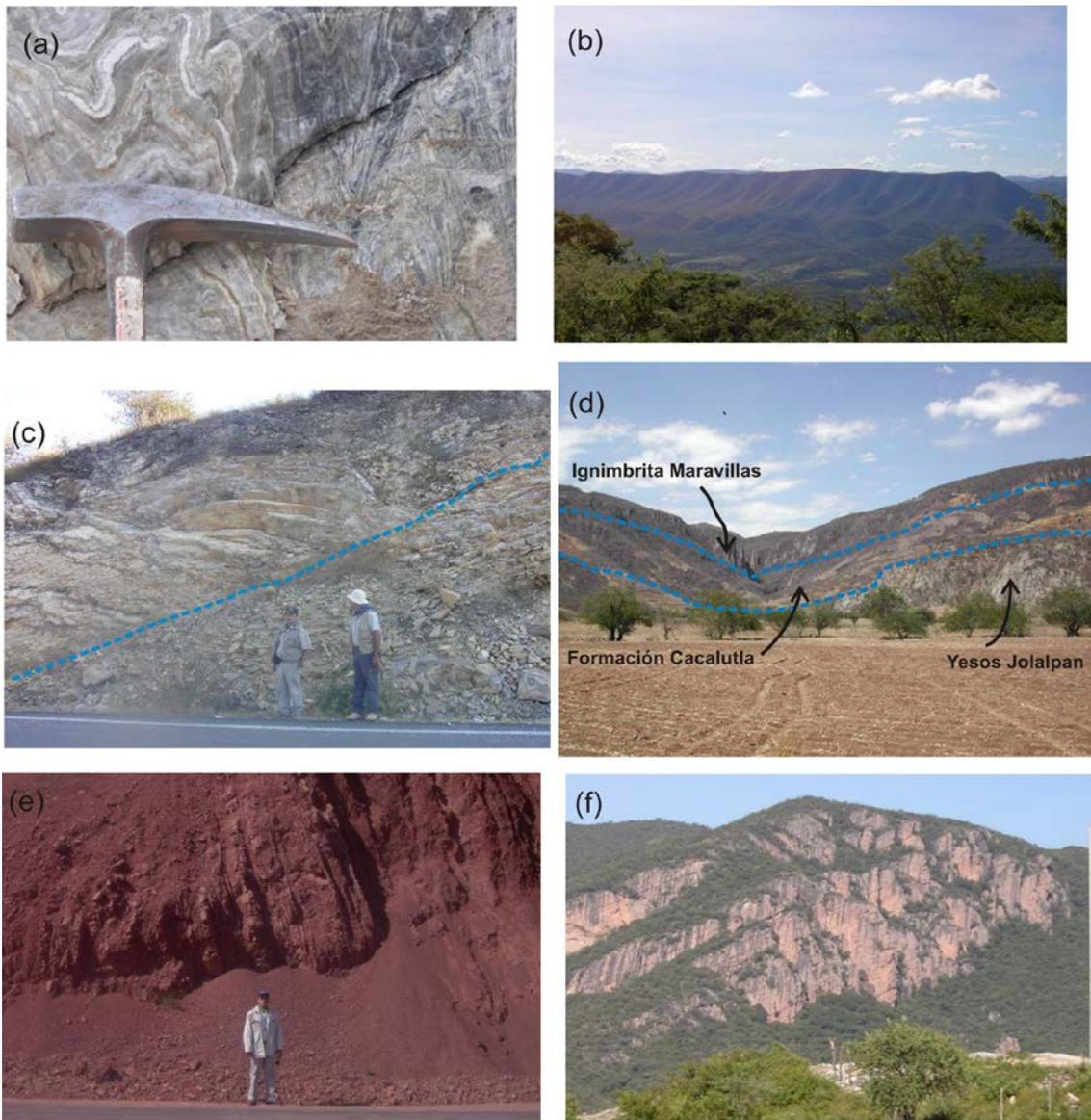


Figura 11: Fotografías de campo mosaico 1

(a) acercamiento de los yesos y anhidritas Jolalpan, en donde se observa estructura bandeada y plegamiento, con estructura de flujo plástico. El afloramiento se ubica al borde del camino en las proximidades de Jolalpan, (b) vista panorámica de la porción norte del Sinclinatorio de Zacango que muestra la expresión morfológica de las calizas de la Formación Morelos. La fotografía esta tomada al sur de Huachinantla en dirección poniente, (c) afloramiento de la Formación Morelos en la región del Platanar, en dónde se observa un segmento de la falla del mismo nombre, (d) barranca Huetonca al NW de Jolalpan en donde se observan relaciones de contacto de la base a la cima de Yesos Jolalpan, Formación Cacalutla e Ignimbrita Maravillas, (e) afloramiento de la Formación Cacalutla con buzamiento casi vertical. Por las relaciones estratigráficas observadas, la litología y fuerte buzamiento, muestran semejanzas con la Formación Mexcala, (f) vista panorámica conglomerados calcáreos estratificados del Grupo Balsas, Cerro Peña Colorada al poniente de Jolalpan.

La unidad en conjunto está dispuesta en estratos delgados a gruesos (5 cm a ~1 m), con una fuerte inclinación ($>60^\circ$), en especial en las porciones cercanas a los afloramientos de los Yesos Jolalpan. Los espesores reportados para la Formación Mexcala son de 250 m en el área de Los Elotes-Valle de Vázquez (Chávez, 2005), en el Sinclinatorio de Zacango, Fitz (2001) señala que el espesor

real es difícil de estimar debido al intenso plegamiento. Sin embargo, considerando el buzamiento, reporta que puede variar de 500 a 700 m. En relación a la Caliza la Víbora, la misma autora calcula entre 300 y 600 m para esta unidad. Por lo que respecta a la Formación Cacalutla, Ramírez (2005) indica que el espesor estimado para esta secuencia es de 100 m.

Relaciones Estratigráficas

La Formación Mexcala sobreyace a la Formación Morelos a través de un contacto transicional y por falla. En el primer caso, el contacto que se puede observar a SW de los Elotes, en tanto que el contacto por falla se puede ver en el camino que va de Los Elotes a Huixastla, al norte de este último poblado. El contacto superior muestra relaciones de discordancia con el Grupo Balsas, la Ignimbrita Tilzapotla, la Andesita Chimalacatlan y con los depósitos de lahares procedentes de Zempoala.

Por lo que respecta a la Formación Cacalutla, sus relaciones estratigráficas son por un contacto diapírico con los Yesos Jolalpan, a los cuales “aparentemente” sobreyace, contacto que se observa claramente en el límite norte del valle de Jolalpan, y en un corte del camino que va de Tlaucingo a la entrada de Jolalpan. El contacto superior de esta unidad es en discordancia con la Ignimbrita Maravillas, y aparentemente con el Grupo Balsas (Figura 11d y 11e).

Edad

En la definición original de Fries (1960), asignó a esta unidad una edad que va del Coniaciano temprano al Campaniano, sin embargo, en trabajos recientes se considera diacrónica, variando su edad de oeste a este (Cerca, 2004).

En la región de Atengo del Río-Temalac muy cercana del límite sur de la zona de estudio, de acuerdo al contenido fósil se han reportado diversas edades: Dávila (1974) le asigna una edad que va del Turoniano al Campaniano. Por su parte, Perrilliat et al. (2000) en Temalac, Guerrero, determinó que el límite superior de esta unidad es del Maastrichtiano Temprano. Por su parte, el límite inferior de la Formación Mexcala ha sido estudiado en detalle por Aguilera-

Franco (2003), quién determina una edad para la base del Turoniano superior-Coniaciano inferior.

3.4 Depósitos Paleógenos Continentales

Grupo Balsas, Capas Rojas Zacango y Formación Oapan (Tegb)

El Grupo Balsas definido por Fries (1960), designa a un grupo de rocas que comprende una amplia variedad de tipos litológicos, que incluyen depósitos de conglomerados de calizas, conglomerados volcánicos, areniscas y limonitas tobáceas, así como brechas y tobas volcánicas, derrames lávicos interestratificados. En la definición original se indica que “con el tiempo este grupo podrá ser dividido en varias decenas de formaciones distintas”. En el caso particular del área de estudio y zonas colindantes, se identifican unidades que por sus relaciones estratigráficas y atributos litológicos muestran afinidades con la heterogeneidad de litologías que describe Fries (1960) para el Grupo Balsas. Sin embargo, en trabajos posteriores en la región se han diferenciado al Grupo Balsas en unidades como la Formación Oapan, revisada por Molina et al. (2006), así como las Capas rojas Zacango (Fitz, 2001; Cerca, 2004), las cuales también afloran en esta región.

El reconocimiento de depósitos de flujos piroclásticos más jóvenes que la Ignimbrita Tilzapotla, como lo es la Ignimbrita Maravillas contribuye a explicar las dudas que se tienen para reconocer la diferencia entre dichas unidades y su alcance estratigráfico, ya que la Ignimbrita Tilzapotla se empleaba como la unidad de referencia para separar algunos de estos depósitos.

Con las relaciones estratigráficas observadas en este estudio, así como con los nuevos fechamientos realizados (ver capítulo de geocronología), es posible determinar que en la zona de estudio, hay registro de depósitos de sedimentación continental previo a la Ignimbrita Tilzapotla (<34 Ma) como son el Grupo Balsas y las Capas rojas Zacango, así como depósitos continentales posteriores a la Ignimbrita Tilzapotla, y previos o contemporáneos a la Ignimbrita Maravillas (~33-32 Ma).

Distribución

En la región de esta tesis el Grupo Balsas se distribuye predominantemente en dos sectores, la margen occidental de la Sierra de Huautla, específicamente

en los alrededores de San Pablo Hidalgo, Valle de Vázquez, y en las zonas internas de la Sierra de Huautla, en forma más precisa al norte y oriente de Jolalpan (Figura 8).

Litología y Espesor

Los depósitos continentales pre-CVH se pueden agrupar en dos conjuntos litológicos principales, el Grupo Balsas “propiamente dicho” y las Capas rojas Zacango, que Molina y Ortega (2006) sugieren que representan un cambio de facies, y el segundo conjunto a la Formación Oapan que como se indicó son depósitos posteriores a la Ignimbrita Tilzapotla. El primero es una sucesión de conglomerados con clastos de calizas: afloran a ~3 km al sur de Tlaucingo, en el trayecto del camino que va a Jolalpan, específicamente en el Cerro Coscomate. También se observa que las prominencias topográficas de esta zona están formadas por este conglomerado, como el escarpe que forma el Cerro Peña Colorada al oriente de Jolalpan (Figura 11f).

Está constituida por conglomerados y brechas cuyos fragmentos líticos son de calizas, inmersos en una matriz que varía de areniscas a lutitas, y que en conjunto con los líticos forman una textura matriz-soportada, y esporádicamente clasto-soportado.

El espesor máximo estimado en esta zona para el conglomerado es un poco mayor a los 150 m y el espesor mínimo observado es de alrededor de 10 m. Los estratos tienen un rumbo del echado al oriente, con una inclinación que varía entre los 25 y 30° (Ramírez, 2005)

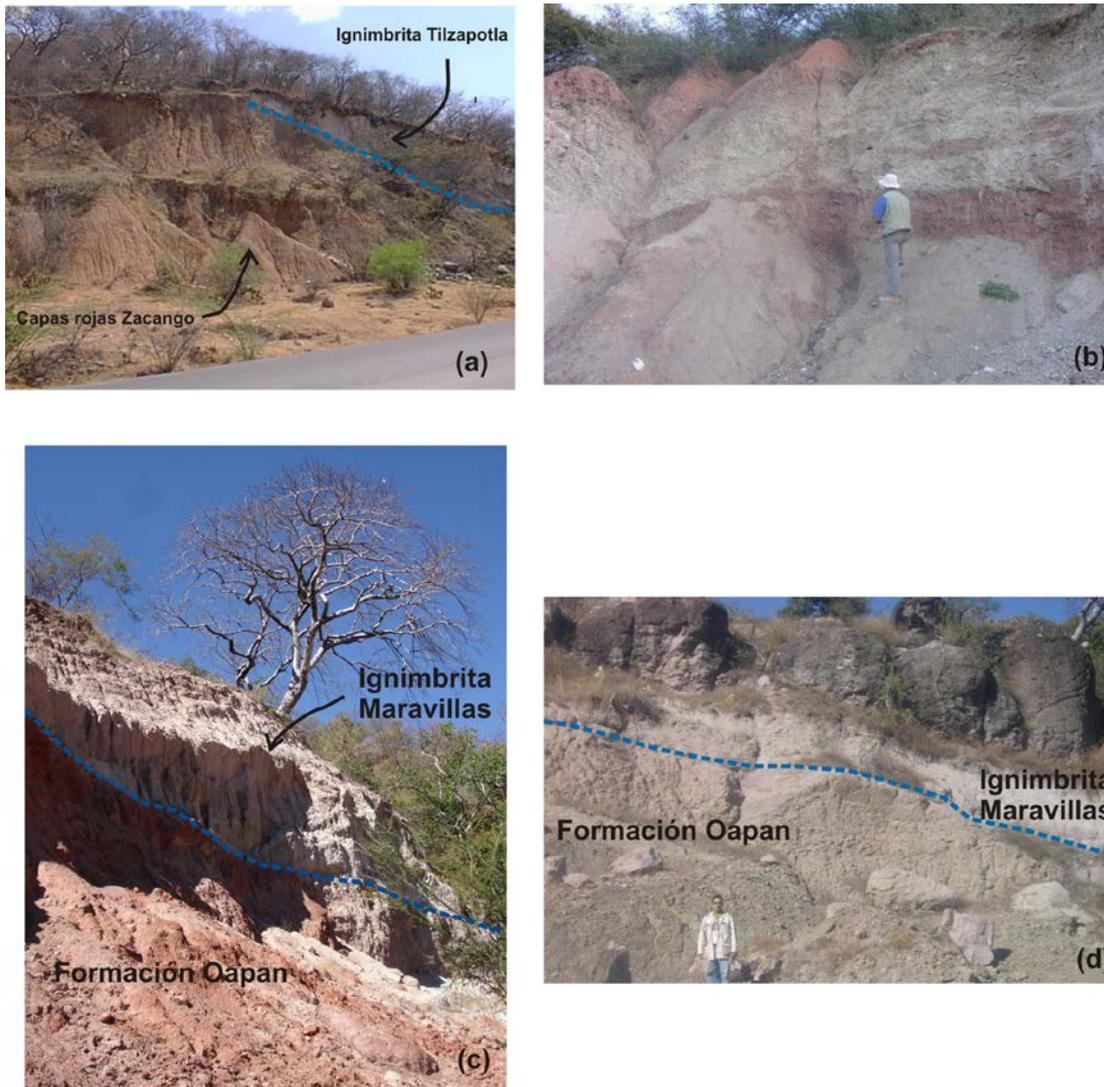


Figura 12: Fotografías de campo mosaico 2

(a) contacto entre las capas rojas Zacango y la Ignimbrita Tilzapotla aproximadamente a tres kilómetros al suroeste de Chinameca en el flanco occidental de la Sierra de Huautla, (b) afloramiento de las capas rojas Zacango con horizontes de cenizas volcánicas en el camino que va del Vergel a Chinameca; (c) y (d) contacto entre la Formación Oapan y la Ignimbrita Maravillas, al poniente de Los Linderos y en la barranca de los Atopules en la cercanías de Ayoxustla, respectivamente. Ambas localidades al sur de la Sierra de Huautla.

La segunda unidad se encuentra constituida por limonitas y lodolitas con conglomerados calcáreos hacia la cima. Estas secuencias se encuentran muy bien expuestas en los alrededores de San Pablo Hidalgo (Figura 12a y b), y se integra por dos miembros: El inferior, constituido por limonitas y lodolitas dispuestas en capas muy deleznable con espesores delgados y laminares, con algunos horizontes muy delgados de areniscas finas, presenta vetillas de yesos sin orientación preferencial con espesores que varían entre 2 y 8 cm. Dentro de estas capas tiene intercalado material volcánico en forma de lentes de color beige claro y en ocasiones verdosos que corresponden a depósitos de cenizas volcánicas, este material deleznable al observarse al microscopio

estereográfico, permite reconocer feldespatos muy alterados, fragmentos de material pumicítico y cenizas. Hacia la parte superior las limonitas gradúan en forma transicional a areniscas con un mayor grado de consolidación. Estas capas muestran una disposición horizontal.

El miembro superior de la secuencia que gradúa en forma transicional a partir de las areniscas, está formado por conglomerados calcáreos. El espesor de esta secuencia en el flanco occidental del CVH en su parte inferior es estimado en ~120 m para la parte fina y ~8 m para la arenisca consolidada (Díaz-Bravo, 2005). Por lo que respecta al conglomerado calcáreo el espesor varía entre los ~8 a 15 m. Al sur del CVH, estas capas varían entre 300 a 400 m (Fitz, 2001)

Los depósitos de la Formación Oapan se presentan sólo en un pequeño afloramiento ubicado ~ 2 km adelante de la desviación que va a Ayoxustla al SE del área de estudio (Figura 5), en donde está constituida por cuerpos de limonitas muy deleznable con algunas capas de lutitas y un horizonte de cenizas de caída con pómez muy fragmentado, feldespatos y cenizas volcánicas (Figura 12c y d). En conjunto estos depósitos muestran color rojizo, marrón y en ocasiones verdosos. Su espesor generalmente no es mayor a los 10 m.

Relaciones Estratigráficas

El primer conjunto descrito del Grupo Balsas expuesto en la zona de Jolalpan, sobryace en forma discordante a la Formación Morelos. También se observa un contacto por falla normal. Asimismo, se encuentra cubierto en forma discordante por la Ignimbrita Maravillas (Figura 12a) y por los depósitos del Cuaternario.

El conjunto del Grupo Balsas que aflora en la margen oeste del CVH, cerca de San Pablo Hidalgo no se observa su contacto inferior. Aproximadamente a 4 km al sur de esta zona, cerca de Xicatlacotla, al noroeste de Valle de Vázquez el contacto del Grupo Balsas es por falla con la Formación Morelos, y un poco más al sur cerca de Coaxitlán el Grupo Balsas descansa sobre la Formación Mexcala a través de un contacto discordante.

El contacto superior del Grupo Balsas cerca de San Pablo Hidalgo es con la Ignimbrita Tilzapotla a través de una discordancia. Díaz-Bravo (2005) reporta un contacto por falla normal con la Formación El Tepehuaje, el cual se aprecia también al oriente del poblado San Pablo Hidalgo. En el afloramiento cercano a Ayoxustla la Formación Oapan sobreyace a la Ignimbrita Tilzapotla y subyace a la Ignimbrita Maravillas (Figura 12c y d).

Edad

En la definición original de Fries (1960), él consideró que este grupo tenía una edad comprendida en el intervalo Eoceno tardío al Oligoceno Medio. Cerca (2004) considera que en conjunto el Grupo Balsas tiene edades en el intervalo Paleoceno-Eoceno, sugiriendo que su límite superior es el inicio de la actividad volcánica del Eoceno Tardío. En la región de Amacuzac-Zacapalco, estados de Morelos y Guerrero, Monter-Ramírez (2004) reporta intercalados dentro del Grupo Balsa derrames de lavas de composición andesítica, que en conjunto denomina la Formación Tepetlapa, que constituye una unidad litoestratigráfica en la que divide al Grupo Balsas en dicha zona. Los derrames de andesitas mencionados, fueron fechados posteriormente a través del método K-Ar por Morán-Zenteno et al. (2007), quienes obtuvieron una edad en roca total de 44.5 ± 0.7 Ma correspondiente al Eoceno temprano (Tabla 2).

Asimismo, en un horizonte de depósitos de tobas de caída intercalados en secuencias de limonitas de origen continental asignados a la Formación Oapan que afloran en la porción sur del área de estudio, cerca de Ayoxustla, se fecharon plagioclasas y biotitas de esas tobas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, y se obtuvieron edades de 32.6 ± 0.6 y 32.1 ± 0.5 Ma, respectivamente, que corresponde al Oligoceno inferior. Cabe señalar que el material fechado se encuentra muy próximo al contacto con la parte basal de la Ignimbrita Maravillas, que en varios sectores donde se ha fechado tiene edades entre los 31 y 33 Ma, de tal forma que se puede inferir que la Formación Oapan se depositó en forma contemporánea a la Ignimbrita Maravillas

En una zona próxima al poblado de San Pablo Hidalgo, ubicada en el límite occidental del CVH (Figura 8), aflora también el Grupo Balsas constituido en

ese sector por depósitos continentales de limonitas que también tienen intercalaciones de material tobáceo que no presentan continuidad lateral. En la parte inferior de las sucesiones de la Ignimbrita Tilzapotla que sobreyacen a esta unidad, se obtuvo en este trabajo una edad (ver capítulo de geocronología).

De manera semejante, Campa et al. (2002), en el sinclinorio de Zacango, muy cercano al límite sur del área de estudio, fecharon la parte basal de sucesiones de ignimbritas que descansan sobre la Formación Oapan y obtuvieron edades por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 31 ± 2 Ma correspondientes a las de la Ignimbrita Maravillas. Para las ignimbritas que sobreyacen a las Capas rojas Zacango estos mismos autores obtuvieron una edad de 34.2 Ma, edad indistinguible de la de la Ignimbrita Tilzapotla

Los fechamientos anteriores, nos permiten sugerir que en la porción nortecentral de la Sierra Madre del Sur, el Grupo Balsas tiene un alcance estratigráfico correspondiente al Eoceno (Luteciano-Priaboniano), alcanzando su límite superior ~34.5 Ma (pre Ignimbrita Tilzapotla), que en algunos sectores su partes superiores registran los primeros episodios volcánicos previos a la instauración de algunos centros volcánicos, en el caso de la Formación Oapan su edad varía entre ~33 y 32 Ma.

3.5 Estratigrafía del Centro Volcánico de Huautla (CVH)

3.5.1 Episodios magmáticos pre-Campo Volcánico de Huautla

Pórfido Tamazola (Tept)

Distribución

Esta unidad representa el registro de actividad magmática más antigua “in situ” de CVH y corresponde a un cuerpo intrusivo de pequeña extensión (~2 km²) que aflora en los alrededores de Santa Ana Tamazola, y forma cerros escarpados como el Mazatepetl, Ostontepec y Nanahualachi al sur del área de estudio (Figura 8 y 13a).

Litología y Espesor

La unidad corresponde a un pórfido granodiorítico que al intemperismo muestra un color ocre producto de la oxidación, y en algunas porciones se observa de color blanco cremoso. La textura porfídica constituida por ~20% de fenocristales de plagioclasa sódica, cuarzo, feldespato y biotita en una matriz microgranular de plagioclasas y cuarzo.

En algunas porciones en forma subordinada también presenta zonas con textura fanerítica. Muestra intenso grado de alteración como silicificación, oxidación y en menor proporción caolinización, además de encontrarse asociado a un pequeño depósito de hierro denominado E Cristian. No obstante la intensa alteración, en un afloramiento fue posible obtener muestras frescas con las cuales se realizó química de elementos mayores y traza.

Al microscopio se observa una textura porfídica con fenocristales con forma subhedral de oligoclasa con alteración a sericita, cuarzo, feldespato del tipo de la ortoclasa alterados, hornblenda y biotita también alteradas, dentro de una matriz de microlitos de plagioclasa-cuarzo con rasgos de silicificación (Anexo 4, lámina 3). En un reporte petrográfico se describen crecimientos de fenocristales de cuarzo y feldespato formando mosaicos de reemplazamiento (Ramírez, 2005).

La máxima longitud del cuerpo que se encuentra aflorando es de aproximadamente 120 metros

Relaciones Estratigráficas

En sus bordes norte y suroeste se observa una relación de corte con los Yesos Jolalpan, y en especial al sur está asociado a mineralizaciones de hierro (hematita y limonita). En algunas porciones le sobreyacen en forma discordante depósitos de avalancha de escombros procedentes del Popocatépetl (Siebe et al., 1995).

Edad

Existe registro de un episodio magmático de composición silícica en la región, con relaciones estratigráficas semejantes, representado por varias unidades como son los afloramientos de ignimbritas localizados en Apanguito, Gro., a una distancia aproximada de 20 km al sur de la Sierra de Huautla, que fueron fechadas por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar en plagioclasas con una edad de 37.4 ± 0.9 Ma (Cerca, 2004). Otra unidad corresponde a un cuerpo intrusivo de granodiorita ubicado en Coxcatlan, límite poniente de la Caldera de Tilzapotla, del cual hay reportes de fechamientos por el método U-Pb (LA ICPMS) en zircones con edades que varían en un rango de ~ 36 Ma (Martiny et al. 2013). El Pórfido Tamazola en este trabajo fue fechado (ver capítulo 5).

Intrusivo el Chautle (Techa)

Distribución

Con este nombre se designa a un cuerpo intrusivo de composición intermedia de estructura masiva que aflora con una disposición alargada en la ladera nororiental del cerro del mismo nombre ubicado al sureste Coaxitlán (Figura 8).

Litología y espesor

La litología de esta unidad corresponde a un pórfido de composición intermedia constituido de plagioclasas, orto y clinopiroxeno y biotita, con un color gris oscuro al fresco. Al microscopio presenta una textura inequigranular, con fenocristales de plagioclasa del tipo oligoclasa-andesina y orto y clinopiroxenos de formas subhedrales que representan $\sim 30\%$ de la roca. Son frecuentes los intercrecimientos en la plagioclasa, así como su presencia en agregados, presentan maclas polisintéticas, en ocasiones algunas de ellas con estructura lamelar, con un poco de sericitización.

El piroxeno dominante es la augita subeuhedral que en ocasiones presenta maclas y en forma subordinada contiene ortopiroxenos y cuarzo intersticial $< 3\%$. Como minerales accesorios contiene $\sim 2\%$ de biotita, zircones de forma alargada y minerales opacos.

Relaciones Estratigráficas

La única relación de contacto que se observó es de intrusión, en que corta a las secuencias de la Formación Morelos, contacto que se puede observar en el camino que va de Coaxitlán a Teocaltzingo. Su relación con la Ignimbrita Tilzapotla no es clara.

Edad

Este cuerpo fue fechado por U-Pb (LA ICPMS) con una edad de ~34.6 Ma. (Martiny et al., 2012).

Ignimbrita Tilzapotla (Tetz)

Las rocas que constituyen esta unidad fueron denominadas originalmente como Formación Tlaica por Fries (1966), quien señala que dicha unidad es una agrupación “arbitraria” de las rocas volcánicas silíceas que afloran discordantemente sobre el Grupo Balsas. Además menciona que las rocas volcánicas que se encuentran al occidente del meridiano 99°10´ corresponden a la Riolita Tilzapotla y las que se ubican en el sector oriental constituyen la Formación Tlaica, señalando que en su aspecto son muy parecidas, si no es que idénticas a la Riolita Tilzapotla. Es muy probable que la agrupación que propuso Fries (1965), sea una división asociada a la separación que presentan los depósitos volcánicos de la Caldera de Tilzapotla y del campo volcánico de Huautla. Por su parte, Díaz-Bravo (2005) señala que debido a que la descripción de la Formación Tlaica difiere de las características de las secuencias volcánicas cenozoicas de la base de la Sierra de Huautla, además de que la localidad de Tlaica se encuentra apartada (~20 km). La autora propuso que se trata de una unidad distinta a la que en forma provisional denominó Toba Chinameca, término también adoptado por Chávez (2005).

En este trabajo se considera más adecuado denominar a esta unidad Ignimbrita Tilzapotla, con base en las edad obtenidas en este trabajo (ver capítulo de geocronología) en los depósitos de ignimbritas ubicados al sur de Chinameca), sus características texturales y mineralógicas, así como su relación de sobreyacencia con las limonitas y conglomerados calcáreos del

Grupo Balsas. Cabe señalar, que Morán-Zenteno et al. (2004) proponen que estos depósitos de ignimbritas corresponden a facies distales extracaldera de la Ignimbrita Tilzapotla.

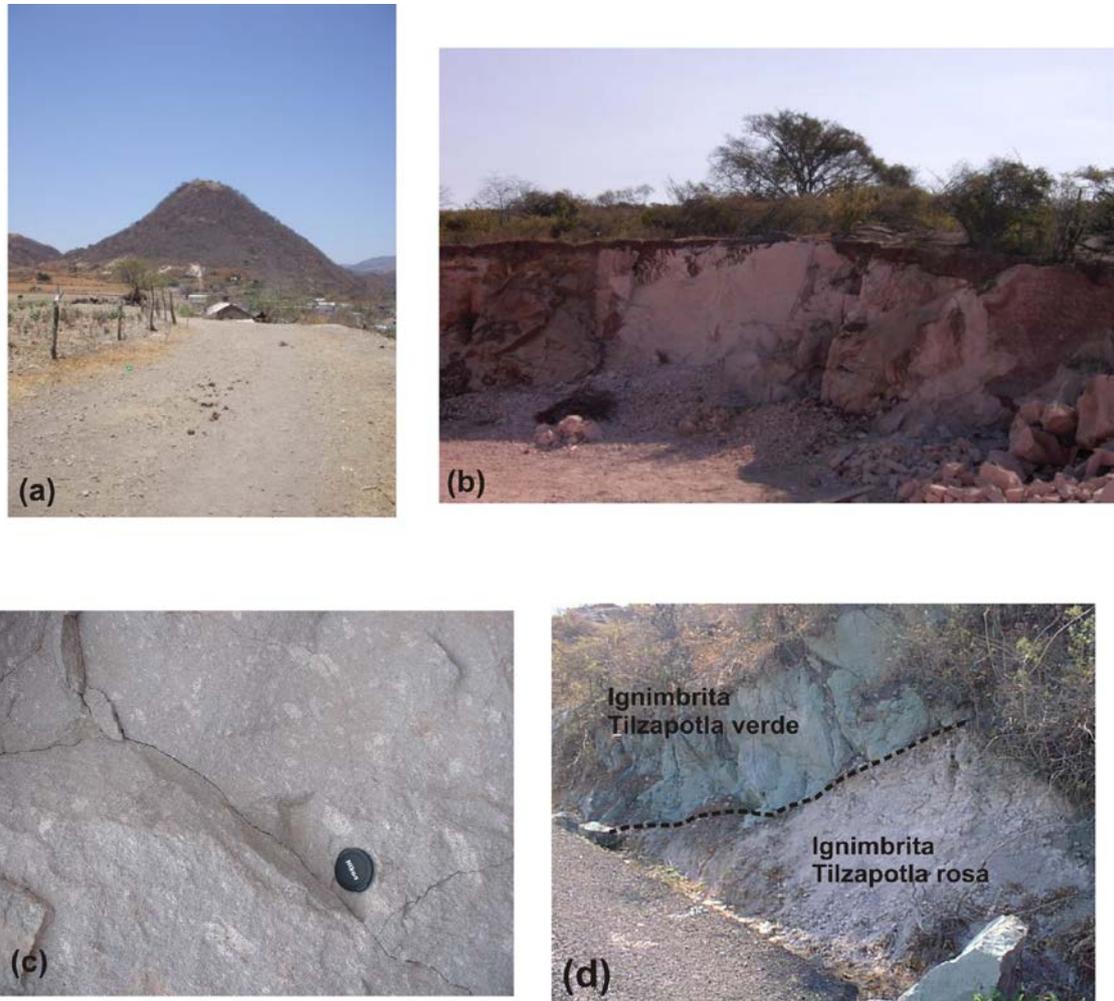


Figura 13: Fotografías de campo mosaico 3

(a) vista desde el poniente del Cerro Nanahualachi constituido por el pórfido de Tamazola; (b) canteras de la Ignimbrita Tilzapotla al norte de Chinameca; (c) acercamiento de un afloramiento de la Ignimbrita Tilzapotla en los alrededores de Chinameca, que corresponde a la unidad pumicítica, constituida por fragmentos de pómez, (d) contacto entre las unidades rosa pumicítica y verde de la Ignimbrita Tilzapotla, que se observa en un borde del camino que va de la desviación entre Valle de Vázquez y San Pablo a Hidalgo a San José Pala al poniente de la Sierra de Huautla.

Distribución

La Ignimbrita Tilzapotla en la Sierra de Huautla aflora principalmente en su flanco occidental a lo largo de una franja que se distribuye en forma casi continua de norte a sur desde Chinameca hasta Chaucingo (Figura 8). Otras zonas en donde esta unidad aflora en forma discontinua son en el límite sur de la zona de estudio, al NW y SW de Huachinantla (Figuras 13d y 14c), y al sur

de los Linderos. Estos últimos se pueden considerar como depósitos de la Ignimbrita Tilzapotla en su facies extracaldera más distales reconocidos hacia el oriente, a una distancia de ~50 km del margen de la caldera.

Con base a la distribución que muestran los afloramientos, se infiere que es muy probable que la Ignimbrita Tilzapotla se extienda ampliamente en la parte inferior del CVH, las cuales ahora se encuentran cubiertas por unidades volcánicas más jóvenes del CVH (Ver secciones estratigráficas, Figura 9).

Litología y Espesor

Las sucesiones de la Ignimbrita Tilzapotla que afloran en la Sierra de Huautla y que constituyen las facies extracaldera incluyen al menos cuatro depósitos de flujos piroclásticos que varían en su coloración, rosa claro-rojizo, pardo, blanco-grisáceo y verde claro y su grado de soldamiento que varía de ligero a fuerte (Figura 13b, c y d). Sus litologías dominantes son ignimbritas con variaciones en el contenido de cristales en roca entera de moderado 10-20% a rico 20-25%, e ignimbritas pumicíticas de composición dacítica, aunque en algunos pocos casos varía a riolítica. En general, las ignimbritas tienen una matriz micro-cripto cristalina compuesta por vidrio que se infiere que se formó por procesos de desvitrificación de las cenizas pumicíticas.

Aunque no fue un objetivo del estudio realizar una caracterización detallada de los diferentes eventos de flujos piroclásticos que integran a la Ignimbrita Tilzapotla, se describen las características litológicas dominantes de las unidades reconocidas. En primer término se observaron algunas variaciones laterales en las diferentes secuencias de la Ignimbrita Tilzapotla localizadas en el flanco oeste de la Sierra de Huautla, además de que el registro de los diferentes eventos piroclásticos se encuentran más completos en la porción sur (Valle de Vázquez-Huixastla-Teocaltzingo) en relación al sector norte (San Pablo Hidalgo – Chinameca).

Muestra de lo anterior, es que Díaz-Bravo (2005) reconoció y describió en el sector norte tres unidades que constituyen a lo que ella denomina Toba Chinameca (Ignimbrita Tilzapotla), en tanto que Morán-Zenteno et al. (2004) reporta cinco unidades al norte de Valle de Vázquez y Chávez-González

(2005) identifica once miembros en la región sur, en la porción de Valle de Vázquez a Cuahuilotla, algunas que se repiten de acuerdo al sector y otras que representan variaciones laterales de poca extensión y espesor, expuestos de forma discontinua y aislada, que no es posible cartografiar en la escala del trabajo.

Las cinco unidades de depósitos piroclásticos más persistentes y continuos que constituyen la Ignimbrita Tilzapotla en la Sierra de Huautla, se pueden reconocer entre Valle de Vázquez y Huixastla y su descripción de la base a la cima es la siguiente:

a).- *Ignimbrita pumicítica con contenido moderado de cristales de color rosa claro*: unidad de aspecto masivo, contiene fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita euhedral, esta última al oxidarse es la que proporciona la coloración rosada al depósito y en algunos casos rojiza. Los fragmentos de pómez que la constituyen tienen un tamaño en promedio de ~1 a 3 cm, y los más grandes son menores a los 8 cm. La pómez se encuentran ligeramente aplastadas formando estructuras de “*fiamme*”, y los depósitos se encuentran bien soldados. La pómez muestra un contenido moderado de fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita.

Al microscopio se observa que la muestra presenta una textura eutaxítica con fenocristales subhedrales de plagioclasa rotas (~8%) y biotita (2%), así como fantasmas de “shards” desvitrificados en una matriz criptocristalina, es común encontrar calcita secundaria. En niveles superiores de la unidad se observan un mayor contenido de cristales y fantasmas de estructuras esferulíticas (Anexo 4, Lámina 3).

b) *Ignimbrita pumicítica de color rosa claro rica en cristales*: es una ignimbrita con menor cantidad de fragmentos pómez que la anterior, además de ser rica en cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, y se encuentra ligeramente soldada, además de tener estructuras de “pseudo-fiammes”.

Al microscopio se observan cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita rotos, en una matriz criptocristalina compuesta de vidrio. Además se observan *shards*

No obstante las variaciones litológicas de las dos unidades anteriores, en el campo se observan como una sola unidad de flujo piroclástico, la cual se puede diferenciar por su grado de soldamiento.

c).- Depósito de caída no consolidado: constituido por cristales subredondeados de cuarzo, feldespato y en menor proporción de biotita, así como por escasos fragmentos de rocas volcánicas afaníticas <0.5 cm de forma subangulosa dispuestos en pseudoestratificación.

d).- *Ignimbrita pumicítica de color blanco*: constituida por fragmentos de pómez menores a 4 cm dentro de una matriz fina de vidrio de apariencia terrosa. En ambos casos se observan fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. Es de poco espesor, no mayor a ~ 5 m, y no se observa en el sector norte. Chávez (2005) reporta que esta unidad está constituida por dos tipos de depósitos piroclásticos, cuya diferencia es que el depósito inferior contiene una menor proporción de pómez.

Al microscopio, ambas unidades son semejantes y se observan fragmentos de pómez con fenocristales rotos de plagioclasa con seritización, biotita subhedral oxidada, apatito, circones y óxidos de ferromagnesianos inmersos dentro de una matriz criptocristalina producto de desvitrificación. Presenta además calcita secundaria.

e).- *Ignimbrita pumicítica de color verde rica en cristales*: unidad constituida por una ignimbrita verde con fragmentos de pómez que contienen fenocristales de cuarzo y feldespato cuya abundancia es de ~20% (Figura 13d). El tamaño promedio de la pómez varía entre los 1 a 3 cm, y el tamaño máximo observado alcanza hasta ~10 cm. Los fragmentos de pómez muestran formas que varían de subredondeadas a ligeramente aplanadas (*fiamme*), con estructura fibrosa que exhibe un soldamiento moderado. Además la ignimbrita presenta fragmentos de líticos de caliza angulosa, así como pequeños líticos arcillosos de color pardo oscuro, que posiblemente procedan de la Formación Mexcala.

Este depósito de flujos piroclásticos representa la parte superior de la Ignimbrita Tilzapotla, además de ser un indicador estratigráfico útil para diferenciar a la Ignimbrita Tilzapotla y la Maravillas en afloramientos aislados

donde las relaciones estratigráficas son poco claras. El espesor aproximado de esta unidad es de ~15 m.

Esta unidad de ignimbrita de color verde, es rica en cristales de plagioclasa ~15%, feldespato ~4%, biotita oxidada ~3% y cuarzo <2%. Además contiene zircones y minerales opacos. La matriz es criptocristalina-vítrea, se observan esquirlas rotas de vidrio, fantasmas de “shards”. El espesor de esta unidad al oeste de San José Pala es de ~20 m.

El espesor en conjunto de esta unidad muestra variaciones de acuerdo a la porción en donde aflora. En zonas cercanas a Chinameca, Díaz-Bravo (2005) reportó un espesor máximo expuesto de 100 m, mientras que en los afloramientos de facies extracaldera entre Valle de Vázquez y Chinameca Morán-Zenteno et al. (2004) reportan un espesor de 50 m. En este trabajo el espesor que se estimó de esta unidad en conjunto, al oeste de San José Pala, es de ~60 m, de los cuales ~30 m corresponden a la ignimbrita rosa y ~15 m la ignimbrita verde.

Relaciones Estratigráficas

La Ignimbrita Tilzapotla sobreyace a secuencias cretácicas como la Formación Morelos, Mexcala y al Grupo Balsas a través de un contacto discordante. En el caso del Grupo Balsas sobreyace tanto a la unidad de limonitas como a la de conglomerado calcáreo. Estos contactos se pueden observar en el primer caso, en algunos segmentos del trayecto del camino de Valle de Vázquez-Chinameca, a la altura del Vergel (Figura 12a), y en el segundo, adelante del entronque que forma el camino anterior con el camino que va a San José de Pala.

Sobre la Ignimbrita Tilzapotla descansan varias unidades con contactos de tipo discordante, como la Andesita Chimalacatlan, así como una unidad epiclástica volcánica de pequeña extensión cercana a San José de Pala. En algunos casos el contacto de la Ignimbrita Tilzapotla con las unidades que le sobreyacen es directamente con los miembros de la base de esta unidad, como son la unidad rosa, debido a que la unidad de ignimbrita verde que es la superior, en general es poco continua. La relación de contacto entre la

Ignimbrita Tilzapotla con la Formación Huautla es poco clara, y aunque en algunos sectores como San Juan Teocaltzingo y El Perillo, la Ignimbrita Tilzapotla se observa en una posición topográfica superior, el contacto no se observa. Sin embargo, por los fechamientos realizados sabemos que la Formación Huautla es más joven que la Ignimbrita Tilzapotla. También le sobreyacen la Andesita Linderos.

Edad

La Ignimbrita Tilzapotla en varias localidades de sus facies intracaldera tiene fechamientos por K-Ar reportados por Morán-Zenteno et al. (2004). Dichas edades son en concentrados de biotita y varían entre los 35.1 a 34.1 Ma (ver tabla 2.1). El trabajo citado reporta también una edad $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de 34.3 ± 0.09 Ma a partir de 21 cristales individuales de sanidino. En este trabajo se realizaron tres fechamientos para la Ignimbrita Tilzapotla en la región de Huautla en donde afloran sus facies extra-caldera (ver capítulo 5).

3.5.2 Estratigrafía volcánica del CVH “*sensu stricto*”

Se considera que el CVH propiamente dicho, es el conjunto de sucesiones volcánicas que descansan sobre las sucesiones marinas del Cretácico, las sucesiones sedimentarias continentales del Paleógeno o sobre la Ignimbrita Tilzapotla en la región de la Sierra de Huautla. Este conjunto de sucesiones que integran el CVH corresponderían parcialmente a lo que Fries (1966) denominó Grupo Ixtlilco, nombre con el que describe los derrames de lavas interestratificadas con capas volcanoclásticas que sobreyacen a la Formación Tlaica (Ignimbrita Tilzapotla) y que constituyen principalmente lo que denominó Complejo Volcánico Oligo-Miocénico de Cerro Frío. Desde entonces, dicho autor reconoció la diversidad de texturas de las lavas, aunque señala con base al análisis de siete muestras que la composición química de estas es muy uniforme.

3.5.3 Formación El Tepehuaje (Tote)

Distribución

Con la denominación de Formación El Tepehuaje se describe a una unidad heterolitológica que agrupa derrames volcánicos, depósitos piroclásticos y

rocas volcanoclásticas que afloran en la porción interna y en los bordes de una estructura anular ubicada al norte del área de estudio (Figura 8), la cual es posible reconocerla topográficamente en fotografías aéreas, así como en modelos de elevación digital. El límite de la estructura anular en el sector norte, se encuentra definido a la altura de los poblados del Tepehuaje y Los Sauces, y se extiende hasta el sur ~0.5 km al norte del río Quilamula.

Litología y espesor

La Formación El Tepehuaje agrupa rocas de diferente naturaleza que se encuentran vinculadas espacialmente, en las cuales es difícil reconocer las relaciones que guardan entre ellas. Los tipos litológicos que la integran son derrames y pequeños diques de composición dacítica y en menor proporción andesítica, que en ocasiones se encuentran intercalados con depósitos de ignimbritas y depósitos volcanoclásticos, los cuales conforman el relleno de una estructura anular reconocida (Figura 14a y b).

Los derrames de lava tienen un color pardo y su textura en muestra de mano es de grano fino conformando una estructura lajeada. El espesor dominante de las lajas varía entre 3 y 6 cm, y su espesor máximo no es mayor a los 20 cm, los cuales se encuentran intercalados con depósitos piroclásticos que se describen más adelante. Los afloramientos mejor expuestos se ubican entre la presa Agua Fría y el Cerro Pitahayo.

Los derrames de dacitas tienen una textura porfídica con poca abundancia de fenocristales ~15%, entre los que se encuentran plagioclasas intermedias y feldespatos, cuarzo subredondeado, hornblendas muy alteradas con bordes de opacita, escasos piroxenos y remanentes de fenocristales muy alterados no identificados (Chi-108-05*, ver Anexo 3, Tabla AIII-1), las formas de los otros fenocristales son subhedrales. La matriz es pilotaxítica constituida con microlitos de plagioclasa muy finos con vidrio, cuarzo intersticial y pequeños piroxenos con alto grado de oxidación.

Los derrames de andesitas están constituidos por rocas de textura afanítica, los cuales son difíciles de diferenciar en campo de las dacitas. La distribución de los derrames andesíticos es aparentemente en el sector norte. Microscópicamente muestran una textura porfídica con muy pocos fenocristales

de plagioclasa y feldespato embebidos en una matriz pilotaxítica muy fina, constituida por microlitos de plagioclasas en una pasta vítrea.

Los depósitos de ignimbritas de esta formación tienen un aspecto masivo de color blanco-grisáceo y regularmente se encuentran intercalados con los derrames de lavas. Son características sus formas redondeadas producto del intemperismo y se distribuyen entre el camino del Tepehuaje a Los Sauces.

Los depósitos contienen fragmentos de pómez, son poco abundantes y sus tamaños varían de ~ 0.5 mm hasta 4 cm, y en muestra de mano se observan cristales de cuarzo y biotitas alteradas. De acuerdo a Díaz-Bravo (2005), la diferencia principal de estas ignimbritas con respecto a la Toba Chinameca (Ignimbrita Tilzapotla) es que además de biotita presentan cristales de hornblenda. En general estos depósitos son muy homogéneos, variando en la abundancia de biotita y hornblenda.

En lámina delgada se caracterizan por presentar fenocristales rotos de plagioclasa, feldespato, cuarzo con bordes redondeados, biotita, hornblenda con bordes de opacita y pseudomorfos muy alterados de minerales máficos no identificados que en conjunto representan un contenido menor al 15%. Es característica la presencia de una matriz desvitrificada criptocristalina en la que esporádicamente es posible observar relictos de esquirlas de vidrio (*shards*).

En general, las variaciones con otros depósitos de ignimbritas de esta unidad son poco perceptibles, ya que su mineralogía en general es homogénea, y sólo varía el grado de desvitrificación y el contenido de biotita y hornblenda. La variante más importante es la presencia de depósitos de ignimbritas con brechas de rezago que contienen fragmentos de dacitas-andesitas de hasta 20 cm, pómez y ceniza de color verde. Por lo general, estas brechas se observaron en las márgenes de la estructura anular. Sólo se reconocieron tres afloramientos, y su importancia radica por ser indicativos de la posible proximidad a la fuente de emisión. Los afloramientos se pueden observar en el camino El Tepehuaje-Los Sauces y en el borde sur en las proximidades del Cerro Pitahayo.

Se reconocieron diques de color pardo con espesor de 1.5 m y longitud menor a los 3 metros, que por sus dimensiones no se cartografiaron en el camino

Chinameca-El Tepehuaje. Son de composición andesítica y traquidácica y cortan los depósitos de ignimbritas.

Al microscopio se observa una textura porfídica con escaso fenocristales (<10%) de plagioclasa y feldespato muy alteradas en una matriz de textura pilotaxítica muy fina y con presencia de vidrio.

Los depósitos volcanoclásticos de la Formación Tepehuaje que también se encuentran intercalados en las unidades anteriores son de dos tipos. El primero corresponde a una sucesión de depósitos de caída (Figura 14a) y el otro es un depósito de bloques y ceniza, los cuales se encuentran expuestos entre el Tepehuaje y Los Sauces.

De acuerdo a Díaz-Bravo (2005), en los depósitos de caída se reconocen cuatro sucesiones, la primera en su parte inferior está formada por un depósito de ceniza de grano fino cuya estratificación varía en espesor entre los ~3 mm a los 20 cm, con fragmentos ocasionales de pómez de 0.5 mm de color verde. El espesor expuesto que reporta para este horizonte es de 15 metros.

El segundo depósito de caída es de color ocre con estratificación más gruesa que varía entre los 30 y 40 cm y contiene lapilli acrecional de formas esféricas y semiesféricas de ceniza blanca con tamaños que varían de 1 mm a 2 cm, los cuales se encuentran inmersos en capas de ceniza color ocre. Se reconocen fragmentos redondeados de pómez color verde menores a 3 mm.

Un tercer depósito de caída descansa sobre el anterior, es de lapilli acrecional de formas esféricas y semiesféricas de color blanco y verde con un mayor grado de compactación embebidos en una matriz fina. Los lapillis de color blanco ligeramente más grandes alcanzan tamaños de hasta 2.5 cm y los de color verde de hasta 1 cm. Este depósito se presenta con espesores de 30 y 20 cm.

Un cuarto depósito de caída de mayor grado de compactación, con lapillis de color verde con diámetros de 1 a 3 mm, con buena selección, en que se aprecian también lapillis de color pardo y blanco. Este cuarto depósito tiene espesores entre 15 y 20 cm hacia la cima. Los depósitos de caída 2, 3 y 4 presentan una alternancia (Figura 14a). El espesor total estimado de los

depósitos de caída alcanzan ~ 50 metros, el cual se observa en el afloramiento ubicado entre El Tepehuaje y Los Sauces

Díaz-Bravo (2005) sugiere que de acuerdo a la clasificación de partículas volcanoclásticas y sedimentos volcanoclásticos de Fisher y Schmincke (1994), es posible clasificar a esta secuencia como un depósito de caída de ceniza depositado en un ambiente lacustre de baja energía, en el cuál, son identificables lapillis acrecionales tipo C, los cuales son definidos como agregados de ceniza de grano fino originados en capas de toba depositadas en un ambiente lacustre.

Por lo que respecta al segundo depósito volcanoclástico, es un depósito de bloques y ceniza caracterizado por tener una matriz de ceniza color rosa, verde y beige, así como bloques de lava de composición dacítica y andesítica color blanco, gris y pardo. Los tamaños de los bloques varían de entre 10 y 60 cm. El espesor de la formación El Tepehuaje en conjunto es de al menos 100 metros.

Relaciones estratigráficas

La Formación Tepehuaje subyace a la Dacita Agua Fría a través de un contacto poco claro, debido a que las zonas de contacto no se logran observar en forma clara. Al considerar criterios como la altitud de sus afloramientos, así como por las relaciones morfológicas reconocidas en las fotografías aéreas, este contacto se puede ubicar al poniente del Tepehuaje y en el camino Chinameca - El Tepehuaje.

Por lo que respecta a su relación con la Andesita el Limón, cerca de la presa cerro Prieto al sur del poblado El Limón en los cerros La Chiva y El Chirimoyo, se observa que la Formación Tepehuaje también subyace a la Andesita El Limón, asimismo subyace a la Formación Tepalcingo, relación que se puede reconocer al sur de los Sauces. No se reconoció su contacto inferior, pero se infiere que es con la Ignimbrita Tilzapotla.



Figura 14: Fotografías de campo mosaico 4, (a) afloramiento de depósitos de caída de la Formación el Tepehuaje expuestos entre el camino que va del Tepehuaje a los Sauces, (b) afloramiento de flujos lávicos dacíticos de la Formación Tepehuaje, (c) afloramiento en que se observa el contacto entre la unidad verde de la Ignimbrita Tlzapotla y la Andesita Huachinantla en el camino que va de Huachinantla al Rancho el Salado.



Figura 14: Fotografías de campo mosaico 4.

Es importante señalar, que las heterogeneidades de esta unidad plantean algunas interrogantes sobre el contexto estratigráfico general, en especial sobre la presencia de derrames de composición dacítica, ya que en este trabajo se asume que el pulso silícico inició con el depósito de la Ignimbrita Maravillas y se continuó con el emplazamiento de la Dacita Agua Fría, y no se reconoce el registro previo de actividad volcánica félsica en el CVH. El único registro de este tipo, corresponde a algunos sectores de la Formación Huautla que su rango de composición se encuentra en la transición de andesitas y dacitas.

No obstante que las relaciones estratigráficas parecen indicar que la Formación Tepehuaje subyace a la Dacita Agua Fría, también es probable que las unidades que integran a la Formación Tepehuaje (derrames dacíticos e ignimbritas) sean las primeras manifestaciones de actividad silícica, previas a la formación de los mayores volúmenes de magmatismo silícico.

Edad

La complejidad litológica de la Formación Tepehuaje y de sus relaciones estratigráficas poco claras, hacen difícil sugerir una edad., Sin embargo, de acuerdo a las relaciones estratigráficas que presenta al encontrarse bajo la Dacita Agua Fría y la Andesita el Limón y aparentemente sobre la Ignimbrita Tilzapotla, permiten inferir su edad máxima de los ~34.3 Ma, y su límite superior ~33.6 Ma. No obstante lo anterior, existe cierta incertidumbre debido a que en el caso de la Andesita El Limón también se está infiriendo su edad por sus relaciones estratigráficas, y se asume que su edad debe ser muy semejante a los derrames de lavas andesíticas fechados al sur del área de estudio.

3.5.4 Conjunto inferior de sucesiones de Andesitas

Con este nombre se denomina al conjunto de unidades siguientes: Andesitas el Limón, los Linderos-Huachinantla y la Formación Huautla con un volumen mínimo preservado de ~120 km³. Las dos primeras unidades están constituidas por extensos derrames de andesitas que se distribuyen al norte, sur y sureste del área de estudio (Figura 8), y aunque cada unidad puede presentar ciertas particularidades litológicas, se caracterizan por ocupar una posición estratigráfica que antecede al episodio de magmatismo silíceo de la región. En el caso de la Formación Huautla ubicada al centro-occidente del CVH (Figura 8), esta forma parte de los niveles superiores de este conjunto, y tiene la característica de que su composición se encuentra más cercana al límite andesitas-dacita, e incluso algunas de sus rocas tienen una composición química que corresponde a las dacitas, además de presentar una textura porfídica que contrasta con las otras unidades.

De acuerdo a las relaciones estratigráficas reconocidas, este conjunto constituye el primer episodio de actividad volcánica "*in situ*" de la Sierra de Huautla, posterior al Pórfido de Tamazola del que se obtuvo en este estudio una edad más antigua (ver capítulo de geocronología). Lo anterior, debido a que los depósitos de la Ignimbrita Tilzapotla corresponden a facies distales de los productos a Caldera Tilzapotla, por lo que su fuente de origen es externa. La edad del límite inferior de este conjunto no fue posible fecharlo, sin

embargo, es muy probable que se encuentre en un rango entre los 33.6 y 32.5 Ma, edades que corresponden a los fechamientos realizados por Campa et al. (2002), Cerca (2004) y Cerca et al. (2007) en sucesiones de andesitas que afloran en Atenango del Río, región ubicada a ~18 kilómetros al sur del área cartografiada. Dichas andesitas guardan relaciones estratigráficas semejantes a las de este conjunto. El límite superior de estas sucesiones de andesitas debe estar comprendido entre los 32.9 y 32.5 Ma que corresponden a la edad obtenida en este trabajo para la Formación Huautla (ver capítulo de geocronología) y de las sucesiones de andesitas fechadas por Campa et al. (2002).

Andesita El Limón (Toal)

Distribución

Unidad constituida de derrames de andesitas que se distribuyen en el sector norte-central del área cartografiada, en los alrededores del poblado del Limón de Cuahuchichinola con un área de exposición de ~18 km² (Figura 8)

Litología y espesor

La Andesita el Limón está formada por derrames de lavas de andesitas de color gris oscuro en ocasiones con tonalidades café oscuro, las cuales presentan una textura porfídica en las que se observan fenocristales hasta de 3 mm de plagioclasas en una matriz fina homogénea. En el campo se reconoce por mostrar una estructura en lajas.

Al microscopio se observa una textura porfídica con escasos fenocristales (<15%) embebidos en una matriz pilotaxítica. Los fenocristales presentes en orden de abundancia son plagioclasa, feldespato potásico y clinopiroxenos, cuyas formas son subhedrales y en menor proporción euhedrales. Las plagioclasas muestran rasgos de desequilibrio, como son texturas de tamiz, lamelas y frecuentemente sus bordes están corroídos, además presentan sericitización. También contiene clinopiroxenos con frecuencia alterados, algunos de ellos presentan una coloración roja muy característica. La matriz está formada por microlitos de plagioclasa.

La ausencia de anfíboles es la diferencia central de esta unidad con respecto a las andesitas de la Formación Tepalcingo. (Láminas Chi* y Chi13*, ver anexo 3, Tabla AIII-1).

En la barranca Piedra Desbarrancada, Díaz-Bravo (2005) reporta algunos diques de color pardo y rojizo, que contienen fenocristales de plagiocasa alterada, cuarzo y piroxenos y algunos pseudomorfos posiblemente de hornblenda. Asimismo en la presa Cerro Prieto existen otros pequeños diques de textura más fina con fenocristales de plagioclasas y anfíboles con oxidación, que muy posiblemente representan las estructuras alimentadoras de las sucesiones volcánicas que le sobreyacen.

Al microscopio estos diques muestran una textura porfídica con ~35% de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, hornblendas alteradas y ortoclasa, todos de formas subhedrales. La matriz varía de micro a criptocristalina, los microlitos son de plagioclasa, y también contiene material vítreo. Además contiene cuarzo intersticial y seritización (lámina Chi-36-05, ver anexo 3, Tabla AIII-1). El espesor estimado de la Andesita el Limón es de ~120 m.

Relaciones estratigráficas

La Andesita El Limón cubre discordantemente a la Formación El Tepehuaje, y aunque sus relaciones estratigráficas con la Toba Piedra Desbarrancada y Andesita Tepalcingo son poco claras, aparentemente la sobreyacen. En el caso de la Toba Piedra Desbarrancada, la mayor altitud y posición subhorizontal de esta con respecto a la Andesita El Limón parece sugerir lo anterior. Con respecto a la Andesita Tepalcingo, debido al parecido de ambas unidades es complicado definir en el campo su contacto preciso, el criterio utilizado fue considerar la estructura en lajas de la Andesita el Limón y seguir su contacto en las fotografías aéreas. La Dacita Agua Fría sobreyace a la Andesita el Limón en un contacto que se observa al poniente de la Presa Cerro Prieto.

Edad

La relación estratigráfica más clara que tiene la Andesita el Limón es con la Dacita Agua Fría a la cual subyace, por lo que su edad debe ser anterior a esta última. Asimismo, se han realizado un par de fechamientos de un episodio de

volcanismo andesítico al sur del área de estudio cuyas edades quedan comprendidas entre 32.5 a 33.6 Ma (Campa y Fitz, 2002; Cerca., 2004), además de la edad de 32.9 ± 0.6 Ma de la Formación Huautla fechada en este estudio. Con los argumentos anteriores en este trabajo se asume que la edad de la Andesita el Limón muy probablemente queda comprendida entre ~32.5 a 33.6 Ma.

Andesita Linderos - Huachinantla (Toal)

Distribución

Con la denominación Andesita los Linderos-Huachinantla se designa a una unidad constituida de derrames de lava que aflora en dos sectores del área de estudio, en el sector los Linderos-El Platanar al sureste del CVH, y en los alrededores de Huachinantla, en la porción sur-central de la zona cartografiada (Figura 8). Aunque ambas sucesiones se encuentran en diferentes sectores y muy posiblemente estén asociadas a fuentes diferentes, comparten similitudes en su litología y estructura. Las únicas diferencias que se reconocen son que las sucesiones de derrames que afloran en la zona de los Linderos presentan algunos derrames de composición más máfica que corresponden a andesitas basálticas, así como que la estructura de estas sucesiones es masiva y muy fracturada, y ocasionalmente en lajas, en tanto que en las sucesiones de derrames de Huachinantla predominan derrames con estructura en lajas.

Litología y Espesor

Las Andesitas Linderos y Huachinantla están constituidas por derrames de andesitas, y como fue indicado, en el caso de la primera también se reconocen derrames de andesitas basálticas. En general, muestran un color al intemperismo pardo y gris verdoso, en ocasiones tonalidades rojizas y al fresco son de color gris oscuro. En muestra de mano son en general de textura afanítica o porfídica muy fina con escasos fenocristales de minerales ferromagnesianos afectados por oxidación.

Los estudios petrográficos permiten reconocer dos conjuntos litológicos. El primero corresponde a las andesitas basálticas (HUE-329, HU-331 y HUE-2, ver anexo 3, Tabla AIII-1), que se caracterizan por tener una textura porfídica

con poca abundancia de fenocristales (<6%), de los cuales en promedio el 5% corresponde a clino y ortopiroxenos y ~1% a plagioclasa. Los fenocristales de clinopiroxeno, representados por la augita son los más abundantes y muestran formas subhedrales y anhedrales.

La matriz tiene una textura hipocristalina-pilotaxítica y está compuesta de microlitos de plagioclasa muy finos de forma tabular y hábito acicular con dimensiones (<0.2 mm). Es frecuente observar plagioclasa esqueletal y con bordes corroídos. Además la matriz está compuesta por pequeños cristales de piroxeno y vidrio intersticial.

El segundo conjunto litológico es de andesitas de textura porfídica con una abundancia de fenocristales que varía entre ~15 y 30%. La plagioclasa es andesina y representa el fenocristal más abundante con rasgos de desequilibrio como son las texturas de tamiz. La matriz en algunos casos es pilotaxítica, compuesta de microlitos de plagioclasa que en ocasiones forman glomerocristales de microlitos, pequeños cristales de piroxeno y de vidrio (p. ej. HUE-9). En otras muestras (HUE-48, ver anexo 3, Tabla AIII-1), la matriz es una pasta que varía de micro a criptocristalina, compuesta por plagioclasa, vidrio y microcristales de ferromagnesianos oxidados que muy posiblemente son de piroxeno, y escasos <1% fantasmas de hornblenda totalmente remplazada por opacita que se reconocen por el cruce de los anfíboles.

Relaciones Estratigráficas

La Andesita Linderos descansa discordantemente sobre un pequeño afloramiento de la Ignimbrita Tilzapotla, contacto que se observa al norte de Pilcaya que se encuentra fuera del área cartografiada a 0.6 km al sureste de la zona de estudio. Se encuentra sobreyacida en discordancia erosional a la Ignimbrita Maravillas y la Formación Chapulco. Por lo que respecta a la Andesita Huachinantla esta descansa discordantemente sobre la Formación Morelos y la Ignimbrita Tilzapotla (Figura 14c) y subyace a la Ignimbrita Maravillas

Edad

La relación estratigráfica que estas sucesiones volcánicas guardan con la Ignimbrita Tilzapotla a la cual sobreyacen, indica que su edad debe ser posterior a los 34.5 Ma. Además, al subyacer a la Ignimbrita Maravillas, su edad debe ser previa a esta, es decir anterior a ~33 Ma. Si se considera que se ha fechado un episodio de volcanismo andesítico al sur del área de estudio, en Atenango del Río, cuya edad es de 33.6 (Cerca, 2004), en este trabajo se asume que la edad de la Andesita Linderos se encuentra muy posiblemente entre los ~33 y 33.6 Ma.

Formación Huautla (Toh)

Distribución

Con esta denominación se describe a una secuencia constituida principalmente por derrames andesíticos que aflora principalmente en el sector centro occidental del área cartografiada, en los alrededores del poblado de Huautla, y en la parte central de los valles de Ajuchitlan y Santiopan, es además la unidad en donde se alojan los depósitos minerales del distrito minero de Huautla (Figura 8). En el primer mapa geológico de detalle de la zona minera, a estas sucesiones volcánicas se les denominó Andesita Tlalchichilpa (Sánchez-Montes de Oca, 1961). Asimismo, en las etapas iniciales de este trabajo, se le denominó Complejo Volcánico de Huautla (Chávez-González, 2005).

Litología y Espesor

La Formación Huautla está compuesta por derrames volcánicos de andesitas y dacitas, estas últimas en menor proporción (Figura 15b y c). Esta unidad representa la transición al episodio de actividad silícica que le sobreyace. Además, contiene intercalaciones de material volcanoclástico de lo que parecen ser depósitos de flujos de escombros (Figura 15d), brechas volcánicas, material epiclástico y vitrificados, así como algunos diques que la cortan. En varios sectores presenta diferentes grados de alteración hidrotermal como oxidación y silicificación que le proporcionan frecuentemente apariencia diferente.

Su rasgo distintivo es una textura porfídica con la presencia de fenocristales de plagioclasa que varían entre los 0.2 a 1 cm, regularmente con bordes de sericita, inmersas en una matriz afanítica de grano fino.

Los análisis petrográficos permiten reconocer una textura hipocristalina porfídica con fenocristales de plagioclasa ~15-20%, feldespatos <3%, cuarzo ~1%, y hornblenda <2%, fases minerales que en conjunto constituyen en promedio entre el 25 y 20% de la muestra. Es común reconocer rasgos de desequilibrio como texturas de tamiz, zonaciones concéntricas sobrepuestas y lamelas. Los fenocristales de feldespato muestran formas subhedrales, en tanto que el cuarzo es común observarlo en formas subredondeadas o engolfados. Los minerales máficos como piroxenos y hornblenda regularmente muestran mucha alteración, principalmente oxidación, y se reconocen por su crucero, en el caso de la hornblenda es muy escasa y solo se reconoce en algunas muestras.

En general la matriz es intersertal que en algunas muestras gradúa a hialopilítica, constituida por microlitos cuyos intersticios se encuentran rellenos de microcristales de plagioclasa, y en ocasiones dicha pasta es criptocristalina con contenido de vidrio. Es muy frecuente observar en la matriz rasgos de alteraciones hidrotermales como la presencia de estructuras “intersticiales fluidales” de tonalidades rojas y amarillas, abundante sericitización.

La Formación Huautla presenta brechas volcánicas andesíticas intercaladas en los derrames volcánicos, que muy posiblemente correspondan a depósitos de flujos de escombros, que muestran un patrón de distribución irregular y poco continuo (Figura 15d). Son monolitológicos y sus líticos son de rocas andesíticas de textura afanítica y porfídica, de granulometría muy variable, aunque predominan las de tamaños <20 cm. Sin embargo, hay zonas como al sur del sector Huauchinantla y Teutla en que se reconocen afloramientos con líticos hasta de 60 cm.

También en sectores próximos al distrito minero se observa depósitos de tipo epiclástico muy alterados de color rojizo a morado que usualmente se encuentran cubriendo a la Formación Huautla. Chávez-González (2005) reporta

algunos vitrófidos de composición riolítica de estructura masiva de color negro al fresco. El autor citado también reporta un espesor máximo estimado para esta sucesión de ~300 m, observado al norte de San Juan Teocaltzingo.

Relaciones Estratigráficas

No fue posible observar el contacto inferior que tiene la Formación Huautla con la Ignimbrita Tilzapotla, ya que sus relaciones estratigráficas no son claras. En ocasiones esta última unidad ocupa niveles topográficos más elevados, sin embargo, los fechamientos realizados en este estudio (ver capítulo 5) indican que la Formación Huautla sobreyace a la Ignimbrita Tilzapotla. La Formación Huautla subyace en forma discordante a los derrames de la Dacita Agua Fría (Figura 15a). Esta relación de contacto se puede observar claramente en un banco de material ubicado a 300 m de la desviación que va a la presa de la Reserva Ecológica de Huautla. Otra zona en donde se observa a la Formación Huautla bajo la Dacita Agua Fría es en el borde noreste del Valle de Ajuchitlán. Asimismo, la Formación Huautla subyace en discordancia a los derrames de la Andesita Chimalacatlán, dicho contacto se observa en el camino de terracería que va de Chimalacatlan al río Amacuzac.

Edad

Esta unidad se fecho en este estudio (ver resultados en capítulo 5).

3.5.5 Sucesiones de volcanismo silícico

Las sucesiones de volcanismo silícico están constituidas por dos unidades, la Ignimbrita Maravillas y la Dacita Agua Fría, ambas con una composición dacítica dominante, las cuales se encuentran intercaladas entre dos sucesiones de volcanismo de composición intermedia. El volumen mínimo preservado de estas unidades es de ~260 km³.



Figura 15: Fotografías de campo mosaico 5, (a) zona de contacto en donde se observa a la Dacita Agua Fria sobre la Formación Huautla. La localidad se encuentra a 300 metros de la desviación al Centro de Investigación C.E.A.M.I.SH., (b) y (c) acercamientos de la Formación Huautla en donde se observa su característica textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, (d) afloramiento en dónde se observa un depósito de flujos de escombros que forman parte de la Formación Huautla con fragmentos de líticos de la misma con textura porfídica, (e) y (f) afloramientos de la Dacita Agua Fria en el camino que va de la desviación a Ajuchitlan en que se observa la estructura de flujo de la misma.

Ignimbrita Maravillas (Toim)

Distribución

Esta unidad constituye un conjunto de depósitos de flujos piroclásticos de ignimbritas que afloran en la porción centro-oriental del área de estudio (Figura

8). Los afloramientos tipo se observan en los alrededores de la Colonia Maravillas al noroeste de Jolalpan de donde procede el nombre asignado, y en la zona del Platanar.

En la Ignimbrita Maravillas se reconocen varios depósitos de flujos piroclásticos que muestran una expresión morfológica de mesetas escalonadas con escarpes verticales que en algunos casos alcanzan espesores de hasta ~40 m. (Figura 16a). Sin embargo, el espesor promedio de los depósitos de cada flujo varía en promedio entre los 6 a 20 m., que en general corresponden a las partes inferior y media de esta unidad, en tanto que las sucesiones de la parte superior en general no se describieron debido al difícil acceso a dichos depósitos, además de que no representa un objetivo central del estudio.

Litología y Espesor

Las características litológicas de los principales tipos de depósitos que se reconocieron en la Ignimbrita Maravillas, se agruparon en tres tipos de depósitos. Los de la base se encuentran bien expuestos en la cantera el Milagro, ubicada al oriente del trayecto de la Colonia Maravillas-Tlaucingo y también se pueden observar en el sector el Platanar-Tepomaxtla, y están constituidos por depósitos de ignimbritas pumicíticas, pobres en cristales de color blanco y rosa pálido de aspecto terroso y textura de grano fino (Figura 16b y c). En algunos horizontes contiene escasos fragmentos líticos de lo que parecen ser andesitas de texturas porfídica y afanítica con tamaños promedio <0.5 cm, pero que pueden alcanzar hasta los ~4 cm.

Aunque en los depósitos domina una textura fina, se aprecian en ocasiones los contornos difusos de fragmentos de pómez y muy esporádicamente se observan pómez con bordes nítidos que ocasionalmente presentan estructuras de *fiamme*. Es difícil observar cristales de minerales en estos depósitos, y los que se observan en las muestras de mano son de biotitas euhedrales oxidadas. En algunos niveles intermedios del depósito presenta sectores con huecos de tamaño promedio que varía entre 1 a 2 cm que le proporcionan un aspecto cacarizo. Dichos huecos posiblemente correspondan a espacios dejados por fragmentos de pómez debidos a su inestabilidad al intemperismo.

Estos depósitos hacia el sur en los alrededores de Tlaucingo, presentan alteración hidrotermal asociada a zonas con intenso brechamiento.

En lámina delgada las ignimbritas pumicíticas están constituidas esencialmente por una matriz criptocristalina. Hay algunas variedades que presentan una matriz formada por una pasta felsítica compuesta de vidrio con microcristales de cuarzo intersticial y feldespatos. Como se indicó, el contenido de cristales es mínimo, cuando los presenta, su abundancia es <3% y son cristales de plagioclasa y biotita muy alterados.

El segundo grupo de los depósitos de ignimbritas que constituyen la porción intermedia de las sucesiones son de color rosa pálido, muestran un mayor grado de endurecimiento y son masivos. Estos depósitos contrastan con los de la base por su contenido de cristales de feldespatos, cuarzo fino, biotita euhedral con bordes oxidados y minerales ferromagnesianos. Además de contener escasos líticos. Este grupo constituye el tipo de ignimbritas más abundante que se reconoció, y aflora en los alrededores de la Colonia Maravillas.

Al microscopio, los depósitos de ignimbritas de la porción intermedia de las sucesiones de esta unidad, corresponden a ignimbritas pumicíticas con un contenido de cristales en la matriz que varía de pobre ~3 a 5% a moderado (~20%), dominando en volumen las ignimbritas pobres en cristales. Los cristales son plagioclasas, feldespatos, biotitas y cuarzo, con sus bordes regularmente rotos, y en algunos casos se observan fracturados internamente. Las biotitas se encuentran intensamente oxidadas, y en sus cortes longitudinales en ocasiones se aprecian ligeramente flexionadas, posible evidencia de proceso de soldamiento. La matriz al igual que las sucesiones de la base es regularmente criptocristalina. Otro tipo de matriz es formada por una pasta felsítica compuesta de vidrio con microcristales de cuarzo y feldespatos. En la matriz de este tipo de depósitos es posible observar en ocasiones estructuras de desvitrificación, como son arreglos radiales de esferulitas con disposición en abanico (Jol-22a). Es común encontrar en la matriz cuarzo microcristalino intersticial, así como fantasmas de fragmentos de *shards*., En algunos casos los fragmentos de *shards* se observan aplastados (HU-455),

formando texturas eutaxíticas que indican que estos depósitos de ignimbritas varían de moderada a altamente soldadas (ver anexo 3, Tabla AIII-1).

El tercer tipo de depósitos de ignimbrita forman parte de los niveles superiores de esta unidad, y se reconocieron en los alrededores de Zacacuautla, en donde afloran los depósitos del sector poniente de la Ignimbrita Maravillas. Se considera que corresponden a la parte superior por su ubicación topográfica y por descansar sobre depósitos de ignimbritas muy semejantes a los que afloran en la Colonia Maravillas. Estos muestran un color que varía de rosa a gris al intemperismo, son ignimbritas pumicíticas semejantes a las de la base, con escaso contenido de cristales, con la diferencia de presentar como rasgo particular horizontes de depósitos de ignimbritas reomórficas de estructura fluidal definida por bandas de contenido variable de cuarzo y feldespatos con espesores < 0.5 cm, además de presentar escasos fragmentos de líticos volcánicos de tamaño promedio < 1 cm (Ramírez-Pérez, 2005).

La Ignimbrita Maravillas tiene un espesor variable, se estima que en promedio varía entre ~200-250 m, alcanzando su máximo espesor en el Cerro Tamazola ubicado al NW de Jolalpan, en donde estas sucesiones alcanzan un espesor de un poco más de ~500 m.

Relaciones Estratigráficas

La Ignimbrita Maravillas descansa discordantemente sobre las secuencias marinas del Cretácico, así como sobre los depósitos continentales del Grupo Balsas (Figura 11d). Sobreyace también a depósitos continentales con tobas intercaladas de la Formación Oapan, contacto que se observa en la desviación del camino que va a Ayoxustla (Figura 12d) y descansa sobre la Andesita Linderos, contacto que se puede reconocer en los alrededores del poblado del Platanar. Existen algunos afloramientos aislados en donde se observan pequeños remanentes de la Ignimbrita Maravillas sobre la Andesita Linderos en los alrededores de poblado de los Linderos, que por su tamaño no están cartografiados. Estas sucesiones de ignimbritas también descansan sobre la Andesita Linderos en el sector sur poniente del área de estudio, relación estratigráfica que se observa en la entrada al Rancho el Salado.

Su contacto con la Dacita Agua Fría no es claro, sin embargo, por las edades obtenidas, esta última es más joven que estos depósitos de Ignimbritas. A la Ignimbrita Maravillas le sobreyacen discordantemente la Andesita Tepalcingo, contacto que se reconoce en el sector comprendido entre los poblados de Temetla y Agua de los Toreros y en los afloramientos del sector norte le sobreyacen depósitos de flujos de escombros y de lahares.

Edad

En otras localidades muy cercanas al área de trabajo (Molina-Garza y Ortega-Rivera, 2006) han obtenido edades de depósitos de ignimbritas más jóvenes a la Ignimbrita Tilzapotla por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar en sanidinos y biotitas que dieron edades de 33.1 ± 1.27 y 33.01 ± 0.37 Ma, respectivamente. Asimismo, (Campa et al., 2002) por el mismo método reportan una edad de 31 ± 2 Ma en Tecuicuilco, aunque no se conocen detalles del fechamiento. Cabe señalar, que en el reporte de esta última edad, se indica que la muestra fue tomada en la base de la unidad, que ellos asocian a la Ignimbrita Tilzapotla. A través del contacto de la Ignimbrita Maravillas con la Formación Oapan, y de los fechamientos obtenidos, se reconoce que la Ignimbrita Maravilla es un evento ignimbrítico posterior al que dio origen a la Ignimbrita Tilzapotla. En una zona próxima al oriente de la zona de estudio, existen depósitos piroclásticos de la Formación Ajamilpa que fueron fechados por el método K-Ar y se obtuvo una edad de 31.8 ± 0.8 Ma. (Silva-Romo, 2010). Esta unidad se fecho en este estudio (ver resultados en capítulo 5).

A una distancia de ~20 km al oriente de la zona de estudio, al norte del poblado de Chiautla (Figura 5), se encuentra emplazado un cuerpo intrusivo sobre lo que se considera la traza de la falla de Papalutla en su sector norte (Elías-Herrera, comunicación personal). La edad reportada para ese cuerpo intrusivo (Cerca, 2004), muestra similitudes temporales con la Ignimbrita Maravillas, por lo que en este trabajo se realizaron algunos estudios y se consideró importante integrar a esta unidad a la descripción estratigráfica de la región.

Granodiorita Chiautla

Distribución

Este cuerpo aflora en un área de ~ 40 km² y se describe aquí en forma general por lo indicado anteriormente. Se considera el equivalente intrusivo de las sucesiones de ignimbritas, razón por la cual se le efectuaron también estudios de geoquímica.

Litología y Espesor

El intrusivo de Chiautla es un cuerpo de roca de textura fanerítica de grano medio con tonalidades verdosas. Al microscopio se reconoce una textura fanerítica con fenocristales de plagioclasas ~45%, cuarzo ~26%, feldespato ~16%, hornblenda ~10% y biotita ~3%. También se observan minerales opacos y zircones. Los fenocristales de plagioclasa varían de oligoclasa-andesina. En algunos casos se observan texturas poikiliticas con cristales de plagioclasa dentro de fenocristales de feldespato y hornblenda. Los fenocristales de cuarzo son de forma subhedral y también rellenan los intersticios entre las plagioclasas y feldespatos. Las hornblendas muestran un color verdoso a pardo, con corte en su base que muestra su clivaje de 56°.

Relaciones Estratigráficas

La mayor parte de este cuerpo se encuentra emplazado en el Complejo Acatlán y corta también a los depósitos andesíticos y dacíticos interestratificados con sedimentos pelíticos, areniscas y calizas del denominado Arco Cascalote (Sabanero et al., 1996). Aparentemente está cubierto en algunos sectores de las sucesiones de depósitos de ignimbritas y derrames de andesitas de posible edad oligocénica denominados Volcánicos Xaltianguis (Sabanero et al., 1996)

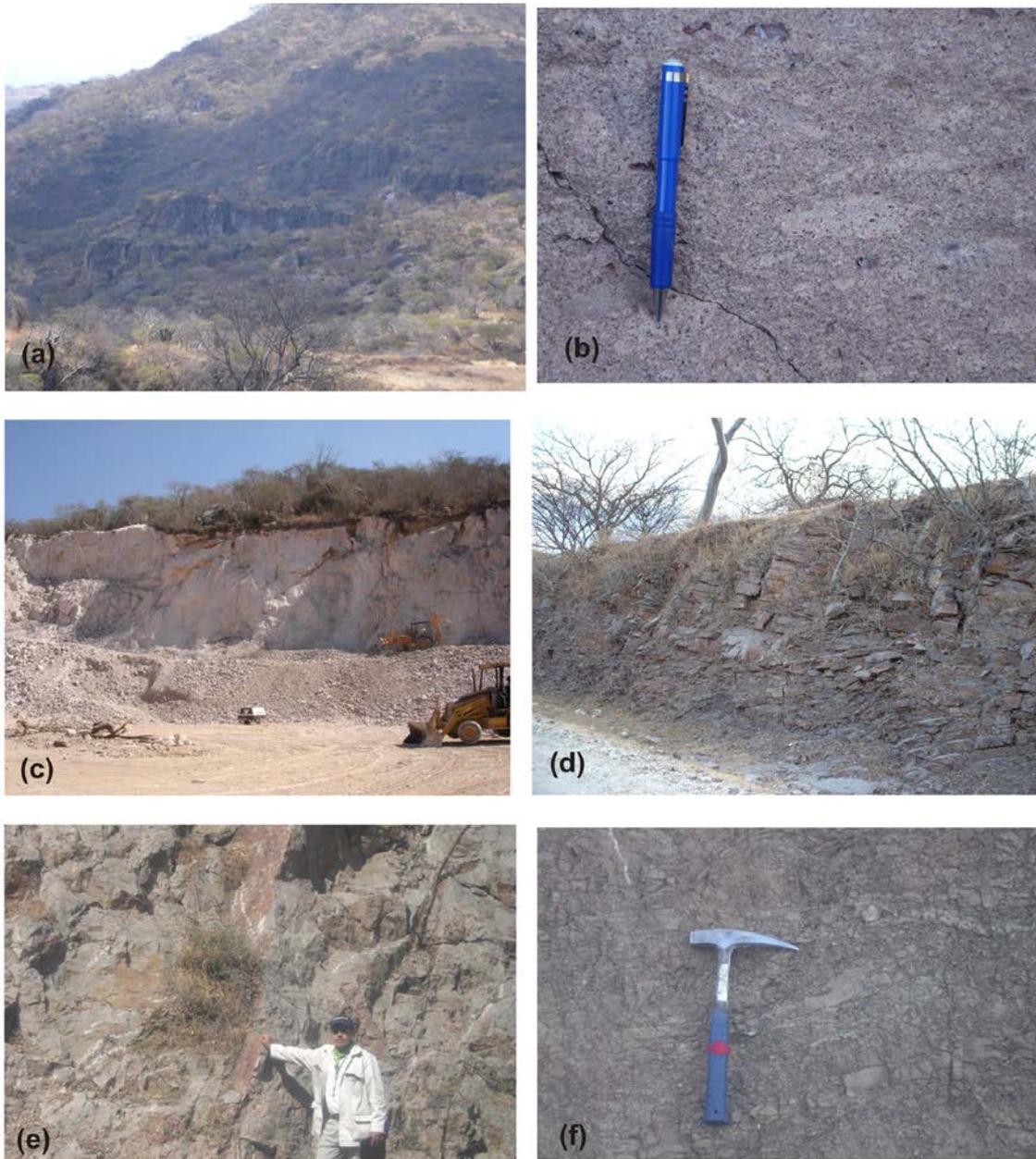


Figura 16: Fotografías de campo mosaico 6, (a) vista panorámica de la morfología típica de la Ignimbrita Maravillas en los alrededores del poblado de la Colonia Maravillas; (b) detalle de afloramiento de la Ignimbrita Maravillas con estructuras de fiamme, (c) afloramientos de la Ignimbrita Maravillas en la cantera el Milagro al norte de Tlahutzingo, (d) afloramiento de la Andesita Chimalacatlán con su típica estructura en lajas aproximadamente dos kilómetros al sur de San José de Pala, (e) afloramiento de la Andesita Tepalcingo en la región de Tehuictzingo, porción central de la Sierra de Huautla, (f) afloramiento de la Andesita los Linderos en el borde del camino que va de San José Chapulco a Los Linderos, aproximadamente a dos kilómetros antes de Ilagar a este último.

Edad

La granodiorita de Chiautla fue fechada por el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en un concentrado de biotitas por Cerca (2004) quien obtuvo una edad de 30.9 ± 0.3 Ma. En este trabajo se fecho también este cuerpo intrusivo (ver capítulo 5).

Dacita Agua Fría (Toda)

Distribución

Este nombre designa a una sucesión de derrames de lavas en las que frecuentemente se observan autobrechas, en ocasiones también muestra un aspecto masivo y un marcado diaclasamiento. Su composición dominante es dacítica, pero en pocas ocasiones su composición es intermedia. Se reconocen lo que parecen ser estructuras de domos muy disectados, lo que sugiere que en escala regional esta unidad constituye un complejo de domos.

La Dacita Agua Fría se distribuye en una franja continua con dirección nortesur, desde un sector aproximadamente a dos kilómetros al norte del Tepehuaje, hasta un poco al norte del Rancho el Salado, con un ancho promedio de 3 a 4 km, y que en algunos lugares alcanza hasta los 10 km (Figura 8).

En un sector más al sur, ubicado en una franja al oriente de Chaucingo, aflora una unidad con características litológicas y estratigráficas muy semejantes a la Dacita Agua Fría. Los afloramientos más representativos de esta unidad se observan en los alrededores de la presa Agua Fría y en el trayecto que se bifurca del camino a Huautla a Ajuchitlan (Figura 5). Cabe señalar, que en el sector norte esta unidad se ubica parcialmente en el borde de una estructura anular (caldérica) reconocida originalmente por Díaz-Bravo (2005), aunque su amplia distribución también indica que su emplazamiento no se restringió estrictamente a dicha estructura.

Litología y espesor

La Dacita Agua Fría está constituida por sucesiones de derrames de lavas que son de color pardo grisáceo al fresco y pardo oscuro con tonos rojizos a la intemperie. Los cuerpos lávicos con frecuencia muestran bandeamiento de flujo

en que se intercalan bandas de color blanco-grisáceo y bandas rosas (Figura 15e y f). En otros afloramientos presenta un aspecto masivo con marcado diaclasamiento y autobrechas, y en las parte superiores los derrames muestran una apariencia lajeada.

Al microscopio la unidad presenta una textura hipocristalina porfídica, los fenocristales están representados por plagioclasa del tipo oligoclasa-andesina que en promedio varían en abundancia entre ~14 al 20%, feldespato <4%, hornblenda ~3%, piroxenos <2%, cuarzo <2%, escasa biotita y minerales opacos. Los fenocristales de plagioclasa de tipo oligoclasa-andesina tienen formas subhedrales-anhedrales. La mayor parte muestra rasgos de desequilibrio como son el desarrollo de texturas de tamiz, plagioclasa con zonaciones concéntricas y lamelas de exolución.

Los fenocristales de anfíbol regularmente se reconocen como fantasmas de hornblenda casi completamente alterados, muestran bordes de opacita e incluso se encuentran totalmente remplazados por opacita conservando la forma del anfíbol. En ocasiones se reconocen texturas poikiliticas en las que se observan fenocristales de plagioclasas dentro de las hornblendas. En forma escasa, hay fenocristales de piroxeno.

La matriz en algunos casos es pilotaxítica, también intersertal que gradúa a hialopilitica. La matriz pilotaxítica presenta listones de microlitos de plagioclasa con orientación casual, en tanto que la textura intersertal que gradúa a hialopilitica está formada por microlitos en una matriz que varía de micro a criptocristalina constituida de plagioclasas, cuarzo y vidrio. Entre estos derrames se encuentran diversas brechas volcánicas constituidas por fragmentos angulosos de rocas volcánicas de textura afanítica que muy posiblemente son de andesitas de con tamaño variable que alcanzan hasta 30 cm de diámetro, incluidas en una matriz lávica microcristalina de color pardo rojizo (láminas Chi16-05, Chi16-05R, Chi5-05, Chi2-05L, ver anexo 3, Tabla AIII-1).

El espesor estimado en el camino Los Sauces-El Limón fue de 100 m (Díaz-Bravo, 2005), en tanto que en los alrededores de Quilamula se ha estimado un

espesor máximo de 200 m (Chávez-González, 2005). Los mayores espesores reconocidos se observaron al NE del valle de Ajuchitlán, en donde se estimaron alrededor de 350 m en la ladera poniente del Cerro Prieto, la mayor elevación del área de estudio.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad descansa en discordancia sobre la Formación Huautla, contacto que se observa claramente en un banco de material ubicado a 300 m de la desviación del camino que va al Centro de Investigación sobre biodiversidad de la Sierra de Huautla. Se observa también un contacto entre estas unidades en el flanco de la sierra ubicada en el borde oriental del valle de Ajuchitlán, aunque cabe señalar que el contacto en apariencia es gradual. Otra unidad a la que sobreyace es a la Formación Tepehuaje en el sector poniente de la estructura anular. Se encuentra en discordancia bajo la Andesitas Chimalacatlan y Tepalcingo, así como a la Formación Quilamula.

Edad

Una edad de la Dacita Agua Fría se obtuvo en este estudio (ver capítulo 5)

Unidad Quilamula (Chumil) Toaq

Distribución

Con este nombre se designa a un conjunto de depósitos de flujos de escombros que afloran en dos sectores del área de estudio. El primero se ubica en la porción centro-poniente a lo largo del trayecto del camino que va de Quilamula-Huautla, en tanto que los otros depósitos afloran en la parte nororiental, al norte de Pitzotlan y al sur de Huitchila, lugar en que fueron descritos y denominadas Formación Chumil por Díaz-Bravo (2005). En este trabajo, por sus características litológicas y relaciones estratigráficas se considera que ambos depósitos se formaron en condiciones y tiempos semejantes, por lo que se les considera la misma unidad.

Litología y Espesor

Esta unidad está formada depósitos de flujos de escombros constituidos de fragmentos de líticos volcánicos en una matriz que varía de arenosa a limosa, integrando un depósito matriz-soportado. Los fragmentos son de dacitas de textura porfídica fina, en el que se aprecian prismas de anfíboles alterados y escaso cuarzo. Las formas de los fragmentos varían de subredondeados a redondeados, dominando los segundos.

El tamaño de los fragmentos es muy variable, pero muestra un rango promedio entre los 10 a 20 cm, alcanzando hasta ~80 cm. El espesor máximo de esta unidad es de ~80 m en la zona de Quilamula, en tanto que en la región de Pitzotlán se reconoce un menor espesor de ~40 m.

Relaciones Estratigráficas

Esta unidad descansa directamente sobre la Dacita Agua Fría y subyace a la Formación Tepalcingo. Los fragmentos volcánicos que constituyen los depósitos de la unidad Quilamula proceden de la Dacita Agua Fría. Se considera que por el tipo de depósito la Unidad Quilamula se encuentra asociada al emplazamiento de los domos de la Dacita Agua Fría.

Edad

Por las relaciones estratigráficas que presenta esta unidad con la Dacita Agua Fría, se considera que su edad es ligeramente posterior e incluso casi contemporánea al emplazamiento de esta última.

3.5.6 Conjunto superior de sucesiones de Andesitas

El último evento magmático del CVH se integra en este conjunto, el cual fue de tipo efusivo y de composición predominantemente intermedia, y en poca proporción de lavas dacíticas. Las unidades que lo integran son la Andesita Tepalcingo y Chimalacatlan, así como la Formación Cerro Frío. El espesor mínimo preservado de éstas unidades es de ~190 km³.

Las Andesitas Tepalcingo y Chimalacatlan son cronológicamente contemporáneas, pero se agruparon como unidades diferentes por las

siguientes razones: a partir de los análisis de elementos mayores realizados en este estudio, se observa que las muestras de la Andesita Chimalacatlan tienden a estar más próximos al campo de transición de las andesitas-dacitas (SiO_2 entre 60-64%), incluso la petrografía de algunas muestras corresponden a dacitas, a diferencia de la Andesita Tepalcingo, que su rango de composición se agrupa principalmente en el intervalo de SiO_2 entre (59-60%), aunque contiene un par de diques de composición dacítica. Las asociaciones mineralógicas también muestran diferencias, ya que la Andesita Tepalcingo presenta más abundancia de fenocristales de hornblenda, así como de biotita, aunque esta última es muy escasa, por lo que esta unidad contiene mayor proporción de fases minerales hidratadas, en tanto que la Andesita Chimalacatlan se observa mayor abundancia de piroxenos. Otra diferencia que se reconoce, es que en las partes inferiores de los derrames de la Andesita Tepalcingo, hay registro de lavas de andesitas-basálticas, las cuales no se reconocieron en la Andesita Chimalacatlan.

Estos derrames por sus dimensiones y poca continuidad, no se diferenciaron en el mapa geológico. También se observa que los derrames de la Andesita Tepalcingo por lo regular son masivos y las estructuras lajeadas se encuentran subordinadas, en tanto que la Andesita Chimalacatlán muestra con mayor frecuencia estructuras en lajas, rasgo que no constituye una diferencia de fondo, pero permite reconocerlas.

Andesita Tepalcingo (Toat)

Distribución

Con esta denominación se designa a un conjunto de sucesiones de derrames de lavas de andesitas y andesitas basálticas que forman parte de los niveles inferiores de la unidad, y en menor proporción lavas que su mineralogía y composición química corresponden a la transición entre andesitas-dacitas. Esta unidad aflora al oriente del sector norte del área cartografiada (Figura 8).

Litología y espesor

Las sucesiones volcánicas de esta unidad están constituidas por derrames de lavas de andesitas, así como de andesitas basálticas y dacitas, estas últimas dos litologías en baja proporción respecto al volumen total de la unidad. Además, dentro de la unidad se reconocieron algunos diques alimentadores de andesita y dacita de pequeñas dimensiones, con una orientación preferencial que varía entre norte y noroeste. La mayor parte de los diques afloran al SW de Ixtlilco el Grande. Se observó un dique de mayor escala que aflora en forma discontinua al NW del poblado del Limón. Las rocas son de color gris o pardo al intemperismo, y su color al fresco es gris oscuro. Los derrames de lava muestran regularmente un aspecto masivo, estructura de lajeamiento poco frecuente, y son más comunes las intercalaciones de autobrechas (Figura 16e).

En los análisis petrográficos se observa una textura hipocristalina porfídica con fenocristales cuya abundancia varía en promedio entre un 10 y 25%. Los fenocristales están representados en orden de abundancia por plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, hornblenda, y en menor proporción (<1%) feldespato y escasa biotita, dentro de una matriz predominantemente pilotaxítica-intergranular constituida por microlitos de plagioclasa, microcristales de piroxeno y vidrio. Los fenocristales de plagioclasa están representados principalmente por andesina, tienen una abundancia que varía entre el 12 y 20%, y por lo regular presentan formas subhedrales. Las plagioclasas muestran evidencias de desequilibrio como son el desarrollo de texturas de tamiz, zonaciones concéntricas.

Los fenocristales de ortopiroxenos son un poco más abundantes que los de clinopiroxenos. En el primer caso, alcanzan hasta ~4%, en tanto que los clinopiroxenos representados por la augita su abundancia es de ~2%. Es frecuente observar sus secciones basales que presentan un sistema típico de fracturas conjugadas formando ángulos de ~90°. La hornblenda presenta formas subhedrales con bordes de opacita, que en algunos casos esta última la reemplaza completamente y forman pseudomorfos que se reconocen por la forma típica del anfíbol. Su abundancia varía de ~1 al 4%, que es un rasgo que la hace diferente de la Andesita Chimalacatlán, que presenta una abundancia menor.

La abundancia de los fenocristales de cuarzo es <2% y en forma escasa se observan fenocristales de biotita con bordes oxidados y apatito. La matriz tiene una textura pilotaxítica-intergranular y está compuesta por microlitos de plagioclasa, así como microfenocristales de piroxeno ocupando los espacios entre los microlitos, y en ocasiones también existen rellenos de vidrio.

La petrografía de las rocas de la base de esta unidad (HU-384, Chi109-05 y Jol-28, ver anexo 3, Tabla AIII-1), que corresponden a las andesitas basálticas, muestra texturas porfídicas con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda que en conjunto su abundancia es menor al 10%. Los fenocristales dominantes son de clinopiroxenos y ortopiroxenos cuya abundancia en conjunto varían entre el 3 y 7%, en ocasiones muestran una alteración que les proporciona una coloración de color rojo brillante muy característica. Además la augita presenta bordes de reacción y en ocasiones se observa en glomerocristales, la hornblenda es escasa <1%.

Los fenocristales de plagioclasa son de andesina y tienen una abundancia entre el ~3 y 4%, se observan texturas de tamiz. La matriz es pilotaxítica constituida de microlitos de plagioclasas y microcristales de piroxeno que ocupan los intersticios entre los microlitos

Edad

La unidad fue fechada en este trabajo (ver capítulo 5).

Andesita Chimalacatlán (Toac)

Distribución

Con este nombre se designa a un conjunto de derrames de lavas de composición andesítica, autobrechas y depósitos epiclásticos en la parte basal de la unidad. La Andesita Chimalacatlán se distribuye en la porción norte y occidental del área de estudio a lo largo de una franja elongada con dirección norte-sur (Figura 8).

Litología y espesor

La unidad está constituida por sucesiones de derrames de lavas y autobrechas de composición andesítica, que en los afloramientos presentan un color gris y pardo con tonos rojizos y al fresco muestran colores semejantes pero más oscuros.

La Andesita Chimalacatlan muestra en forma dominante una estructura masiva-fracturada y es característico que en algunos intervalos la unidad presente una estructura en lajas y fracturada con espesores promedio entre ~3 y 10 cm.

Los conjuntos de sucesiones de andesitas lajeadas por lo regular sus espesores son menores a los ~3 m (Figura 6d).

Es frecuente observar autobrechas intercaladas con espesores promedio entre ~3-4 m, constituidas por fragmentos de andesitas con formas que varían de angulosa a subangulosa, con un rango de tamaño de pocos centímetros hasta alrededor de los 60 cm, los cuales se encuentran dentro de una matriz arenosa a fina del mismo material. Además, la unidad muestra hacia la base intercalaciones de material volcanoclástico de colores verdosos y rojizos, lateralmente poco continuos y cuyos fragmentos son de rocas andesíticas de forma subangulosa con un tamaño que varía de 2 a 20 cm.

Los análisis petrográficos permiten reconocer en las muestras una textura hipocristalina porfídica con matriz pilotaxítica, con fenocristales de plagioclasas y en forma subordinada con piroxenos y hornblenda. Las plagioclasas son oligoclasa-andesina de forma subhedral dominante, su abundancia varía entre 10 y 14%, además presentan zonaciones concéntricas con maclas polisintéticas, así como agregados de glomerocristales de tamaños variables. Es frecuente observar plagioclasas que presentan rasgos de desequilibrio, como son las texturas de tamiz que derivan de procesos de disolución de las plagioclasas, la zonación concéntrica, en ocasiones bordes corroídos. Los fenocristales de minerales máficos son ortopiroxenos y clinopiroxenos, que en conjunto constituyen en promedio entre el 3 y 4% de la muestra, así como escasas hornblendas <2% con bordes de opacita, o reemplazadas por completo formando pseudomorfos reconocidos por su forma.

La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa sin orientación preferente, formando una textura pilotaxítica-intergranular. Además la matriz contiene microcristales de piroxenos muy alterados, feldespatos, óxidos de hierro y vidrio que ocupan los espacios entre los microlitos de plagioclasa.

El espesor máximo expuesto del conjunto de varios derrames de la Andesita Chimalacatlan es de aproximadamente 200 m en el sector de Quilamula-Chimalacatlán (Chávez-González, 2005), en tanto que en el sector norte presenta espesores menores a los 80 metros.

Relaciones Estratigráficas

La andesita Chimalacatlán sobreyace a diferentes unidades en el área cartografiada. Descansa sobre la Ignimbrita Tilzapotla, la Formación Chumil, así como a la Dacita Agua Fría. También descansa en discordancia a las rocas de la Formación Huautla, relación que se observa sobre la terracería que va de Chimalacatlán al río Amacuzac. De la Formación Tepalcingo que fue fechada en este estudio, se obtuvo una edad contemporánea a la andesita Chimalacatlan. Díaz-Bravo (2005) reporta que la Andesita Chimalacatlan sobreyace a la Tepalcingo, sin embargo la relación estratigráfica no es clara. Por lo que respecta a su contacto superior, subyace a la Formación Cerro Frío en los alrededores del poblado de Chimalacatlan.

Edad

La unidad fue fechada en este trabajo (ver Capítulo 5).

Unidad Cerro Frío (Tocf)

Distribución

Con el nombre de Unidad Cerro Frío se designa a un conjunto de derrames de dacitas, brechas volcánicas y escasos diques. La expresión de su morfología y estructura sugiere que posiblemente estos derrames forman parte de domos volcánicos que se distribuyen a lo largo de la serranía del Cerro Frío, ubicada al poniente de Chimalacatlán (Figura 8). La unidad ocupa las partes más altas de

esa sierra conformando una franja alargada de dirección norte – sur, con una longitud de ~8 km y de un ancho promedio de ~1 km.

Litología y Espesor

Está constituida principalmente por derrames con estructura fluidal y de composición dacítica, de color pardo a la intemperie y gris claro al fresco. Asociadas a los derrames de dacitas se observan brechas volcánicas de color pardo oscuro, amarillento y pardo rojizo que sugieren que la unidad presenta diferentes tipos de alteración, litología cuya expresión morfológica forma escarpes.

Las brechas están formadas por fragmentos de dacitas de formas subangulosas con dimensiones promedio entre 10 y 20 cm. y que alcanzan tamaños entre ~60-80 cm. La matriz de estas brechas es afanítica y está constituida por el mismo material de los fragmentos líticos, que regularmente muestra una coloración parda-amarillenta.

Como parte de la unidad se observan algunos pequeños diques dacíticos que por sus dimensiones no se cartografiaron. Sus características litológicas son muy semejantes a los derrames y su única diferencia es su estructura de corte y cierta prominencia respecto a la roca encajonante. Muy posiblemente por su relación espacial y temporal estas rocas son remanente de los diques alimentadores de esta unidad.

Al microscopio la unidad está constituida por dacitas de textura porfídica, con una abundancia de fenocristales que varía entre 32 y 40%. Las fases cristalinas reconocidas son plagioclasa, hornblenda, augita y cuarzo. Las plagioclasas son de tipo intermedio, su abundancia promedio es de ~24%, sus formas van entre euhedrales y subhedrales por lo regular tabulares, su tamaño muestra amplia continuidad que varía entre 0.3 a 2.2 mm. y se muestran rasgos de desequilibrio como son texturas de tamiz y zonación concéntrica. La hornblenda por lo regular se encuentran completamente remplazados por opacita que se reconocen por conservar las formas típicas del anfíbol, así como pequeños fenocristales de augita de forma tabular que regularmente están cloritizados. Los fenocristales de cuarzo son escasos >1%. La matriz que representa ~65% es de tipo micro a criptocristalina, formada por una pasta

compuesta de microlitos finos de plagioclasa y minerales ferromagnesianos que se reconocen por la oxidación, así como por vidrio.

El espesor estimado de esta unidad a través de las curvas topográficas es de poco más de 200 m.

Relaciones Estratigráficas

Esta unidad descansa en discordancia sobre los derrames de la Andesita Chimalacatlán,

Edad

Esta formación constituye la unidad más joven del conjunto de sucesiones superiores de andesitas, por lo que representa el último evento de actividad volcánica efusivo del CVH. Aunque no se cuenta con fechamiento de la unidad, su edad debe ser ligeramente posterior al emplazamiento de la Andesita Chimalacatlán (fecha en este estudio, ver capítulo 5).

3.5.7 Toba Piedra Desbarrancada (Topd)

Distribución

Esta unidad constituye el depósito de flujo piroclástico más joven del CVH, tiene solo un afloramiento que se distribuye únicamente en la porción norte-central del área, al oriente del poblado del Limón, y forma una franja de ~7 km de largo y un ancho promedio de ~2 km (Figura 5). En el campo se reconocen al menos tres depósitos piroclásticos por su morfología de escarpes que definen una forma de terrazas escalonadas. Díaz-Bravo (2005) reporta que algunos de estos depósitos buzan ligeramente al oriente.

Existe un pequeño afloramiento de una ignimbrita que se localiza exactamente en la cima del Cerro Prieto al suroeste del Limón, que es la parte más alta de la Sierra de Huautla. Esa ignimbrita descansa sobre se la Dacita Agua Fría, y muy posiblemente por sus relaciones estratigráficas tenga correlación con la Toba Piedra Desbarrancada. Aunque sus características litológicas difieren un poco, en este trabajo se considera que este pequeño depósito posiblemente forma parte de de la Toba Piedra Desbarrancada.

Litología y Espesor

La Toba Piedra Desbarrancada es un depósito bastante homogéneo de tobas de aspecto masivo, con un color gris al intemperismo y blanco al fresco.

Al microscopio la muestra Chi35-05 se clasificó como una toba (ignimbrita) pobre en contenido de cristales con una abundancia menor al 6%. Los fenocristales más abundantes son de plagioclasa ~4% cuyas formas varían de subhedral y anhedral, las cuales se encuentran parcialmente rotas, y cuyas dimensiones máximas son inferiores a los 2 mm.

Además, se observan pseudomorfos muy oxidados de biotita y hornblenda, las primeras de formas alargadas y ligeramente flexionadas y las segundas muy probablemente corresponden a hornblendas, ya que en algunos pseudomorfos se reconocen un crucero típico de los anfíboles. También se observan pequeños fenocristales de cuarzo. En conjunto estos tres tipos de fenocristales tienen una abundancia menor al 2%. La matriz es predominantemente microcristalina, pero en algunas porciones varía a criptocristalina, la cual se originó muy posiblemente por procesos de desvitrificación.

La matriz está compuesta por microcristales de cuarzo intersticial y en forma subordinada por vidrio. Se observan también fantasmas de formas radiales, que probablemente correspondan a estructuras esferulíticas. El depósito en apariencia es poco consolidado. La unidad por lo regular se encuentra muy alterada, presenta un alto grado de sericitización, así como vetillas con calcita de relleno.

Por lo que se refiere al depósito piroclástico que descansa sobre el Cerro Prieto, sus características petrográficas permiten clasificarla como una ignimbrita rica en cristales (HU-419, Anexo 3, Tabla AIII-1), y representa un remanente preservado de los depósitos de las tobas. El espesor máximo estimado es de ~250 m, sin embargo su espesor promedio oscila entre los ~150 m.

Relaciones Estratigráficas

La Toba Piedra Desbarrancada cubre discordantemente a las Andesitas el Limón y Tepalcingo, así como a la Dacita Agua Fría.

Edad

Esta unidad no fue fechada, pero por las relaciones estratigráficas que muestra, su edad muy posiblemente debe de estar comprendida en el Oligoceno tardío, ya que se encuentra sobreyaciendo a la Andesita Tepalcingo que es la unidad más joven que se fechó y su edad tiene un rango entre los 28.1 y 29.2 Ma.

3.5.8 Sucesiones post - Centro Volcánico de Huautla (CVH)

El registro estratigráfico posterior a la edificación del CVH esta constituido por una amplia variedad de depósitos volcanoclásticos y lacustres que se ubican principalmente en los alrededores del CVH, los cuales en su mayor parte tienen una fuente de procedencia externa y que en este trabajo se agruparon en tres unidades, no obstante la amplia diversidad litológica.

Depósitos del Neógeno

Formación Chapulco

Distribución

Con esta denominación se designa a un conjunto de depósitos de brechas y aglomerados volcánicos que afloran en forma continua al sur de Huehuetlán el Chico en la porción sur oriental del área de estudio, los cuales se pueden observar en el trayecto del camino que va de Huehuetlan a Chapulco (Figura 5).

Litología y Espesor

Esta unidad está constituida por dos conjuntos de depósitos volcánicos, los de la parte inferior corresponde a brechas que se encuentran dispuestas en intervalos pseudoestratificados y están constituidas de fragmentos de andesitas con dimensiones variables que en promedio varían de 20 a 30 cm. Su forma varía de angulosa a subangulosa, en que domina una estructura clasto-soportada, aunque también se reconoce porciones matriz-soportada. La matriz está compuesta de material volcánico de tamaño guijarros a limos, pero también se reconoce una matriz tobácea.

Los aglomerados se ubican en la parte superior de este conjunto, y su distribución lateral es poco continua, en apariencia se encuentran relleno algunas porciones de las brechas volcánicas y posiblemente constituyen depósitos de materiales re trabajados de las brechas. Estos aglomerados están formados por clastos de andesitas y ocasionalmente de ignimbritas de color cremoso, por lo general son clasto-soportados, pero al igual que las brechas esporádicamente son matriz-soportados.

Las dimensiones de los clastos en promedio son menores a los 20 cm con forma subredondeada. La matriz varía de arenosa a limosa y está formada por materiales volcánicos. El espesor promedio estimado es de ~40 m, sin embargo, a partir las curvas de nivel de la carta topográfica se observa que el espesor máximo varía entre ~80 y 100 m.

Relaciones Estratigráficas

La Formación Chapulco descansa sobre la Andesita Linderos, que muy probablemente es la unidad de la cual proceden los materiales volcánicos que constituyen los depósitos de esta unidad. El contacto con la Ignimbrita Maravillas es poco claro. En zonas más al oriente, depósitos volcanoclásticos y de lahares sobreyacen a la Formación Chapulco.

Edad

Se desconoce la edad de esta unidad, pero su edad debe ser posterior a la Andesita Linderos y la Ignimbrita Maravillas. Sin embargo, su alcance estratigráfico superior es difícil de determinar. Esta unidad se consideró diferente a los depósitos volcanoclásticos (Neco) por dos razones: la primera es que no se reconocieron depósitos lacustres asociados, y la segunda a que las brechas que constituyen este depósito contrastan con las observadas en la unidad citada.

Depósitos volcanoclásticos y depósitos lacustres (Neco)

Distribución

En las depresiones que bordeaban el Centro Volcánico de Huautla, se acumularon una amplia diversidad de depósitos volcanoclásticos, así como

depósitos lacustres, que ahora constituyen amplias terrazas disectadas en donde se pueden reconocer esta amplia variedad de depósitos, los cuales en este trabajo se agruparon como una sola unidad (Figura 8).

Las unidades lacustres presentan litología y relaciones estratigráficas semejantes a la unidad reconocida por Fries (1966) dentro del área de estudio y zonas aledañas, a las cuales denominó como Formación Cuayuca.

En esta unidad dicho autor describe tres facies principales de las cuales en este trabajo sólo se reconocieron lo que él denomina facies inferior, constituida de capas clásticas que varían desde conglomerados hasta limo fino. En esta unidad se incluyen no sólo los depósitos lacustres de la Formación Cuayuca, sino también una amplia diversidad litológica de depósitos volcanoclásticos, los cuales afloran extensamente al oriente de la zona de estudio, en la región de Chiautla, depósitos a los cuales Sabanero-Sosa et al. (1996) denominan volcanoclásticos Santa Ana, constituidos de depósitos bien estratificados e horizontes arenosos, margas, limonitas interdigitadas con arenas conglomeráticas y conglomerados volcánicos.

Litología y Espesor

En el área de estudio destacan los aglomerados volcánicos monolitológicos matriz-soportados, constituidos de fragmentos de andesitas con formas que varían de subangulosas a subredondeadas, de tamaños muy diversos, pero que en promedio tienen un rango de 5 a 25 cm. También se observan depósitos de brechas volcánicas pseudoestratificadas constituidas de fragmentos angulosos de andesitas y escasas ignimbritas en una matriz de tamaño variable, en la que dominan areniscas y limos, que por sus características sugieren que posiblemente se encuentran asociadas a un evento de depósitos de avalancha antiguo. Además se observan depósitos de rocas epiclásticas tanto clasto soportados como matriz-soportado, constituidos por fragmentos de andesitas con mala selección cuyas formas varían de subredondeadas a subangulosas, con una matriz compuesta de gravas, arenas y limos.

Estos depósitos se encuentran dispuestos en capas en las que alternan depósitos poco consolidados formados de cenizas estratificadas, material arenoso y limos.

Los depósitos lacustres del área de estudio son de color pardo y gris oscuro y están formados de estratos horizontales con espesor fino y laminar constituidos de limos y arcillas, que en ocasiones alternan con capas de areniscas de grano fino constituidas de líticos de rocas volcánicas.

Los depósitos también presentan intercalaciones de ceniza volcánica, y en la parte superior de la secuencia se observan horizontes de cenizas aparentemente pumicíticas de color pardo claro, además en algunas porciones se observan vetillas de yeso intercaladas y travertino color blanco..

El espesor es muy variable, para los depósitos lacustres Díaz-Bravo (2005) reporta un espesor de al menos 80 m, en tanto que Fries (1966) reportó un espesor un poco superior a los 100 m al sur de Tepalcingo. Por lo que respecta a los depósitos volcanoclásticos su espesor es muy variable, en la región de Jolalpan Ramírez (2005) reporta espesores máximos de 20 m, Díaz-Bravo (2005) en la región noreste del CVH reporta espesores de 4 m y al poniente Chávez (2005) reporta un espesor máximo de 100 m.

Relaciones Estratigráficas

Estos depósitos sobreyacen a todas las unidades volcánicas del CVH, en especial descansan sobre las Andesitas Tepalcingo en el borde oriental, y también descansa en forma discordante sobre el Grupo Balsas al poniente de Chinameca.

Edad

La edad de la Formación Cuayuca de acuerdo a Fries (1966) debe quedar comprendida entre el Mioceno más tardío y anterior al Plioceno temprano, al considerar que esta unidad es más joven que los cuerpos subvolcánicos de Chalcatzingo y más antigua que la Formación Tlayécac. Ahora se conoce que el cuerpo volcánico de Chalcatzingo tiene una edad de 20.7 Ma (Gómez-Tuena et al., 2008) y que los depósitos de flujos de avalancha que forman parte de la Formación Tlayécac, son de edad del Pleistoceno (Siebe et al., 1995). De tal

forma la edad de la Formación Cuayuca debe estar entre el Mioceno tardío y el Pleistoceno medio

.

Depósitos de flujos de avalanchas y de escombros volcánicos (Nlah)

En la región están expuestos depósitos de flujos de avalanchas y escombros procedentes de aparatos volcánicos de la FVTM, que fueron reportados previamente por Fries (1966) como parte de la Formación Tlayécac.

De acuerdo al área de exposición de estos depósitos, en este trabajo se cartografiaron como una unidad que se denominó depósitos de lahares de la FVM (Nlah), y cuando no fue posible se agruparon dentro de la unidad descrita anteriormente denominada Flujos de Escombros y Depósitos lacustres (Neco), que incluyen además otros tipos de depósitos volcánicos, tales como sucesiones epiclásticas, aglomerados volcánicos, además de depósitos lacustres e intercalaciones de depósitos fluviales.

Distribución

Estos depósitos se distribuyen en los bordes del CVH, con excepción de la porción sur. Se encuentran expuestos en los bajos topográficos en grandes planicies, formando mesetas que ahora se encuentran parcialmente disectadas, así como en pequeñas terrazas a lo largo de los márgenes de ríos, dispuestos en posición horizontal o con ligeras inclinaciones.

El primer conjunto aflora en el borde oeste de la Sierra de Huautla, como son el sector de Chinameca, así como en los alrededores de Xicatlacotla, Nexpa y los Elotes (Figura 8). Estos depósitos se encuentran asociados con el colapso de un flanco del estratovolcán de Zempoala que ocurrió en el Pleistoceno tardío y constituyen la zona distal de depósitos de avalancha (Arce et al., 2008). Por su parte, los depósitos que se encuentran en el flanco oriental de la Sierra de Huautla, se distribuyen en la porción norte de Huehuetlan el Chico, así como en varias terrazas que se encuentran a lo largo del río Nexapa, alcanzando hasta las regiones internas de CVH en el poblado de Jolalpan (Figura 8).

Estos depósitos muy posiblemente corresponden a los depósitos de avalancha más jóvenes que se han reportado para el paleo-Popocatepetl, que colapsaron al sur y que se considera que alcanzaron distancias mínimas de 70 km (Siebe et al., 1995).

Litología y espesor

Los depósitos de flujos de avalancha y escombros están constituidos por brechas heterolitológicas y monolitológicas con textura matriz soportada, que incluye fragmentos volcánicos angulosos a subredondeados de fragmentos de dacitas y andesitas, basaltos con vesículas, vidrio volcánico y fragmentos de pómez embebidos en una matriz arenosa-lodosa-tobácea, esta última constituida por ceniza volcánica. Los fragmentos muestran texturas porfídicas y afaníticas, en el caso de los fragmentos de textura porfídica se observan fenocristales de feldespatos y minerales ferromagnesianos alterados. Asociados a dichos depósitos también se incluyen depósitos de arenas y ceniza retrabajadas (epiclásticos) en estratos con poca continuidad lateral.

Las diferencias litológicas principales entre los depósitos de flujos de avalancha que afloran en el poniente con respecto a los del oriente tienen que ver con la fuente de procedencia. En el primer caso, como se indicó, proceden del volcán de Zempoala (Arce et al., 2008), y en el segundo el volcán Popocatepetl (Siebe, 1995).

En el occidente los fragmentos volcánicos corresponden principalmente a dacitas y andesitas, en tanto que en el segundo caso los depósitos están compuestos esencialmente de fragmentos volcánicos de basaltos con vesículas, vidrio volcánico y fragmentos de pómez.

En conjunto los fragmentos presentan un color pardo grisáceo, su tamaño promedio es de 10 a 30 cm, aunque hay fragmentos más grandes que alcanzan los 80 cm.

Los espesores de estas sucesiones son variables dependiendo la región. Por ejemplo, en la zona occidental Díaz-Bravo (2005) señala que por lo general no superan los 10 metros al norte y al oeste de Chinameca, en tanto que los

depósitos del flanco oriental Ramírez-Pérez (2005) reporta espesores máximos observados en campo de hasta 20 m.

Relaciones estratigráficas

Los depósitos de flujos de escombros procedentes del Popocatepetl y de Zempoala cubren todas las unidades volcánicas cartografiadas.

Edad

Los depósitos del poniente del CVH proceden del estratovolcán de Zempoala, los cuales de acuerdo a Arce et al.(2008) tienen una edad ~0.7-08 Ma, que correspondería a la edad de los fragmentos de roca que constituyen los depósitos de los flujos de avalanchas, sin embargo, dichos autores señalan que el colapso que originó los depósitos ocurrió durante el Pleistoceno tardío. En lo referente a los depósitos de flujos de avalancha del sector oriental, su edad muy posiblemente corresponda al Pleistoceno Medio (~23,000 años), edad que corresponde a un colapso hacia el sur del antiguo cono del Popocatepetl, el cual originó depósitos que alcanzaron distancias mínimas de 70 km (Siebe et al., 1995).

Depósitos Cuaternarios (Qal)

En la zona cartografiada se observan extensas áreas de afloramientos de depósitos recientes, los cuales se distribuyen principalmente en los sectores norte y oriente, así como en las márgenes de ríos como el Nexapa. Estos depósitos están formados por acumulaciones de depósitos aluviales y desarrollos edáficos que cubren extensos valles intermontanos o valles fluviales mayores (Figura 8).

Capítulo 4. Rasgos estructurales regionales y locales

4.1 Aspectos Generales

Los sistemas de pliegues y cabalgaduras que afectan a las rocas mesozoicas del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur son en general de orientación preferencial norte-sur, estructuras que muestran perturbaciones en los bordes de la gran estructura dómica de la caldera de Tilzapotla y al sur del centro volcánico de Huautla (Fitz, 2001; Morán-Zenteno et al., 2007).

Las características generales y la orientación de los principales sistemas de cabalgaduras de la región (Figura 17a), se describen a continuación de oriente a poniente:

- *Cabalgadura de Papalutla*: es una estructura tectónica mayor que yuxtapone a las rocas del Complejo Acatlán sobre las sucesiones de rocas carbonatadas del Cretácico (De Cserna et al., 1980), rasgo considerado por algunos autores como el límite entre los Terrenos Guerrero (Nahuatl) y Mixteco (Sedlock et al., 1993; Cerca et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2009) (Figura 17a), interpretación compatible con algunas edades de zircones heredados obtenidas en este trabajo. No obstante, la ubicación del límite entre ambos terrenos es aún motivo de controversia. Esta cabalgadura también es el límite oriental entre las provincias geológicas de la PGM y Mixteca (De Cserna et al., 1980; Ortega-Gutiérrez et al., 1992). La cabalgadura de Papalutla se encuentra segmentada, en su porción sur muestra una disposición SW-NE, sin embargo, en su segmento norte (Chiautla-Izucar de Matamoros) muestra una ligera flexión al NNE en su orientación, lugar en donde su traza coincide con la zona en donde se emplaza la granodiorita de Chiautla (Elías-Herrera, comunicación personal). Otros autores han sugerido su prolongación en la dirección SW-NE hasta la región de Cuenca Oriental en los Estados de Puebla y Veracruz (Silva-Romo, 2010).

- *Sistema de cabalgaduras Zitlala-Cuernavaca*: este sistema regional de cabalgaduras con orientación N-S y vergencia al oriente se localiza al sur de la

Caldera de Tilzapotla y del CVH (Figura 17a), (Cerca et al., 2007). En el sector de Copalillo este sistema forma un “anticlinorio floreado” (Fitz, 2001), en donde la orientación de las cabalgaduras se bifurcan en direcciones NW y NE. Este último forma un sistema NE-SE denominado Anticlinorio Huixastla-Tuzantlán; Sinclinorio de Zacango o Dominio noreste (De Cserna et al., 1980; Fitz, 2001; Cerca et al., 2007). Sin embargo, hay un grupo de estructuras que mantienen su orientación preferencial N-S y se continúan hasta el sur de Cuernavaca (Cerca et al., 2007).

- *El sistema de cabalgaduras de Teloloapan*: es una estructura regional con orientación N-S constituida por un conjunto de cabalgaduras de bajo ángulo y vergencia al oriente que yuxtapone a las secuencias de la PGM con las sucesiones volcanosedimentarias con metamorfismo de bajo grado y constituye el límite occidental de la PGM (Salinas-Prieto et al., 2000; Cerca et al., 2007).

- *Sistemas de cabalgaduras de Amatepec-Arcelia (N-S)*: es un sistema que pone en yuxtaposición al Grupo Arcelia Palmar Chico, constituido por calizas arcillosas, pizarras negras y lavas basálticas almohadilladas, con las rocas metamórficas del Esquisto Tejupilco (Elías-Herrera, 2004). Este sistema y el de Teloloapan definen los límites al poniente y oriente del Anticlinorio de Tejupilco (Figura 17a) (Cerca et al., 2010)

4.1.2 Sistemas de fallas y lineamientos regionales del Cenozoico

La porción centro-oriental de la SMS está caracterizada por presentar tres grupos de sistemas de fallas y lineamientos regionales de acuerdo a su orientación, de los cuales el más distintivo es el sistema NW-SE que ha sido reconocido y descrito principalmente en los trabajos de Alaniz-Álvarez et al. (2002), Morán-Zenteno et al. (2005) y Martini, (2008). En segundo término destaca un sistema NE-SW que se distribuye principalmente en el sector oriental, y un sistema N-S importante en el centro volcánico de Taxco y en la zona de transición entre la Caldera de Tilzapotla y la porción occidental del CVH.

Sistemas NW-SE

Es el sistema de fallas y lineamientos dominante de la región, el cual se encuentra representado por tres principales sistemas de fallas:

- *Sistema Purungueo-Tilzapotla-Huaxtla* (NW-SE): es un sistema regional que se integra por fallas y lineamientos que limitan el borde norte de la caldera de Tilzapotla (Figura 17a) y afecta principalmente los depósitos de la Ignimbrita Tilzapotla (Morán-Zenteno et al., 2004). En la zona inmediatamente al sur de Tilzapotla es donde se encuentra mejor expuesta esta falla, que tiene una orientación preferencial N60°W y su cinemática es lateral izquierda y la zona de cizalla tiene un espesor de ~50 m que afecta a la ignimbrita Tilzapotla (Flores-Huerta, 2012). Esta falla se continúa al SW y se expresa como un lineamiento que coincide en algunos sectores con la traza del río Amacuzac y se prolonga hasta el sur de Huaxtla en el CVH. En esta zona, aunque es posible observar algunos disturbios estructurales, no se pudieron reconocer rasgos de estructuras que permitieran conocer la naturaleza y cinemática de esta falla.

- *Sistema Tetipac* (NW45°SE) - *El Muerto* (NW65°SE) - *Los Amates* (NW-SE): es un sistema de gran extensión integrado por varias de fallas de desplazamiento lateral cuyo sentido de su cinemática se ha modificado en el intervalo Eoceno- Oligoceno de lateral izquierda a derecha. Es sistema cruza las sucesiones volcánicas de Taxco y limita el borde sur de la Caldera de Tilzapotla (Figura 17a) (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2004).

- *Sistema El Estribo-Chichila-Tuxpan-Paso Morelos* (NW-SE): este sistema de fallas laterales con desplazamiento diestro se distribuye en segmentos discontinuos por ~100 Km, y se ubica en promedio a ~15 km al sur del sistema anterior (Figura 17a). En el sector más occidental constituye el borde norte de la Sierra de Nanchititla (Chávez et al., 2012), en la caldera de la Goleta se expresa como el lineamiento del Estribo, el cual está un poco desplazado al sur con respecto a la tendencia regional, en donde corta las sucesiones volcánicas de dicha caldera. Su prolongación al oriente limita el borde sur del centro volcánico de Taxco, y más al oriente se le observa como la falla de Tuxpan al sur de la Caldera de Tilzapotla hasta formar un lineamiento que cruza Paso

Morelos, región en la cual en este trabajo se ha identificado la presencia de un dique piroclástico con ese orientación (Rivera et al., 1998; Fitz, 2001; Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2004; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011).

- *Lineamiento oriental de Huautla (NW-SE)*: este rasgo fue reconocido por Morán-Zenteno et al. (2004), y es muy posible que constituya un sistema regional de fallas de desplazamiento lateral izquierdo discontinuo que limita el borde oriental del CVH (se comenta más ampliamente en las estructuras del CVH)

El conjunto de los sistemas anteriores han sido interpretados por Martini (2008) como dos lineamientos “tectono-magmáticos” semi-paralelos. El primero denominado Purungueo-Huautla con una longitud de ~200 km en el que se alinean la mayor parte de los centros volcánicos silícicos del sector norte-central de la SMS y que agrupa los sistemas descritos. Al sur del lineamiento anterior, se ubica el lineamiento de Cd. Altamirano-Villa Hidalgo, ubicado en el sector meridional del centro volcánico de San Vicente, con una distribución más discreta y asociado a centros volcánicos de menor extensión.

Sistemas NE-SW

Este sistema regional se reconoce principalmente en la porción oriental del sector norte-central de la SMS.

- *Sistema Tuzantlán (NE-SW) y Apango-Copalillo (N-NE y NE-SW)*: este sistema de estructuras regional se asocia al denominado Anticlinorio Huixastla-Tuzantlán o Sinclinorio de Zacango señalados anteriormente (De Cserna et al., 1980; Fitz, 2001). Corresponde a un conjunto de estructuras de cabalgaduras y pliegues que afectan sucesiones marinas del Cretácico cuyos ejes muestran una orientación preferencial NE-SW y con vergencia dominante al SE y E. Además de las estructuras anteriores se observan fallas y lineamientos que cortan tanto a las secuencias cretácicas como a los depósitos volcánicos de la Caldera de Tilzapotla y del CVH. En forma particular el Sinclinorio de Zacango corresponde a un pliegue cónico de ~35 km de longitud y ancho de 25 km,

limitado por los sistemas de fallas y fracturas de Tuzantlán y Apango-Copalillo (Fitz, 2001). Además, este sector confluye con el sistema de fallas de desplazamiento lateral Chichila-Tuxpan-Paso Morelos de dirección NW-SE (Figura 17a) (Fitz, 2001; Morán-Zenteno et al., 2004).

- *Sistema San Pablo-Hidalgo-Chinameca* (NE-SW): está constituido por una falla de desplazamiento lateral izquierdo que en su trayectoria hacia el sur es relevada como falla normal y se prolonga más al sur como un lineamiento con orientación NE45°SW el cual limita el flanco occidental de la Sierra de Huautla, y su traza pasa entre la Ignimbrita Tilzapotla y el Grupo Balsas (Rivera et al., 1998). En este estudio, aunque se identificó el lineamiento no se reconocieron elementos estructurales para considerarlo como una falla. Los lineamientos con esta orientación se extienden también al suroeste del CVH, en donde se les identifica a través de un conjunto de lineamientos estructurales con orientación NE-SW. Además, en el CVH se encuentran presentes cabalgaduras que muy posiblemente son la prolongación al norte de este sistema (Figura 17a).

Sistemas N-S

En el centro volcánico de Taxco se han identificado varios sistemas de fallas de desplazamiento lateral con orientación general N-S o tendencia similar, cuya cinemática ha variado en el tiempo de lateral derecha a izquierda, como son las fallas de Acamixtla (NE10°SE) - Coapango (N-S); San Gregorio (N-S) y Taxco (N10°W) (Alaniz-Álvarez et al., 2002). En el centro volcánico de la Muñeca también existe un prominente lineamiento con esta dirección, así como una estructura de diques piroclásticos que cruza a lo largo de este centro volcánico. También en la porción poniente del CVH se reconoce un sistema de fallas y lineamientos con tendencia N-S descritos en el siguiente inciso (Figura 17a).

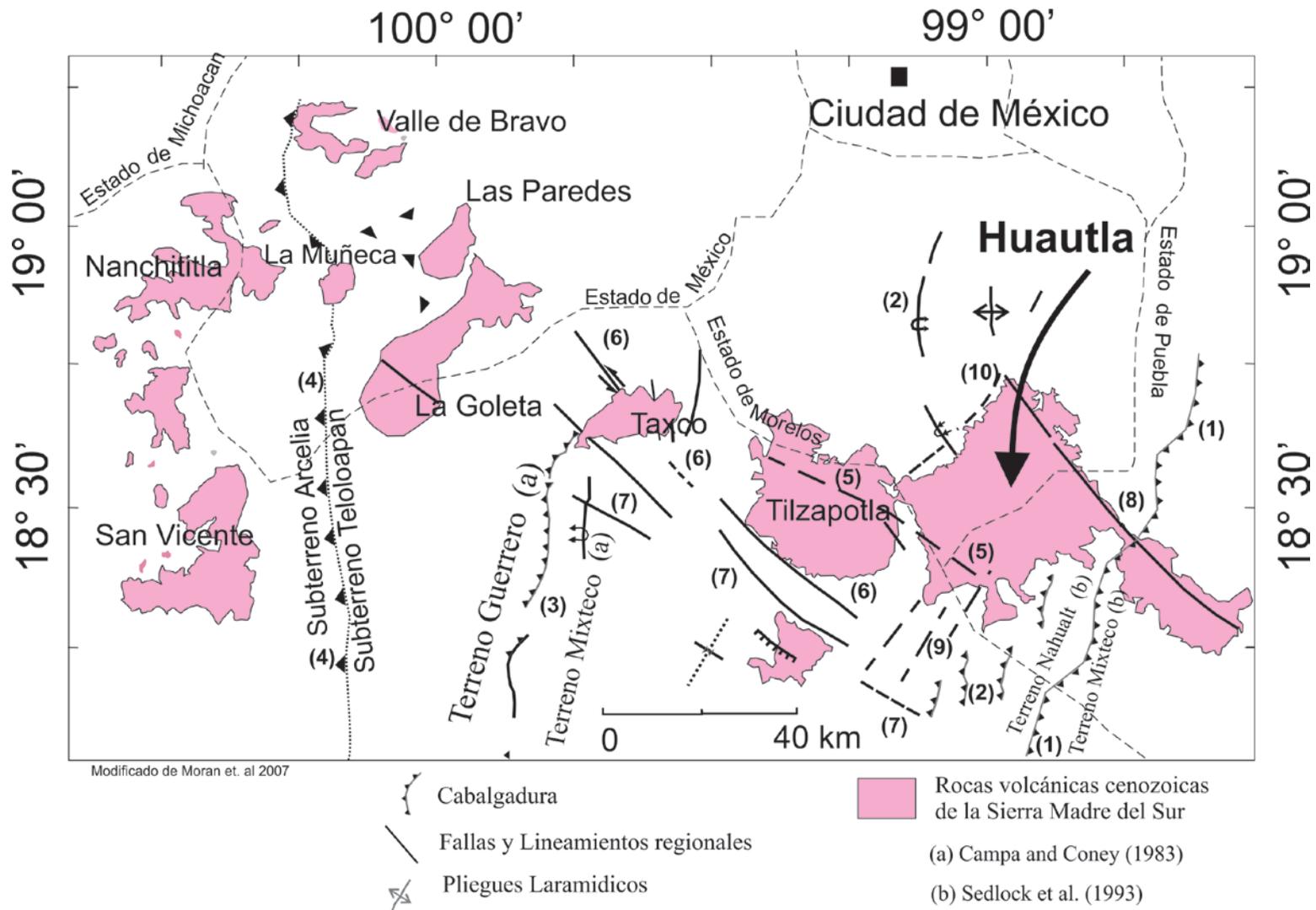


Figura 17a Estructuras Regionales

Sistemas de Cabalgaduras

(1) Papalutla, (2) Zitlala-Cuernavaca; (3) Teloloapan; (4) Amatepec - Arcelia

Fallas y lineamientos regionales

Sistemas NW-SE: (5) Sistema Purungueo - Tilzapotla – Huautla; (6) Sistema Tetipac - El Muerto -Los Amates; (7) Sistema El Estribo - Chichila – Tuxpan - Paso Morelos; (8) Lineamiento Oriental de Huautla

Sistemas NE-SW: (9) Sistema Tuzantlán - Apango - Copalillo; (10) Sistema San Pablo Hidalgo – Chinameca

Referencias: Fitz-Díaz (2001); Alaníz-Álvarez et al. (2002); Morán-Zenteno, et al. (2004, 2005); Nieto et al. (2006); Cerca et al. (2007); Martini (2008)

4.2 Estructuras del Campo Volcánico de Huautla

En el CVH se reconocieron diversos tipos de estructuras tectónicas, las cuales muestran diferentes patrones de orientación, que posiblemente en la mayor parte de los casos forman parte de los sistemas de estructuras regionales descritos (Figura 17a).

Las sucesiones de rocas cretácicas que bordean al CVH se encuentran afectadas por acortamiento estructural, formando pliegues y cabalgaduras, y en el caso particular de la unidad de yesos Jolalpan, se reconocen estructuras de tipo diapírico. Por su parte, las sucesiones litológicas del Cenozoico presentan estructuras de fallas, tanto de tipo normal como de desplazamiento lateral, así como sistemas de lineamientos en los que no se observaron estructuras específicas, pero que en algunos casos posiblemente correspondan a sistemas de fallas.

4.2.1 Cabalgaduras y pliegues

El CVH es un sistema volcánico complejo que se edificó a través de varios episodios sobre depósitos sedimentarios marinos cretácicos de la Plataforma Guerrero Morelos y de su cobertura sedimentaria continental, de tal forma que los afloramientos remanentes de dichos depósitos en el área cartografiada, preservan algunos rasgos estructurales de dichas secuencias. En los bordes sur y poniente del CVH en donde afloran más ampliamente estos depósitos, se observan estructuras de acortamiento de tipo anticlinal y sinclinal. En este estudio se considera que los rasgos estructurales que afectan las secuencias cretácicas y parcialmente a las sucesiones volcánicas del CVH, son la prolongación al norte de sistemas de estructuras regionales descritas anteriormente.

En el caso de la porción sur del CVH se considera que los sistemas que se reconocen son la prolongación del Sinclinorio de Zacango con orientación NE-SW (Fitz, 2001; Cerca et al., 2007) y por lo que respecta al sector occidental, varias estructuras locales de anticlinales con una burda orientación N-S, posiblemente muestran mayor afinidad con el sistema de cabalgaduras Zitlala-Cuernavaca, que no obstante que se bifurca en la estructura del Anticlinorio Floreado (Fitz, 2001; Cerca et al., 2007), algunas estructuras mantienen una

orientación N-S, y se distribuyen entre los límites de la caldera de Tilzapotla y el CVH, para continuar hasta el sur de Cuernavaca. Algunas de estas estructuras reconocidas son descritas a continuación:

- *Cabalgadura Senteocala* (Rivera-Carranza et al.1998; Ramírez-Pérez, 2005): es una estructura de ~5 km de longitud con orientación preferencial N-S con vergencia al este que afecta la Formación Morelos, cuya traza coincide con el cauce del río Nexapa, al sur de Jolalpan. En Ayoxustla al sur del área de estudio hay reportes de pequeñas rampas estructurales con vergencia al este las que se asocian pequeños pliegues. Es muy probable que estas estructuras formen parte del sistema de cabalgaduras Zitlala descrito anteriormente. En este trabajo se reconocieron algunos afloramientos de pequeña escala al sur de Huachinantla, en donde se observaron pequeñas fallas inversas con dirección N-S que muy posiblemente se asocian a cabalgaduras de mayor escala.

El sector noroeste del área cartografiada afloran capas cretácicas de las formaciones Morelos y Mexcala que forman estructuras de anticlinales cuya longitud es menor a los 10 km, que muestran una orientación general NW-SE y en algunos casos se encuentran recostadas al poniente. Al norte de Huixastla se reconoce también una cabalgadura que aflora por ~1 km de longitud, que continua como un lineamiento con orientación $NE23^{\circ}SW$ y que pone en contacto a las formaciones Morelos y Mexcala (Rivera et al., 1998; Chávez-González, 2005). Al sur de estas estructuras, se observa un afloramiento de gran extensión que al poniente de San Juan Teocaltzingo forma una estructura anticlinal con orientación al NW, el cual limita los centros volcánicos de Tilzapotla y Huautla.

En la unidad de yesos Jolalpan, las capas muestran plegamiento con fuerte inclinación, que en algunos casos es casi vertical, que asociado con las estructuras disarmónicas y de flujo plástico, así como de autobrechamiento, sugieren que estas estructuras se formaron por procesos de diapirismo.

4.2.2 Fallas y lineamientos Cenozoicos

En el CVH se reconocen los siguientes sistemas de fallas y lineamientos de acuerdo a su orientación: NW-SE, N-S, W-E y NE-SW. La cronología de estas fallas que afectan a sucesiones volcánicas cenozoicas, de acuerdo a su distribución y a la edad de los cuerpos volcánicos que afectan, se infiere que la mayor parte de ellos debieron de desarrollarse a lo largo del Oligoceno.

Cabe señalar, que en el centro volcánico de Taxco se han reconocido dos fases de fallamiento relacionado a extensión, la más antigua del intervalo Eoceno-Oligoceno y una fase más joven que tuvo lugar en el Oligoceno temprano (Alaniz-Álvarez et al., 2002). Tanto en el CVH como en el centro volcánico de Taxco se considera que el fallamiento lateral ocurrió en forma sincrónica al volcanismo.

NW-SE

Este sistema es el más importante que se reconoce en el CVH al considerar su abundancia y la extensión de sus estructuras, además de formar parte del sistema de fallas regionales con esta orientación descrito anteriormente.

- *Sistema El Tepehuaje los Sauces (NW-SE)*: se encuentra integrado por dos conjuntos de fallas, de tipo normal y de desplazamiento lateral izquierdo (Figura 17b). El primer conjunto se reconoce en el trayecto del camino que va de Los Sauces al Tepehuaje, y está constituido por varias fallas normales dispuestas en forma escalonada, cuyo bloque caído se encuentra hacia el oriente. Las fallas tienen una longitud entre 1 y 2 km, aunque en la mayor parte de los casos se puede reconocer que su traza se prolonga como lineamientos. La distribución de estas estructuras se ubica al norte de la estructura anular del Tepehuaje, y afectan en primer término a la Dacita Agua Fría y a la Formación Tepehuaje. Los lineamientos que aparentemente continúan a estas fallas, cortan a la Andesita Chimalacatlán.

El segundo conjunto se integra por fallas de desplazamiento lateral izquierdo, las cuales se pueden observar al norte del Tepehuaje, sobre el camino que va a Chinameca. Las zonas de falla se observan en la Dacita Agua Fría y presentan un espesor de cizalla de al menos siete metros (Díaz-Bravo, 2005).

- *Falla el Platanar (NW-SE)*: es una falla de tipo normal que se observa sobre la carretera Chiautla-Ayoxustla cerca del cruce hacia el Platanar (Figura 17b).

La falla sub-vertical pone en contacto a la Ignimbrita Maravillas con la Andesita Linderos sobre la barranca del Zopilote hasta los límites con Tepomaxtla al NW. Muestra una zona de brecha de 4 metros de espesor (Figura 18c) (Ramírez-Pérez, 2004). En las proximidades al poblado de Pilcaya, al sur del área de estudio se observa una zona con disturbios estructurales complejos que posiblemente sean una expresión al sur del mismo sistema de fallas.

- *Falla Pitzotlán (NW-SE)*: es una falla de desplazamiento lateral izquierdo que se distribuye en un segmento entre el contacto entre la Andesita Tepalcingo y la unidad Chumil. Aunque es una falla de escala local, posiblemente sea un segmento del lineamiento descrito a continuación.

- *Lineamiento Oriental de Huautla (NW-SE)*: este rasgo estructural es reconocido por Morán-Zenteno et al. (2004), que posiblemente constituye un sistema regional discontinuo de fallas de desplazamiento lateral y de tipo normal con dirección NW (Falla el Platanar; lineamiento Teotlalco), que conforman el límite oriental del CVH y que forman el límite poniente de un semi-graben en dirección al Valle de Huehuetlan.

Es posible que el relleno de depósitos del Neógeno se encuentre cubriendo los rasgos de esta estructura. Los únicos rasgos estructurales que se reconocieron que permiten hacer inferencias sobre su cinemática se encuentran en la falla de Pitzotlán en la porción norte, y en apariencia los flujos de escombros cubren el escarpe de falla.

- *Sistema de fallas Coscomate (NW-SE)*: es un conjunto de fallas de tipo normal y de desplazamiento lateral. La falla principal presenta una orientación S50°E; 54°SW; y pitch de 05°, y las fallas menores muestran una orientación

semejante. Ramírez-Pérez (2005) reporta indicadores cinemáticas que sugieren un desplazamiento lateral (estrías horizontales), sin embargo, no fue posible reconocer su sentido. La falla principal pone en contacto a la Formación Morelos y al Grupo Balsas, en donde esta última unidad presenta un basculamiento de $\sim 30^\circ$.

- *Falla laterales de Santiopan* (NW-SE): esta falla tiene una orientación que varía entre NW55 y 40° y el plano de falla buza 70° al W. La falla se aloja en la Formación Huautla y aunque no se observa en campo, en las fotografías aéreas aparentemente se continúa como lineamiento sobre la Dacita Agua Fría. La zona de falla tiene un ancho de ~ 20 m, pero el fallamiento más intenso se concentra ~ 5 m.

- *Lineamiento Huaxtla* (NW-SE): se considera este lineamiento como la prolongación al oriente del Sistema regional Purungueo-Tilzapotla (Fiugra 17b). Aunque no se han reconocido estructuras que permitan conocer detalles de la naturaleza de este lineamiento y confirmar que es la continuación del sistema de fallas de desplazamiento lateral izquierdo reconocido al poniente, por su ubicación y orientación permiten sugerir que si es parte de ese sistema. En el camino de terracería que va de Xochipala al Perillo en el río Amacuzac, aproximadamente a un kilómetro se cruza una zona con disturbios estructurales, sin embargo, debido a la presencia de material coluvial no fue posible observar detalles. En el área cartografiada este lineamiento atraviesa a la Ignimbrita Tilzapotla y a la Formación Huautla.

N-S; NW-SE

- *Falla Presa Agua Fría* (N-S): es una falla de desplazamiento lateral izquierdo que se asocia al norte con un lineamiento en donde no se logró identificar estructuras. En conjunto estos dos segmentos tienen una longitud cercana a los 10 km y afectan tanto a la Dacita Agua Fría como a la Andesita Chimalacatlán. La falla en su sector sur (Presa Agua Fría) coincide con la traza occidental de la estructura anular del Tepehuaje (Díaz-Bravo, 2005).

- *Falla Las Minas* (N-S): esta falla normal se ubica al poniente de Chimalacatlán y San Juan Teocaltzingo, fue reconocida por Chávez-González (2005), y constituye la estructura con esta orientación preferencial de mayor longitud, se

extiende por cerca de 5 km, de los cuales la mitad norte esta expresada como un lineamiento.

La falla corta a la Formación Huautla y aunque en apariencia no afecta a la Andesita Chimalacatlan, se advierte que el lineamiento se continúa sobre la unidad. Esta falla se asocia a los sistemas de vetas con esta dirección, como son la vetas de cuarzo hidrotermal de las minas El Guano y la Chica, la primera al sur de Teocaltzingo con orientación NW22°W Y 60° al SW y la segunda 300 m al norte de la anterior con orientación que varía entre N13°W y N04°W, con inclinaciones 62 a 67° al SW, todas emplazadas sobre rocas volcánicas de la Formación Huautla y con espesores de ~3 m (Chávez-González, 2005).

- *Falla los Hornos (N-S)*: es una falla discontinua de desplazamiento lateral izquierdo que se localiza al norte de Chimalacatlan. Tiene una orientación preferencial N-S con una longitud de ~5 km. Se reconoce en varios tramos del camino Valle de Vázquez-Chimalacatlan, muestra un espesor variable entre 5 a 12 m con varios planos de falla paralelos de menor magnitud y afecta sólo a la Andesita Chimalactlan (Chávez-González, 2005)

- *Sistema de diques (N-S)*: una serie de diques andesíticos ubicados a ~2 km al sur de Huitchila cortan a la unidad el Chumil. Por sus dimensiones no fueron cartografiados. Al NE del Limón también se observa un dique segmentado con una longitud de ~4 km que corta a la Andesita Tapalcingo y a la Toba Piedra Desbarrancada con una dirección NW08°. Asimismo, en el Valle de Ajuchitlan se observan algunos diques de composición dacítica que cortan a la Formación Huautla con una orientación N-S.

W-E

Se observó que este sistema se distribuye sólo en el sector occidental del área cartografiada a lo largo de una franja de dirección norte-sur entre un rango de longitud entre los 99°03" y 99°58", además de que su cinemática es de desplazamiento lateral derecho. Las estructuras de este sistema son las que controlan la mayor parte de la mineralización del Distrito Minero de Huautla.

- *Fallas Zacapalco-Chinameca (W-E)*: estas fallas de desplazamiento lateral derecho muestran dimensiones restringida que cortan a la Ignimbrita Tilzapotla

(Figura 18a y b), que se reconocen al oriente de Chinameca y en la parte norte del Cerro el Bonete, en el borde norte de la Sierra de Huautla. En apariencia las rocas más jóvenes que corta este sistema son la Dacita Agua Fría.

- *Falla San José de Pala (W-E)*: es una falla de desplazamiento lateral derecho que afecta a la Ignimbrita Tilzapotla y a una pequeña unidad local de tipo epiclástico que subyace a la anterior (Figura 18e). Se le observa a ~3 km del entronque del camino de acceso poniente a la Sierra de Huautla en dirección a San José de Pala, tiene una longitud de por lo menos 500 m y una zona de cizalla de ~12 m.

- *Sistema de fallas Presa Cruz Pintada-Ajuchitlan (W-E)*: al norte del sistema anterior se reconoció una falla de desplazamiento lateral izquierdo con dirección preferencial W-E que corta a las formaciones Huautla y Dacita Agua Fría. En un banco de material ubicado a ~250 m de la desviación a la Presa Cruz Pintada se encuentra expuesta esta falla y se puede reconocer un ancho de ~6 m. En el camino Quilamula-San José de Pala ubicado a ~5 km de la falla de Ajuchitlan se reconoció un patrón de lineamientos sensiblemente paralelo al anterior, que se aloja sobre la Dacita Agua Fría (Chávez-González, 2005)

- *Sistema de lineamientos Huautla-Santiopan (W-E)*: este sistema dominante atraviesa el Distrito Minero de Huautla, y corta la formación del mismo nombre. A este sistema se asocian algunas de las vetas mineralizadas (la Reforma, Santiago, San Francisco, etc.), y aunque su orientación preferente es W-E, hay algunas fallas con una orientación NE80SW.

Estructuras Anulares

En el CVH se reconocieron dos estructuras anulares que se distribuyen en la porción central del área cartografiada y muestran cierta alineación en dirección norte sur (Figura 17b).

La estructura del sector norte fue reconocida por Díaz-Bravo (2005) en la región del Tepehuaje, presenta una forma aproximadamente elíptica con un eje mayor de ~8 km y un eje menor de ~6 Km. La unidad que ocupa la mayor parte de su núcleo es la Formación Tepehuaje, y parcialmente en su borde NW la

Dacita Agua Fría rellena la estructura. La misma autora ha sugerido que muy posiblemente esta “estructura caldérica” sea la posible fuente de los depósitos piroclásticos que afloran al sur del CVH, como es la Ignimbrita Maravillas. No obstante que existen algunas brechas de rezago en los alrededores a la estructura, es difícil confirmar dicha propuesta, en especial por la presencia de unidades más jóvenes como la Dacita Agua Fría y la Andesita Tepalcingo que cubren la mayor parte de las zonas que limitan esta estructura.

La estructura anular del sector sur fue reconocida en este trabajo y se localiza en el sector Ajuchitlan-Santiopan (Figura 17b y 18d), y tiene dimensiones semejantes a la anterior, pero tiende a ser más circular. Es un rasgo que se identifica tanto en fotografías aéreas como en modelos de elevación. En campo se pueden apreciar claramente en los Valles de Ajuchitlan y de Santiopan estructuras circulares, que al observarlos en forma conjunta parecen integrar otra estructura mayor. No obstante, no se observan rasgos estructurales que permitan señalar que se trata de una estructura de origen tectónico, por lo que posiblemente sea un rasgo originado por procesos erosivos.

En la Carta Geológica-Minera Cuernavaca escala 1:250,000 Rivera-Carranza et al. (1998) sugieren la presencia de tres estructuras anulares alineadas en dirección norte-sur, las cuales no son compatibles con las descritas en este trabajo. La estructura con posición más al norte marcada en su mapa, contiene a la estructura del Tepehuaje descrita, y se prolonga hasta la posición más norte de la Sierra de Huautla, rasgo que no concuerda con nuestras observaciones. Por lo que se refiere a la estructura anular intermedia del mapa citado, en este estudio no contamos con elementos para considerarla, y por último la que se ubica en una posición más al sur, muestra cierta aproximación a la estructura de Ajuchitlan-Santiopan pero no coincide en sus dimensiones.

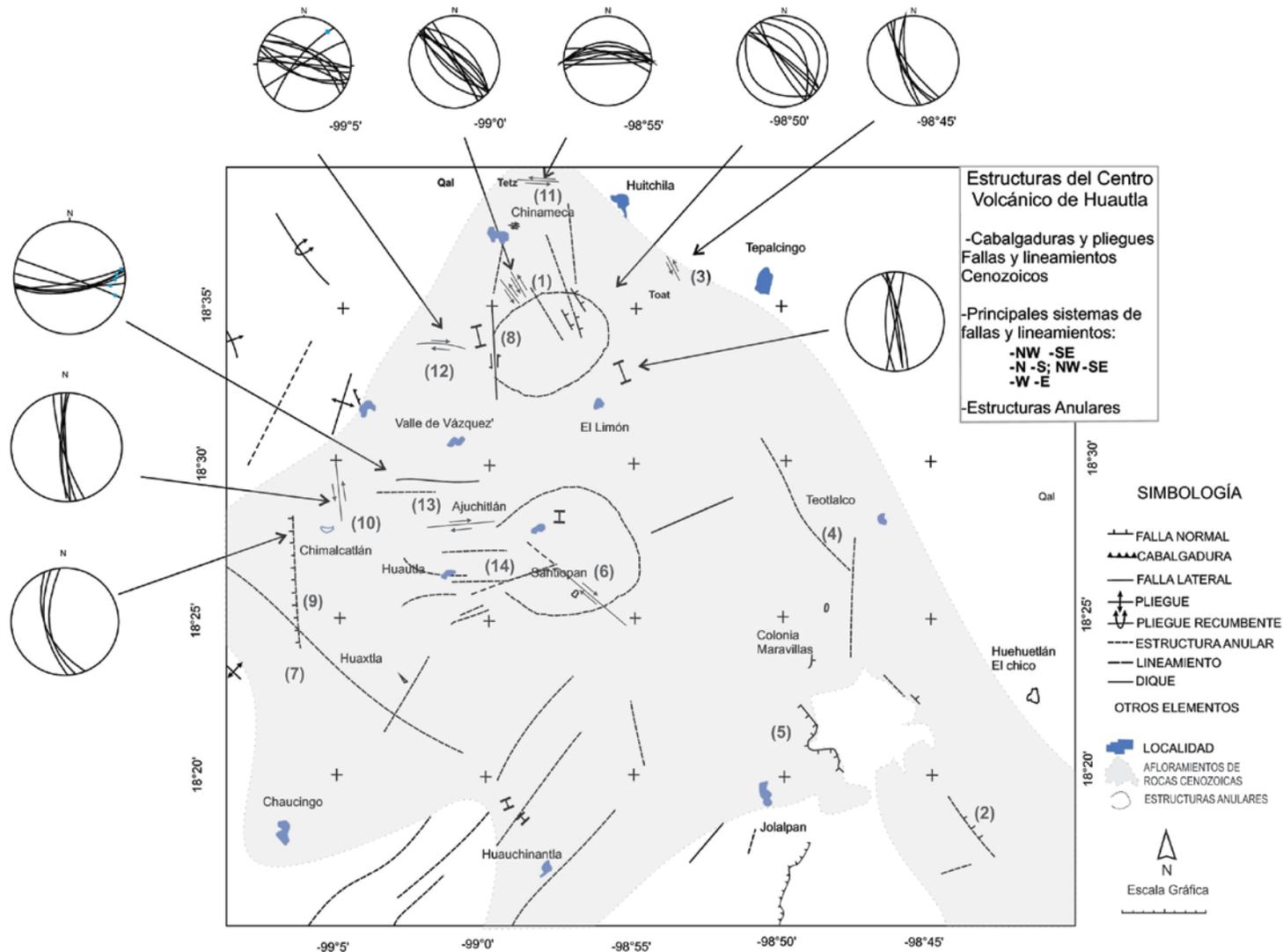


Figura 17b: Estructuras del campo volcánico de Huautla

Fallas y lineamientos Cenozoicos

Sistemas NW-SE: (1) El Tepehuaje-Los Sauces; (2) Falla el Platanar; (3) Falla Pitzotlán; (4) Lineamiento Oriental de Huautla; (5) Fallas Coscomate; (6) Fallas Laterales Santiopan; (7) Lineamiento Huaxtla.

Sistemas N-S: (8) Presa Agua Fría; (9) Falla las Minas; (10) Falla los Hornos

Sistemas W-E: (11) Fallas Zacapalco-Chinameca; (12) Falla San José de Pala; (13) Fallas Presa Cruz Pintada- Ajuchitlan; (14) Fallas y lineamientos Huautla-Santiopan

Pliegues y Cabalgaduras

(16) Cabalgadura de Senteocala

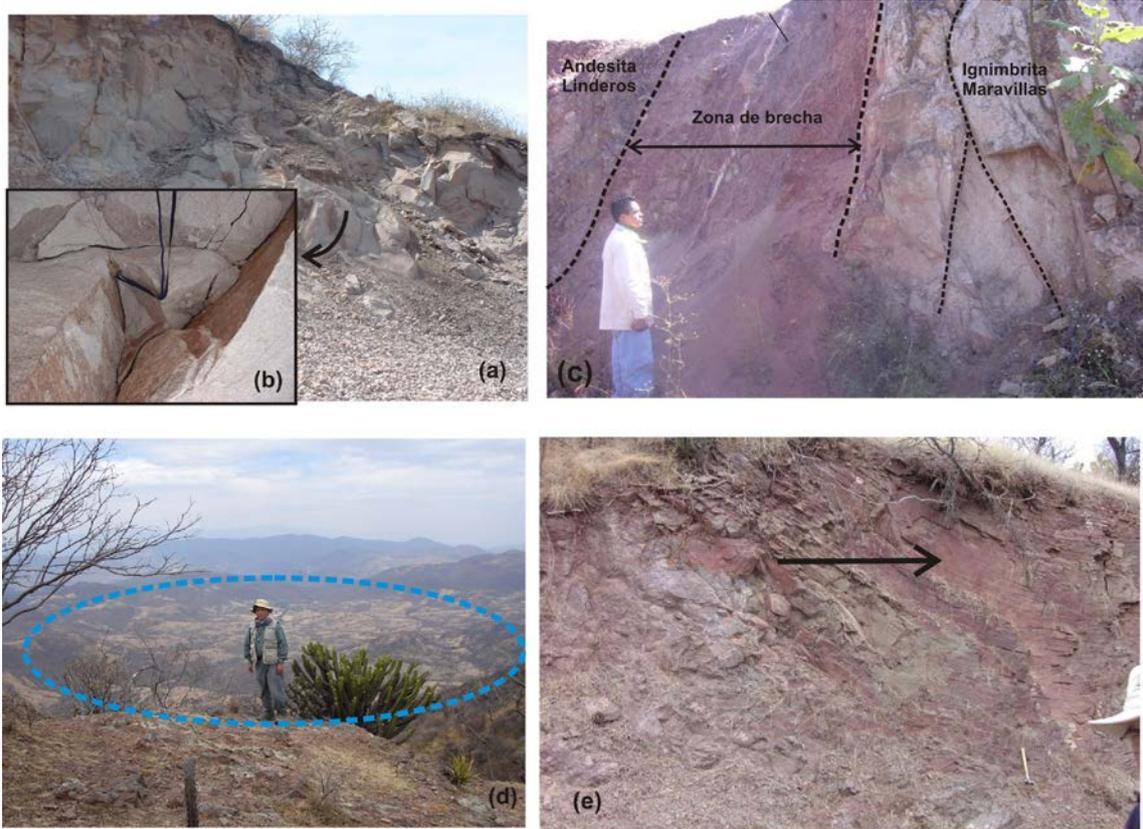


Figura 18: Fotografías de campo mosaico 7, (a) cantera en que aflora la Ignimbrita Tilzapotla en zona de la falla de Chinameca, (b) acercamiento de los planos de fallas con estrías de la Ignimbrita Tilzapotla, (c) afloramiento sobre la carretera Chiautla-Ayoxustla en que se observa un segmento de la falla normal del Platanar, que pone en contacto sub vertical a la Andesita Linderos y la Ignimbrita Maravillas. La zona de brecha es en promedio de cuatro metros de espesor, (d) estructura anular del sector de Ajuchitlan-Santiopan en la porción central del área cartografiada. Fotografía tomada desde el poniente en dirección a Ajuchitlan, (e) afloramiento que muestra el plano de falla sobre material epiclástico de la Falla de San José de Pala .

4.2.3 Las estructuras del CVH en el contexto tectónico

Las características de las estructuras reconocidas en el CVH permiten realizar algunas inferencias generales sobre los posibles procesos tectónicos que las originaron, así como sus relaciones con el origen del magmatismo del sector norte-central de la SMS. Los sistemas de fallas y lineamientos que afectan a las rocas del Cenozoico que afloran en el CVH, muestran características compatibles con el patrón estructural asociado al evento de deformación transcurrente del Eoceno-Oligoceno documentado en otras regiones del sector occidental y central de la SMS (Alaniz-Álvarez et al. 2002; Cerca, 2004; Morán-Zenteno et al. 2004,2005; Nieto-Samaniego et al. 2006; Martini, 2008), por lo que este estudio, proporciona datos estructurales, así como el reconocimiento de lineamientos que sustentan la prolongación de dichos sistemas hacia el sector oriental en donde se edifica el CVH.

El sistema de estructuras dominante en el Cenozoico, corresponde a un régimen tectónico de fallas de desplazamiento lateral izquierdo, cuyas trazas muestran una orientación preferencial NW-SE (Figura 17a), el cual se desarrolló a partir del Eoceno y ha sido reconocido en los diferentes centros volcánicos del sector norte-central de la SMS (Alaniz-Álvarez et al. 2002; Morán-Zenteno et al. 2004; González-Cervantes, 2007; Díaz-Bravo y Morán, 2011). No obstante que en cada uno de los centro volcánicos y se observan particularidades en las direcciones de las trazas de las fallas, así como en el acortamiento y extensión asociados, sus variaciones en el tiempo y espacio, se les ha asociado al mismo contexto tectónico (Morán-Zenteno et al. 2005).

Bajo el contexto anterior, Morán-Zenteno et al. (2005) y Martini (2008) han sugerido los lineamientos tectono-magmáticos de Purungueo-Huautla y la Huacana-Arcelia, que muestran una disposición paralela de orientación NW-SE, a los cuáles se relaciona la actividad volcánica de los centros silícicos, mismos que se ubican a lo largo de las trazas de las zonas de cizalla.

Aunque no se conoce con detalle cuando comenzó el régimen de deformación transcurrente, con base a los datos de estudios de Martini (2008), Alaniz-Alvarez et al. (2002) y Morán et al. (2004), se ha establecido que en la región de Huetamo, al occidente de la SMS, las fallas laterales izquierdas cortan cuerpos volcánicos de edades entre los 43 y 40 Ma (Martini, 2008). La información geocronológica y estructural obtenida en este estudio (ver capítulo 5), permite argumentar que las fallas de desplazamiento lateral cortan a la Ignimbrita Maravillas, formada dentro de un intervalo de edad entre los ~33 y 32 Ma., por lo que en el transecto Huetamo - Huautla el evento de fallamiento lateral debió desarrollarse en un intervalo del Eoceno Superior al Oligoceno Inferior, episodio en el que además se ha sugerido la reactivación de sistemas de fallas con orientación N-S (Alaniz-Alvarez et al. (2002).

En un contexto tectónico, el desarrollo de zonas de falla con cinemática lateral izquierda se han asociado durante los últimos años al desplazamiento del bloque Chortis a lo largo de la margen continental, desde su posición inicial en Puerto Vallarta y el Istmo de Tehuantepec (Schaaf et al.1995; Cerca et al. 2007; Martini et al. 2009), el cual muestra compatibilidad con la geocronología y

cinemática que se observa en las fallas de la región. En la última década, al considerar los argumentos de la cinemática de las placas tectónicas inferida para la región durante ese intervalo de tiempo, así como algunos efectos que deberían esperarse a lo largo de la margen continental, se han propuesto otras posibilidades en la que el bloque Chortis ocuparía otra posición (Keppie y Morán-Zenteno, 2005), por lo que el desplazamiento del mismo no se llevaría a cabo a lo largo de la margen continental y por consiguiente el desarrollo del fallamiento lateral requeriría de otra explicación.

Los datos estructurales y geocronológicos obtenidos en esta investigación, contribuyen en proporcionar más información geológica para entender en un futuro las causas del fallamiento lateral y pueden ser compatibles con ambos modelos.

Capítulo 5. Geocronología

Con el objetivo de constreñir la edad y duración de los eventos magmáticos del Centro Volcánico de Huautla (CVH), así como de caracterizar su evolución petrogenética en el tiempo e integrarla al contexto temporal del magmatismo silíceo de la región norte-central de la Sierra Madre del Sur, se realizaron varios fechamientos geocronológicos empleando los métodos K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar y U-Pb en zircones por ablación láser. El empleo de distintos métodos geocronológicos se determinó durante el desarrollo de la investigación, de acuerdo a las necesidades instrumentales disponible y el tipo de resolución estratigráfica que se buscaba. En primer término, se utilizó el método K-Ar por contar en el Instituto de Geología con un laboratorio de geocronología K-Ar equipado con dispositivo de fusión láser.

Se realizaron un par de fechamientos en minerales de la muestra HU-335 por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar , donde se consideró que la preservación de sus minerales era adecuada para aplicar este método. En síntesis se realizaron siete fechamientos K-Ar con fusión laser, de los cuales en tres casos se efectuó una medición doble, se llevaron a cabo en derrames de lava y en rocas piroclásticas. Por el método U-Pb con ablación láser se analizaron nueve concentrados de zircón, de los cuales cinco se efectuaron en la zona del CVH y otros cuatro en centros de vulcanismo silíceo adyacentes. Las rocas fechadas por este método corresponden a ignimbritas, lavas y a cuerpos intrusivos. Por lo que respecta a la geocronología ^{40}Ar - ^{39}Ar , se fecharon dos muestras, en una de ellas se hicieron dos mediciones en concentrados de minerales distintos y otro fechamiento en un concentrado de plagioclasa del cual se obtuvo una edad anómala (Tabla 4).

Por último, el método U-Pb por ablación láser se seleccionó por las siguientes razones: en primera instancia, además de obtener la edad de cristalización asociada a los principales episodios magmáticos reconocidos en el CVH, en el estudio existe el interés de conocer la influencia de los contrastes del basamento en los procesos petrogenéticos. Además, algunas unidades como el Pórfido Tamazola y la Formación Huautla se encuentran alteradas por

procesos hidrotermales propios de un distrito minero, de tal forma que este método ofrecía la posibilidad de obtener edades de cristalización.

El CVH se encuentra edificado en su mayor parte sobre la Plataforma Guerrero Morelos. A la fecha se desconoce con precisión la edad de su posible basamento, no obstante que han sido sugerido su edad probable y la naturaleza del mismo (Levresse et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2008, 2009). Por lo anterior, la información sobre edades de zircones heredados o de núcleos de xenocristales o la presencia de antecristales, resulta importante para realizar inferencias al respecto, tanto para el CVH, como de algunos centros volcánicos silícicos adyacentes, para los cuales existen reportes de fechamientos de zircones heredados por el método U-Pb aplicados a rocas del volcánicas del Paleógeno, tal es el caso de la caldera de la Goleta (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011) y de la región volcánica de Altamirano en Michoacán (Martini, 2008).

5.1 Geocronología K-Ar

Preparación de muestras y metodología analítica

La preparación de las muestras de roca previa al proceso de medición se realizó en los talleres de molienda y separación de minerales del Instituto de Geología, UNAM, y la descripción de los detalles de estos procedimientos pueden ser consultados en Macías-Romo (2003). La descripción general de los procesos que se efectuaron, incluyen en primer término un proceso de trituración de la muestra, el cual se realiza con una quebradora de quijadas de acero. El material triturado es tamizado con un equipo de tamices vibratorios (Ro-Tap). De los productos tamizados se selecciona la fracción de tamaño entre 200 a 400 μm , la cual es lavada con agua destilada y después secada en un horno a una temperatura de $\sim 60^{\circ}\text{C}$ durante alrededor de 8 horas. La preparación de concentrados de mineral, que en este estudio fueron de plagioclasas y biotitas, se realizó en primer término la separación de minerales magnéticos con un equipo de electroimán isodinámico Frantz, y posteriormente, para obtener los concentrados de mineral se realizó a través de un proceso de selección manual (*handpicking*) con el empleo de un microscopio estereoscópico. En el caso de nuestras que fueron fechadas como roca total, debido a la ausencia de fenocristales o que eran muy escasos, la

muestra ya triturada es limpiada de la mayor parte de impurezas que pudiese contener.

Tabla 2 Síntesis de los fechamientos realizados en las rocas del Centro Volcánico de Huautla

Muestra	Unidad	Localidad	Long (W)	Lat (N)	Material analizado	Método	Edad (Ma)	Fuente
HU-384	Andesita Tepalcingo	Norte de Pitzotlán	98° 53'48"	18° 36'23"	Matriz	K/Ar	28.1 ± 1.0	1/
HU-242	Andesita Chimalacatlán	Centro de Inv. De Huautla	99° 02'00"	18° 27'43"	Matriz	K/Ar	28.2 ± 1.1	1/
HU-190305	Andesita Chimalacatlán	Chimalacatlán	99° 06'18"	18° 26'42"	Matriz	K/Ar	29.7 ± 1.4	1/
HU-4-03	Dacita Agua Fria	Norte de Quilamula	99° 00'23"	18° 29'09"	hornblenda	K/Ar	30.1 ± 1.9	1/
HU-4-03	Dacita Agua Fria	Norte de Quilamula	99° 00'23"	18° 29'09"	matriz	K/Ar	31.0 ± 1.1	1/
HU-30	Ignimbrita Maravillas	Norte de Col. Maravillas	98° 47'55"	18° 26'02"	biotita	K/Ar	31.4 ± 0.6	1/
HU-367	Ignimbrita Maravillas	Col. Las Maravillas	98° 48'35"	18° 25'29"	zircons	U/Pb LA-MC-ICPMS	33.45±0.3	1/
S/N	Ignimbrita Maravillas	Norte de Tecuicuilco	99° 11'53"	18° 06'28"	n.d.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	31 ± 2	2/
HU-335	Tobas intercaladas en sec. cont.	Ayoxustla	98° 43'55"	18° 16'25"	plagioclasa	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	32.6 ± 0.6	1/
HU-335	Tobas intercaladas en sec. cont.	Ayoxustla	98° 43'55"	18° 16'25"	biotita	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	32.1 ± 0.5	1/
HU-496	Formación Huautla	Huautla	99° 00'34"	18° 27'49"	zircons	U/Pb LA-MC-ICPMS	32.9 ± 0.6	1/
S/N	Andesita	Atenango				⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	33.6	2/
CCH-668	Andesita	Atenango	99° 07'13"	18° 04'59"	matriz	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	32.5 ± 0.3	3/
HU-332	Ignimbrita Tilzapotla (verde)	Los Linderos	98° 42'48"	18° 14'29"	zircons	U/Pb LA-MC-ICPMS	35.36±0.3	1/
HU-332	Ignimbrita Tilzapotla (verde)	Los Linderos	98° 42'48"	18° 14'29"	biotita	K/Ar	34.8 ± 0.9	1/
HU-200	Ignimbrita Tilzapotla	Sur de Chinameca	99° 00'41"	18° 37'00"	biotita	K/Ar	34.4 ± 0.7	1/
HU-200	Ignimbrita Tilzapotla	Sur de Chinameca	99° 00'41"	18° 37'00"	biotita	K/Ar	34.5 ± 1.2	1/
HU-333	Ignimbrita Tilzapotla	Los Linderos	98° 42'25"	18° 14'31"	zircons	U/Pb LA-MC-ICPMS	34.84± 0.3	1/
S/N	Ignimbrita Tilzapotla	Cruz de Palma	98° 59'50"	18° 13'30"		⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	34.2	2/
HU-453	Pófidio de Tamazola	Jolalpan	98° 51'41"	18° 19'29"	zircons	U/Pb LA-MC-ICPMS	36.71±0.5	1/
CH-16	Ignimbrita	Apanguito, Gro.	99° 09'19"	18° 10'12"	plagioclasa	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	37.4 ± 0.9	3/

Síntesis de los fechamientos realizados en rocas de centros volcánicos adyacentes al CVH

C-18	Granodiorita de Chiautla	Chiautla	98° 34'55"	18° 19'49"	biotita	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	30.9 ± 0.3	3/
C-18	Granodiorita de Chiautla	Chiautla	98° 34'55"	18° 19'49"	biotita	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	30.6 ± 0.3	3/
HU-432	Granodiorita de Chiautla	Chiautla	98° 25'33"	18° 20'45"	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	32.46±0.59	1/
HU-492	Ignimbrita Sn Gregorio	Taxco	99° 35'03"	18° 33'52"	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	35.77±0.42	1/
VALLEB	Ignimbrita Valle de Bravo	Valle de Bravo	100° 10'01"	19° 03'40"	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	35.59±0.40	1/
MU 100	Toba El Sauz	El Potrero de Ixtapan	100° 10'08"	18° 52'13"	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	34.43±0.51	1/

1/ Este trabajo; 2/ Campa et al., 2002 y 3 /Cerca, 2004; n.d. no disponible

Los fechamientos fueron realizados en los siguientes laboratorios: Edades K-Ar en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS); edades U-Pb LA-MC-ICPMS en el Laser Chron Laboratory de la Universidad de Arizona en Tucson. La muestra HU-453 se realizó por el mismo método en Washington State University, Pullman Washington. Los fechamientos ⁴⁰Ar-³⁹Ar en el Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. Los datos detallados aparecen en las tablas 3, 4, 5 y en Anexo 1

En primer término, se efectúa la separación de los minerales magnéticos y óxidos con el separador magnético Frantz. Posteriormente, la muestra dentro de un matraz con agua destilada, es puesta en un equipo de ultrasonido por alrededor de 15 minutos a fin de eliminar impurezas contenidas en la muestra, tras lo cual el material que quedo en la base del matraz es secado en un horno durante ~ 8 horas. Los detalles de estos procedimientos pueden ser consultados en Macías-Romo (2003).

Todos los análisis isotópicos de K-Ar se realizaron en la Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM. A continuación se describen en forma general los procedimientos de medición utilizados en dicho laboratorio. Los detalles de las descripciones de los procedimientos y cálculos pueden ser consultados en Solé (2009).

Los análisis de potasio de las muestras se realizaron usando un espectrómetro secuencial de Fluorescencia de Rayos X Siemens SRS 3000, siguiendo el método propuesto por (Solé y Enrique, 2001), que en forma general consiste en fundir 100 mg de muestra con 7 g de una mezcla de metaborato y tetraborato de litio. Se emplean varios estándares naturales de distinta composición para calibrar un rango de potasio comprendido entre 0.5 y 12.5% en peso. Los errores de calibración son en general inferiores a un 1% en valor relativo. Para

el cálculo general del error en la edad se usó un valor del 2% de error en la medición del potasio.

Las concentraciones de argón fueron medidas en modo estático en un espectrómetro de masas MM1200B. Primero las muestras se desecaron a 110°C durante una noche para eliminar el agua adsorbida. Posteriormente se pesan entre 12 y 20 mg de cada muestra en una balanza con una precisión de 0.01 mg. Las muestras son desgasificadas al alto vacío a ~ 150°C por 12 horas antes del análisis a fin de reducir la contaminación atmosférica.

El argón es extraído por completo de las muestras por fusión usando un láser desenfocado a 50W CO₂ de 1-3 mm de diámetro y dos trampas en estado sólido de Zr-Al-Ti de SAES® en una línea extracción de acero inoxidable. En forma previa a cada análisis se añade un alícuota del trazador (spike) de ³⁸Ar que se emplea para aplicar el método de dilución isotópica. La precisión analítica en los picos de máxima altura para ⁴⁰Ar y ³⁸Ar fue mejor que 0.2% y mejor que 0.5% para el ³⁶Ar. Los estándares usados para la calibración son las biotitas HD-B1 y LP-6 de 24.0 y 128 Ma, respectivamente (Odin et al., 1982; Fuhrmann et al., 1987). En todos los cálculos se han usado las constantes recomendadas por Steiger y Jäger (1977).

Resultados

Los estudios geocronológicos K-Ar los realizó Jesús Solé en el Laboratorio de Geocronología K-Ar del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM a partir de muestras y concentrados preparados por el autor. Las edades obtenidas por este método y sus parámetros aparecen en la Tabla 3. Las observaciones que se efectúan sobre los fechamientos se agruparon por unidad litológica a fin de facilitar su análisis.

Ignimbrita Tilzapotla (muestras HU-200 y HU-332)

Las edades obtenidas para las muestras HU-200 y HU-332 corresponden al intervalo de edad que se ha reportado para la Ignimbrita Tilzapotla por Morán-Zenteno et al. (2004). Ambos fechamientos se realizaron en concentrados de

biotita. La muestra HU-200 procedente del borde occidental del CVH (Figura 8), a la cual se le efectuaron dos mediciones en el mismo concentrado que proporcionó edades casi idénticas de 34.5 ± 1.2 y 34.4 ± 0.7 Ma, variando sólo en rango de error. Cabe señalar, que sin contar con argumentos geocronológicos, en el mapa geológico de la caldera de Tilzapotla, Morán-Zenteno et al. (2004) interpretan que estos cuerpos de ignimbritas forman parte de las facies distales de la Ignimbrita Tilzapotla, sugerencia que ahora se confirma.

La muestra HU-332 procedente de una localidad al sur de los Linderos, ubicada fuera del área cartografiada, en la porción más suroriental del CVH (Figura 5) se obtuvo una edad de 34.8 ± 0.9 Ma, en biotita, también equivalente a la Ignimbrita Tilzapotla. La edad obtenida tiene importantes implicaciones, ya que el encontrar depósitos de esta unidad al extremo oriental del CVH, permitió inferir la posibilidad de que los depósitos de la Ignimbrita Tilzapotla ocupen una amplia porción de la parte inferior de donde se edifica el CVH, asunto que será retomado en el apartado de la geocronología U-Pb.

Se realizaron otros fechamientos de la Ignimbrita Tilzapotla de dos muestras localizadas en el sector sureste de la Sierra de Huautla, al sur de los Linderos (~2 km fuera del área cartografiada (Figura 5) (Ver apartado 5.3).

Ignimbrita Maravillas (muestras HU-30)

La muestra fechada de esta unidad se recolectó al norte de la Colonia Maravillas (Figura 8). Se obtuvieron dos edades para la misma muestra en un concentrado de biotitas, las cuales dentro del rango de error son prácticamente iguales (31.4 ± 0.6 y 32.0 ± 0.4 Ma). Estas edades corresponden a un evento piroclástico diferente al de la Ignimbrita Tilzapotla de las ignimbritas post-colapso de la misma caldera. Esta unidad también fue fechada por el método U-Pb (ver apartado 5.3). Cabe señalar, que en la zona de Tecuicuilco y Paso Morelos a pocos kilómetros al sur del área de estudio, Campa y Fitz (2002) y Molina y Ortega (2006) reportan edades de 31 y 33 Ma, respectivamente, para depósitos de ignimbritas, los cuales son también más jóvenes que el rango de edad de la Ignimbrita Tilzapotla.

Tabla 3: Fechamientos K-Ar realizados en las rocas del Centro Volcánico de Huautla

Muestra	Long (W)	Lat (N)	Localidad	Roca	Material Fechado	K (%)	⁴⁰ Ar* moles/g	⁴⁰ Ar* (%)	Edad (Ma)
Andesita Chimalacatlán									
HU-242	99° 02'00"	18° 27'43"	Centro de Inv. De Huautla	Andesita	matriz	1.76	8.675*10 ⁻¹¹	56.3	28.2 ± 1.1
HU-190305	98° 06'18"	18° 26'42"	Chimalacatlán	Andesita	matriz	1.13	5.889*10 ⁻¹¹	69.8	29.7 ± 1.4
Andesita Tepalcingo									
HU-384	98° 53'48"	18° 36'23"	Norte de Pitzotlán	Andesita	matriz	1.31	6.442*10 ⁻¹¹	93.4	28.1 ± 1.0
Dacita Agua Fria									
HU-4-03	98° 00'23"	18° 29'09"	Norte de Quilamula	Dacita	hornblenda	0.41	2.133*10 ⁻¹¹	89.1	30.1 ± 1.9
HU-4-03	98° 00'23"	18° 29'09"	Norte de Quilamula	Dacita	matriz	2.79	1.513*10 ⁻¹⁰	93.0	31.0 ± 1.1
Ignimbrita Maravillas									
HU-30	98° 47'55"	18° 26'02"	Norte de Col.Maravillas	Ignimbrita	biotita	6.55	3.599*10 ⁻¹⁰	84.3	31.4 ± 0.6
HU-30	98° 47'55"	18° 26'02"	Norte de Col.Maravillas	Ignimbrita	biotita	6.55	3.673*10 ⁻¹⁰	81.1	32.0 ± 0.4
Ignimbrita Tilzapotla									
HU-332	98° 42'48"	18° 14'29"	Los Linderos	Ignimbrita (verde)	biotita	6.57	3.998*10 ⁻¹⁰	55.2	34.8 ± 0.9
HU-200	99° 00'41"	18° 37'00"	Sur de Chinameca	Ignimbrita (rosa)	biotita	6.82	4.118*10 ⁻¹⁰	91.2	34.5 ± 1.2
HU-200	99° 00'41"	18° 37'00"	Sur de Chinameca	Ignimbrita (rosa)	biotita	6.71	4.036*10 ⁻¹⁰	94.8	34.4 ± 0.7

%K: porcentaje de potasio en peso; ⁴⁰Ar*: concentración de argón radiogénico en mol/g; %⁴⁰Ar: porcentajes de argón radiogénico.

Los fechamientos fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología K-Ar del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, UNAM

Dacita Agua Fría (muestra HU-4-03)

Para esta muestra se obtuvieron dos fechamientos, uno en matriz y otro en un concentrado de hornblenda. Los resultados obtenidos varían entre 30.1±1.9 y 31.0±1.1 Ma, aunque en ambos casos los rangos de error son amplios. Sin embargo, no obstante los traslapes de edad por el rango de error, las edades son congruentes con la estratigrafía del CVH y con otros fechamientos obtenidos.

Andesitas Tepalcingo (HU-384) y Chimalacatlán (HU-242 y HU-190305)

De los dos conjuntos de andesitas que cubren al CVH se obtuvieron edades por K-Ar, en ambos casos el material fechado fue roca total. Para la Andesita

Tepalcingo (HU-384) se obtuvo una edad de 28.1 ± 1.0 Ma y para la Andesita Chimalacatlán (HU-242; HU-190305) se obtuvieron dos edades que dentro del rango de error son muy semejantes (28.2 ± 1.1 y 29.7 ± 1.4 Ma). Las edades de ambas unidades constituyen el registro más joven del último episodio de volcanismo intermedio en el CVH (ver Tabla 2).

Aunque la Andesita Tepalcingo es ligeramente más joven, con el rango de error ambas unidades de andesitas son prácticamente de la misma edad. Sin embargo, se consideraron como dos unidades distintas por presentar algunas diferencias en sus componentes minerales, tal y como se indicó en el capítulo anterior.

5.2 Geocronología ^{40}Ar - ^{39}Ar

Preparación de muestras y metodología analítica

La preparación de muestras y el trabajo analítico se realizó en el Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE) a cargo de la Dra. Margarita López.

El procesamiento mecánico de las muestras y la separación de minerales se realizó por los métodos convencionales: trituración de rocas, molienda y tamizado para seleccionar la fracción más adecuada para separar el mineral de interés (0.125-0.180 mm). Posteriormente en el laboratorio de separación de minerales, las fracciones seleccionadas son lavadas con agua desionizada, para eliminar el polvo, se introducen en un equipo de ultrasonido por 15 minutos y al final se dejan secar en un horno a temperatura de $\sim 60^\circ\text{C}$. La separación mineral se efectúa con un equipo de separación magnética Frantz y mediante selección manual.

Los concentrados de mineral se irradiaron en el reactor de uranio enriquecido de la Universidad de McMaster en Hamilton, Canadá.

En relación al análisis isotópico del argón, se empleó un espectrómetro de masas VG5400 que utiliza un equipo láser Coherent Innova 70 para la extracción de argón de las muestras de roca. Una descripción detallada de la metodología analítica empleada en el citado laboratorio puede ser consultada en Martini (2009)

Resultados

La muestra HU-335 proviene de un afloramiento que se ubica en el borde del camino entre los poblados de Linderos y Ayoxustla, ~2.5 km al oriente de este último (Figura 8). Se trata de un depósito sedimentario continental de color amarillento a rojizo que contiene intercalados horizontes de material volcánico de espesor menor a 5 cm, posiblemente asociado a depósitos de caída, el cual está constituido de sanidino, cuarzo y biotita en una matriz arcillosa. Estos depósitos son considerados de la Formación Oapan y se encuentran muy próximos al contacto estratigráfico de la base de la Ignimbrita Maravillas en este sector, sin embargo, como fue señalado en el capítulo de estratigrafía, algunos de estos depósitos continentales fueron contemporáneos al evento que dio origen a la Ignimbrita Maravillas.

Se analizaron de la misma muestra dos concentrados de minerales, uno de biotita y otro de sanidino. Para la biotita se realizaron ocho experimentos de fusión en un paso, y se obtuvo un espectro de edad que para seis de los experimentos muestra una tendencia bastante plana. En este caso la edad de meseta fue de $t_p=32.6\pm 0.6$ Ma. Para el concentrado de sanidino se realizaron seis experimentos en un paso y la edad de meseta obtenida es de $t_p=32.1\pm 0.5$ Ma., en ambos casos las edades son muy semejantes a las edades de isocronas. Con el margen de error las edades son prácticamente iguales. Los resultados de los análisis geocronológicos se muestran en tres tipos de gráficos: diagramas de espectros de edad, en los que se grafica el porcentaje acumulativo de $^{39}\text{Ar}_K$ para cada uno de los pasos de calentamiento contra la edad aparente en millones de años. En la segunda se presentan las gráficas de la relación $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ contra el porcentaje acumulativo de $^{39}\text{Ar}_K$ para mostrar la relación aparente de Ca/K e indica si hay más de una fase en la muestra analizada, y un tercer diagrama de correlación inversa, en donde se grafican $^{39}\text{Ar}_K / ^{40}\text{Ar}_K$ contra $^{36}\text{Ar}_K / ^{40}\text{Ar}_K$ con la edad de isocrona t_c (Tabla 4 y Figura 19a). Las tablas con los detalles de los calentamientos por pasos y los resultados integrados (Anexo 1, Tabla AI-3).

La muestra HU-496 se colectó en un afloramiento que forma parte de un banco de material ubicado a ~2 km al norte de Huautla (Figura 8). Se trata de una

andesita porfídica con fenocristales de plagioclasa que forma parte de la Formación Huautla. El afloramiento está en el contacto discordante que tiene con la Dacita Agua Fría a la cual subyace.

Se analizó un concentrado de plagioclasa para el cual se efectuaron trece experimentos de fusión en dos pasos, en el que se observa que el espectro está disturbado por la señal de fases de alteración.

En este caso la edad obtenida no cumple estrictamente con los requisitos de meseta para que sea meseta, ya que es un solo paso cuando deberían ser por lo menos tres consecutivos con más del 50% del gas. La edad obtenida de $t_p=27.5\pm 0.8$ Ma, por consiguiente es anómala, además que no es congruente con las relaciones estratigráficas observadas. Cabe señalar, que en esta unidad se aloja la mineralización del distrito minero, y que no obstante que se procuró muestrear una roca lo más fresca posible a la cual se realizó un estudio petrográfico en el que se observaban algunas plagioclasas en buen estado y otras en menor proporción plagioclasas de textura esquelética y parcialmente sericitizada, el resultado no fue favorable. La misma muestra se fechó por U-Pb y se obtuvo una edad de concordia de 32.9 Ma, acorde al registro estratigráfico. (Tabla 4 y Figura 22). Las tablas con los detalles aparecen en el (Anexo 1, Tabla AI-3).

Tabla 4. Síntesis de las edades obtenidas por el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ obtenidas

Muestra	Localidad	Tipo de Roca	de Material Fechado	T_p Ma	T_c Ma	$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$
HU-335	Ayoxuxtla	Tobas de caída	de biotita	32.6 ± 0.6	33.0 ± 0.7	288 ± 10
HU-335	Ayoxustla	Tobas de caída	de sanidino	32.1 ± 0.5	32.4 ± 1.1	370 ± 21
HU-496 *	Huautla	Andesita	plagioclasa	27.5 ± 0.8		

* Edad anómala

Los fechamientos $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ se realizaron en el Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. Los datos detallados aparecen en el anexo 1

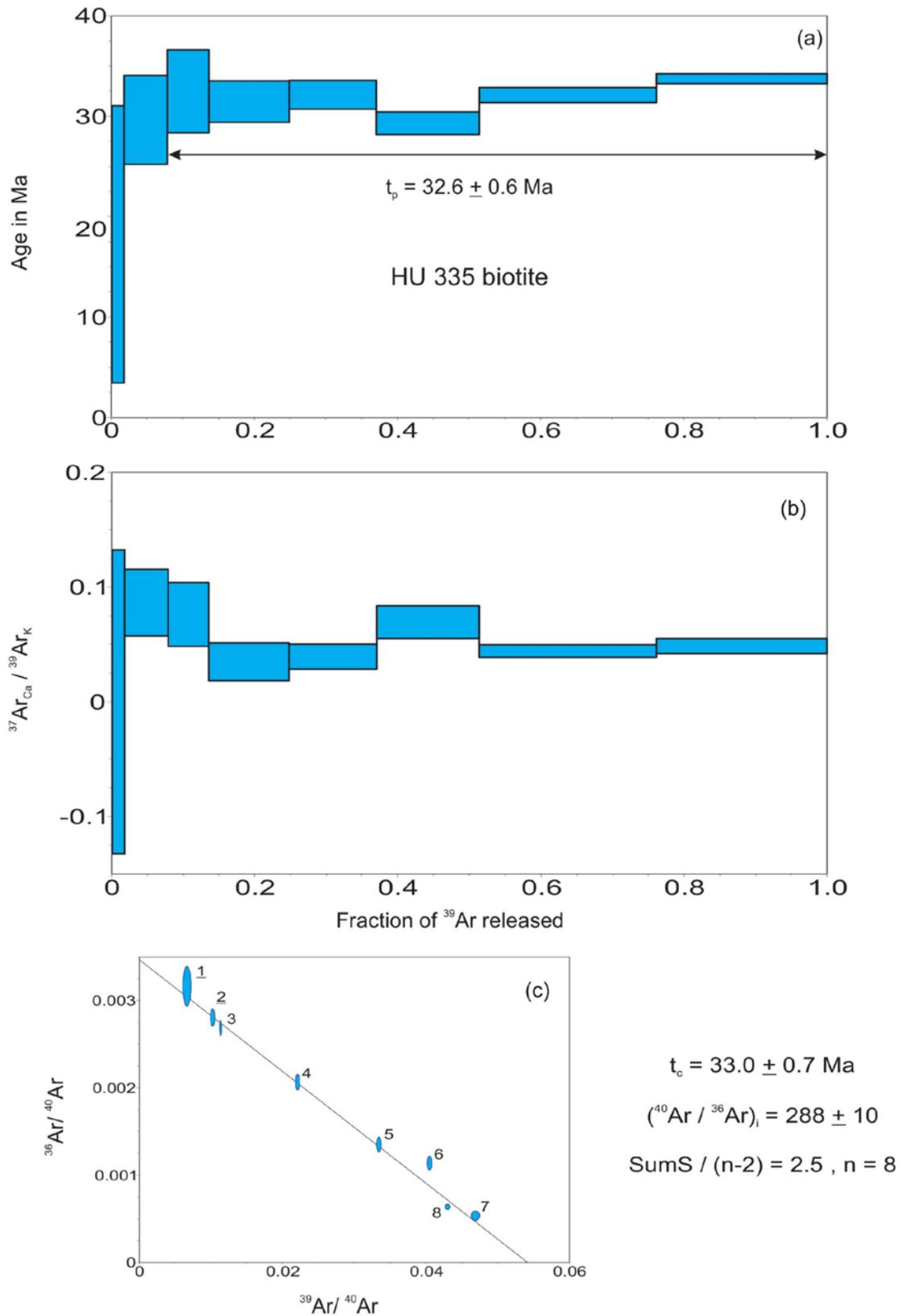


Figura 19a: Espectros de edades aparentes muestra HU-335 en biotita

(a) diagramas de espectros de edad, (b) gráficas de la relación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ contra el porcentaje acumulativo de $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ y (c) diagrama de correlación inversa, en donde se grafican $^{39}\text{Ar}_{\text{K}} / ^{40}\text{Ar}_{\text{K}}$ contra $^{36}\text{Ar}_{\text{K}} / ^{40}\text{Ar}_{\text{K}}$ con la edad de isocrona t_c

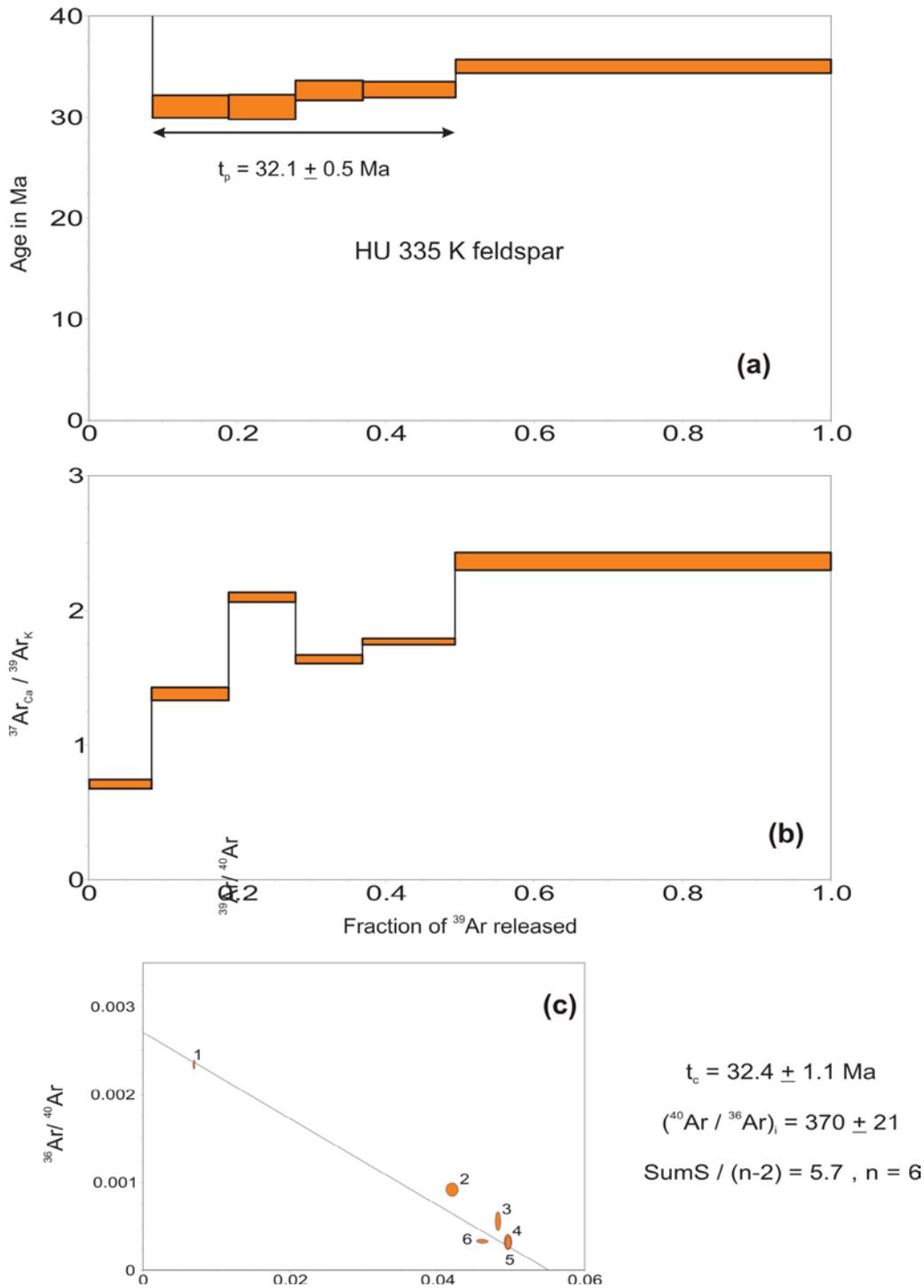


Figura 19 b: Espectros de edades aparentes muestra HU-335 en sanidino

(a) diagramas de espectros de edad, (b) gráficas de la relación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ contra el porcentaje acumulado de $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ y (c) diagrama de correlación inversa, en donde se grafican $^{39}\text{Ar}_{\text{K}} / ^{40}\text{Ar}_{\text{K}}$ contra $^{36}\text{Ar}_{\text{K}} / ^{40}\text{Ar}_{\text{K}}$ con la edad de isocrona t_c

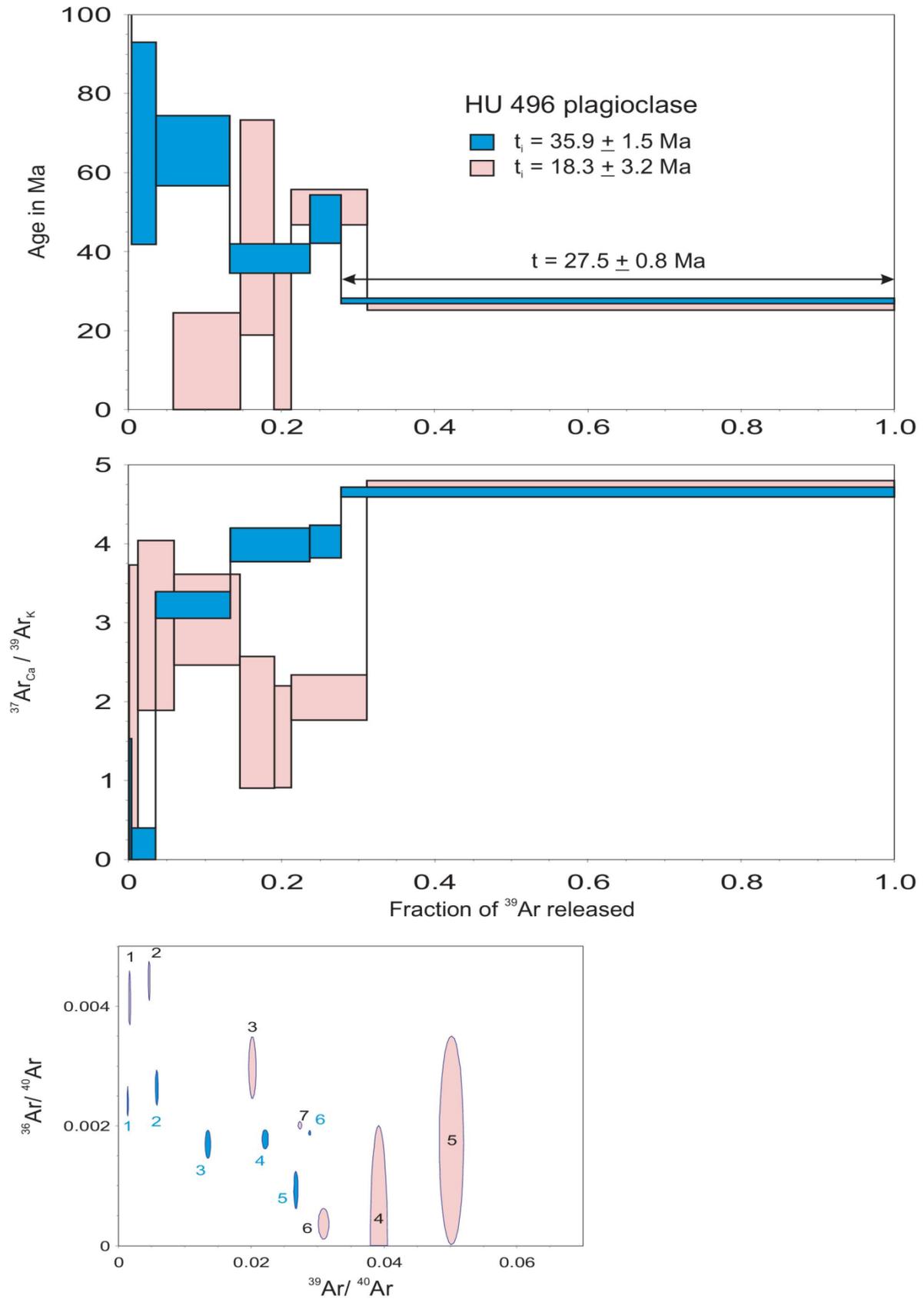


Figura 19 c: Espectros de edades aparentes muestra HU-496 en plagioclase

(a) diagramas de espectros de edad, (b) gráficas de la relación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}} / ^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ contra el porcentaje acumulado de $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ y (c) diagrama de correlación inversa, en donde se grafican $^{39}\text{Ar}_{\text{K}} / ^{40}\text{Ar}_{\text{K}}$ contra $^{36}\text{Ar}_{\text{K}} / ^{40}\text{Ar}_{\text{K}}$ con la edad de isocrona t_c

5.3 Geocronología U-Pb

Preparación de muestras y metodología analítica

Para los fechamientos isotópicos U-Pb, en primer término se requirió la preparación de concentrados de zircones de cada una de las muestras que se deseaba fechar. Los procedimientos de preparación se realizaron en los talleres de molienda y laboratorios de separación de minerales tanto del Instituto de Geología como de Geofísica de la UNAM. La descripción general de los procedimientos se enuncia a continuación:

La primera etapa consiste en la trituración de cada una de las muestras de rocas ígneas que se requiere fechar. En promedio se trituraron entre ~ 4 a 6 kg para cada muestra, proceso que se realizó con una quebradora de quijadas de acero, su tamizado con un equipo de tamices vibratorios (Ro-Tap). En las fracciones más finas obtenidas (mallas 180, 200 y <200), se aplicó una separación vía humedad por densidad, empleando la mesa Wilfley, así como una separación magnética por medio del equipo Frantz. En la etapa final del proceso se efectuó una separación por densidad utilizando líquidos pesados como yoduro de metileno y bromoformo, así como una separación manual (*handpicking*) con un microscopio binocular. Se obtuvieron nueve concentrados de zircones, para los cuales se realizaron agrupaciones rústicas de poblaciones de cristales, en que se consideró como atributo principal el tamaño de los zircones.

Los análisis isotópicos por el método U-Pb de ocho concentrados de zircones se realizaron por el autor en el *Arizona LaserChron Center* de la Universidad de Arizona en Tucson, utilizando los procedimientos analíticos descritos por Gehrels et al. (2008), y la metodología descrita en la página <http://www.geo.arizona.edu/alc/>, bajo la previa capacitación y supervisión del Dr. Víctor Valencia. Un fechamiento lo realizó el Dr. Víctor Valencia en la Universidad Estatal de Washington, utilizando los procedimientos analíticos descritos por Chang et al. (2006).

En los análisis efectuados en el *Arizona LaserChron Center* se utilizó un espectrómetro de plasma inductivamente acoplado con un equipo de ablación

láser y un espectrómetro multicolector (*laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometer LA-MC-ICPMS*). En forma general, el equipo está integrado por nueve colectores Faraday, un detector axial Daly y cuatro canales de conteo iónico. El espectrómetro está conectado al sistema de ablación láser (*LA*) *New Wave/Lambda Physik DUV 193 Excimer*, que opera con una longitud de onda de 193 nm. La configuración del colector permite medir el ^{204}Pb con un canal de contador iónico mientras que en forma simultánea, los detectores Faraday miden el ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y el ^{238}U . Todos los análisis son conducidos estáticamente por un haz de láser con un diámetro de 35 o 50 μm , con una salida de energía de ~ 32 mJ y una tasa de repetición de 8 Hz.

Cada análisis tarda 20 segundos en integrar los picos medidos sin el láser y 20 segundos en integrar los picos medidos con el disparo del láser. La profundidad de cada perforación por ablación fue de ~ 15 μm .

La primera fase del procedimiento analítico consiste en que una fracción de los concentrados de zircones son montados en una pastilla de resina *epoxy* de 1" de diámetro, la cual es pulida a la mitad de su espesor. La selección para montar los zircones se realizó tratando que fuera lo más representativa para cada muestra. Se montaron en promedio de ~ 60 -80 zircones, colocados alrededor de los fragmentos de zircones estándar. De los montajes preparados para la medición, se tomaron microfotografías por catodoluminiscencia, las cuales se imprimieron y sirvieron de mapa guía de la distribución de los cristales de zircones al efectuar los análisis con el *LA-MC-ICPMS*.

En promedio se realizaron entre 25 a 40 análisis de zircones individuales para cada muestra, tratando de cubrir la mayor variedad de tamaños y formas de zircones, además de considerar en algunos casos los núcleos de algunos zircones con el objetivo de encontrar la edad de algunos núcleos heredados.

La medición de ^{204}Pb se hace tomando en cuenta el efecto isobárico del ^{204}Hg presente en el plasma de gas argón, por lo que es necesario remover los valores de fondo conocidos para la señal del pico ^{204}Hg . El fraccionamiento inter-elemental de Pb/U y Th/U en el láser es monitoreado analizando fragmentos de SL-1, un cristal de zircón concordante de Sri Lanka (SL-1) con edad obtenida por ID-TIMS de 564 ± 3.2 Ma (2σ) (Gehrels et al., 2008).

Este estándar es analizado una vez cada que se miden 5 muestras de zircón. Las edades de los granos de zircón reportadas están basadas en las relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ debido a que los errores de las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ son significativamente más grandes.

Las concentraciones de uranio y torio son monitoreadas analizando el estándar del *National Institute of Standards NIST 610 glass* con ~ 500 ppm de Th y U. Las correcciones de Pb común son corregidas usando la medición ^{204}Pb y asumiendo la composición inicial de Pb de Stacey y Kramers (1975) e incertidumbres de 1, 0.3 y 2% para el $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, respectivamente.

Los errores sistemáticos son propagados separadamente e incluyen la edad del estándar, la corrección de calibración de los análisis de los estándares, la composición del Pb común, y los valores de incertidumbre de la constante de decaimiento del U, y se reportan con un error $2 \sigma_m$. Para las muestras analizadas el error sistemático fue de ~1.2-2.0% para el $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y de 1.7% para el $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Para los análisis de granos que son interpretados como cogenéticos (de rocas ígneas) la media ponderada para un conjunto de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ o $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ es calculada usando el programa ISOPLOT de Ludwig (2003). Para la mayor parte de las muestras el MSWD (*mean squared weighted deviation*) de la media ponderada es <2.3 y el rango de incertidumbre es de ~0.5 a 2% (2-sigma) dependiendo principalmente de la edad y concentración de uranio (Gehrels et al., 2008) Las edades obtenidas se muestran en los siguientes diagramas: probabilidad relativa de las edades y diagramas de edades de concordia U/Pb, construidos con el programa Isoplot de Ludwig (2003).

Las edades de cristalización en primer término, se calcularon por el mismo programa, pero utilizando el algoritmo *TuffZirc* (Ludwig y Mundil, 2002), diseñado para conjuntos de zircones individuales en tobas del Fanerozoico, el cual considera que los zircones son vulnerables a tendencias en sus edades, tanto positivas debidas a xenocristales y núcleos heredados y negativas por la pérdida de Pb. El algoritmo está diseñado para eliminar los efectos de estas tendencias, discriminando estos zircones y tomando en cuenta sólo los cristales cogenéticos con la erupción, discriminando también, aquellos que

podrían tener tiempos inusuales de residencia en el magma. En este trabajo se tomaron como marco de referencia las edades obtenidas del *TuffZirc*, sin embargo, debido a consideraciones que se mencionan más adelante, se realizó también un análisis de los resultados obtenidos, y se efectuó un filtrado del mismo asumiendo criterios como el porcentaje de discordancia y la amplitud del rango de error. Cabe señalar, que con excepción de dos edades con diferencias mayores, las otras edades obtenidas son prácticamente las mismas.

En relación al fechamiento realizado en el Departamento de Geología de la Universidad Estatal de Washington, efectuado por Victor Valencia, con los procedimientos analíticos se describen por Chang et al. (2006). Debido a que la corrección del ^{204}Pb en cuadrupolo es difícil, lo que se hizo fue anclar los datos obtenidos al plomo común actual, y la edad de la concordia es la que se reporta, asumiendo que los zircones son comagmáticos. Los porcentajes de discordancia son menores al 10% y las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

Resultados

Las edades obtenidas de las nueve muestras fechadas por el método U-Pb aparecen en la Tabla 5, en donde se indican los sitios en que fueron tomadas (Figura 5 y 8). Los resultados detallados de las mediciones realizadas en forma individual para cada zircón analizado, se puede consultar en el Anexo 1 (A1, tablas 2 a 2g), en donde cada renglón representa los resultados obtenidos para cada análisis.

Edades U-Pb obtenidas del Campo Volcánico de Huautla

Pórfido Tamazola (muestra HU-453)

La muestra de esta unidad se recolectó a ~2 km al poniente de Santa Ana Tamazola, en la base del cerro Nanahualachi. Se trata de un cuerpo intrusivo de textura porfídica de composición granodiorítica con alteraciones hidrotermales, pero que presenta porciones relativamente frescas.

Tabla 5: Fechamientos U-Pb LA MC ICPMS realizados en zircones individuales de cuerpos de roca del CVH y zonas adyacentes

Muestra	Long (W)	Lat (N)	Unidad	Roca	N	n	MSWD	Edad (Ma)	Edades de zircones heredados (Ma)
HU-367	98° 48'35"	18° 25'29"	I. Maravillas	Ignimbrita	36	9	1.8	33.45±0.30	34.5-35.5; 36.1-36.6
HU-332	98° 42'48"	18° 14'29"	I. Tilzapotla	Ignimbrita	46	2 3	1.9	35.36±0.33	36.5-40; 294
HU-333	98° 42'25"	18° 14'31"	I. Tilzapotla	Ignimbrita	47	3 1	1.6	34.84± 0.29	37.5-40
HU-453	98° 51'41"	18° 19'29"	Tamazola	Pórfido	36	1 2	2.3	36.71±0.54	40-43; 88; 141
HU-496	99° 00'34"	18° 27'49"	F. Huautla	Andesita	19	1 6	1.01	32.9 ±0.60	134; 457; 776
HU-432	98° 25'33"	18° 20'45"	Intrusivo Chiautla	Granodirita	30	2 5	2.1	32.46±0.59	149.7-162.6
HU-492	99° 35'03"	18° 33'52"	I. San Gregorio	Ignimbrita	24	1 5	1.5	35.77±0.42	36.5-38.9
VALLEB	100° 10'01"	19° 03'40"	I. Valle de Bravo	Ignimbrita	46	2 0	1.9	35.59±0.40	36.0-36.9; 38.5
MU-100	100° 10'08"	18° 52'13"	Toba El Sauz	Toba	44	1 7	3.7	34.43±0.51	35-37

Los fechamientos U-Pb LA-MC-ICPMS se realizaron con la supervisión del Dr. Valencia en el Laser Chron Laboratory de la Universidad de Arizona en Tucson, con excepción de la muestra HU-453 que se realizó en Washington State University, Pullman Washington.

N: número total de análisis; n: número de análisis considerados al obtener la edad de cristalización de un grupo coherente con un 95% de confianza; MSWD: *mean squared weighted deviation*

Se realizaron 36 análisis por ablación láser en zircones individuales, de los cuales en un primer filtro se descartaron 19 análisis por presentar una discordancia >5% o con rangos de error amplios. De los análisis restantes, 5 se consideraron de zircones heredados con edades >40 Ma, que se agrupan en tres conjuntos, el primero con edades comprendidas entre los 40 y 43; uno de 88 Ma y otro de 141 Ma. Todas las relaciones U/Th son <6, lo que corresponde a un típico origen magmático (Rubatto, 2002). Se obtuvo una edad de cristalización de 36.71 ±0.54 Ma, a partir de un grupo coherente de 12 puntos con un 95% de confianza y un MSWD de 2.3 (Figura 20, Tabla 5). La edad obtenida muestra que esta unidad constituye el registro más antiguo de actividad magmática “*in situ*” del CVH.

El primer grupo de edades heredadas, es similar a otras edades obtenidas que se descartaron por su porcentaje de discordancia, que en conjunto permiten reconocer la presencia de un episodio magmático ubicado dentro de un rango entre ~40-45 Ma.

La edad de un zircón heredado de 141 Ma, así como la de 134 Ma obtenida en la muestra HU-496 de la Formación Huautla corresponden a edades obtenidas para los esquistos Taxco y Tejupilco (Talavera et al., 2007 y Elías-Herrera et al., 2009). Aunque las edades de dos zircones no son suficientes para sugerir que la PGM se edifica sobre un basamento formado por estas unidades del Terreno Guerrero, como ha sido sugerido con otros argumentos por Ortega-Gutiérrez y Elías-Herrera (2009), son evidencias que trabajos futuros tendrán que valorar.

Ignimbrita Tilzapotla (HU-332 y HU-333)

Las muestras HU-332 y HU-333 se colectaron a ~0.5 km al NW de Pilcaya, fuera del área cartografiada, aproximadamente a dos kilómetros del borde sureste del CVH (Figura 5). En el primer caso, corresponde por la edad obtenida al miembro de color verde de la ignimbrita Tilzapotla, y en el segundo a la ignimbrita rosa típica de dicha unidad.

La muestra HU-332 corresponde a una ignimbrita rica en cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita de color verde. Se llevaron a cabo 47 análisis por ablación láser en 39 cristales de zircones. Se empleó un haz de láser de diámetro de 50 μm en 29 análisis y de 35 μm para los demás. No fueron considerados 13 análisis cuya discordancia es $>19.5\%$. Asimismo, fueron consideradas once edades heredadas mayores a 36.5 Ma, nueve de ellas podrían ser consideradas de acuerdo a los esquemas de Charlier et al (2005) y Bryan et al. (2008) como a antecristales, asociados a fases magmáticas previas con un rango de edad entre 36.5 a 40 Ma, y las otras son xenocristales con edades de 84 y 294.8 Ma.

En forma semejante a la muestra anterior, en aquellos zircones en los que se efectuó más de una medición sus núcleos mostraron edades entre 36 y 40 Ma. La edad de cristalización que se obtuvo es de 35.4 ± 0.33 Ma a partir de un grupo coherente de 23 puntos con un 95% de confianza y un MSWD de 1.9. Para esta misma muestra se realizó un fechamiento K-Ar en un concentrado de biotita que aportó una edad de 34.8 ± 0.9 Ma, idéntica dentro de sus errores.

Al respecto, es importante señalar que en el fechamiento U-Pb realizado se obtuvieron en seis análisis edades comprendidas en el rango de 34.2 a 34.8 Ma, las cuales es probable que representan la edad del último evento magmático, y las edades más antiguas representen las edades de los eventos magmáticos previos a la edificación del CVH, característica que se advierte en la muestra HU-333 y HU-367 de la Ignimbrita Maravillas que se describe más adelante. Cabe señalar, que en el registro estratigráfico reconocido, el miembro verde de la Ignimbrita Tilzapotla se encuentra descansando sobre la ignimbrita rosa, por lo que su edad debe ser ligeramente más joven.

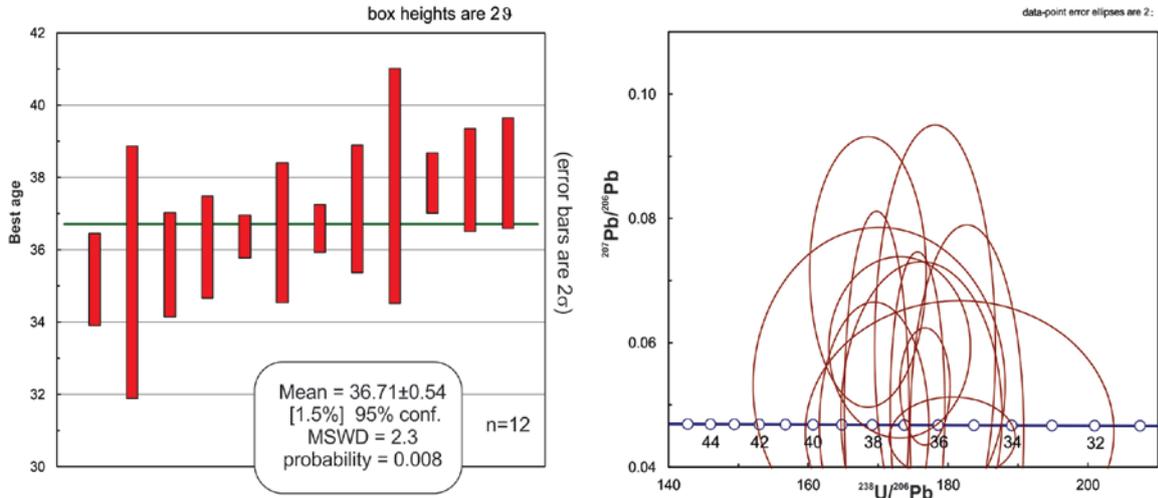
Las edades de cristalización obtenidas tienen implicaciones de particular importancia, ya que por una parte permiten reconocer los afloramientos más alejados al oriente de las facies distales de la Ignimbrita Tilzapotla.

Asimismo, las edades de cristalización dentro de la cámara magmática, en combinación con el reporte de una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en cristales individuales de sanidino de 34.26 ± 0.1 de la Ignimbrita Tilzapotla interpretada como la edad de la erupción (Morán-Zenteno et al., 2004), proporciona información sobre el tiempo de residencia de los magmas, de tal forma que el tiempo de residencia estimado de los magmas es de ~ 0.58 Ma.

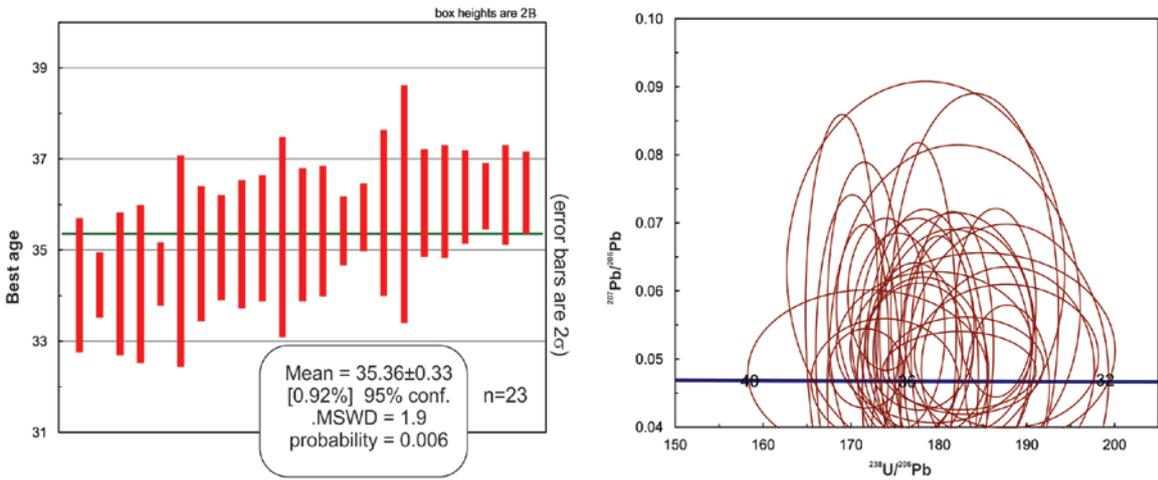
La muestra HU-333 es una ignimbrita rica en cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita de textura vítrea. Se efectuaron 47 análisis por ablación láser en 40 cristales de zircones, en todos los casos con un haz de láser con diámetro de $35 \mu\text{m}$. Se descartaron 12 análisis con un porcentaje de discordancia $>19.5\%$. De los análisis restantes, son consideradas edades heredadas las mayores a 37 Ma.

La edad de cristalización obtenida fue de 34.84 ± 0.29 Ma, a partir de un grupo coherente de 31 puntos con un 95% de confianza y un MSWD de 1.6 (Figura 20, Tabla 5).

Pórfido Tamazola
(HU-453)



Ignimbrita Tilzapotla Verde
(HU-332)



Ignimbrita Tilzapotla Rosa
(HU-333)

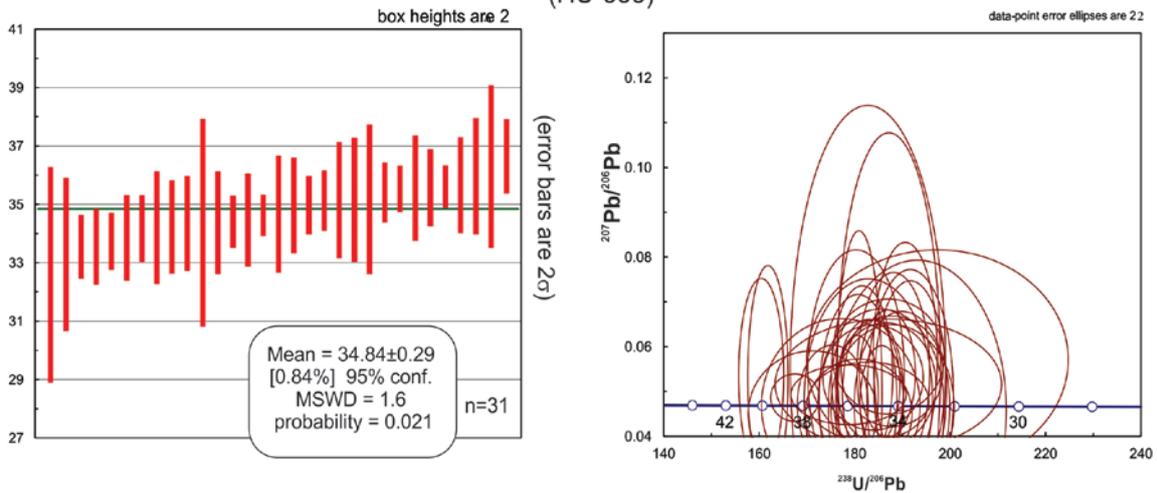


Figura 20 (a) Diagramas de barras Tuff zirc que muestran el promedio ponderado de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y (b) diagramas de concordia Tera-Wasserburg donde se grafican los valores $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de los spots obtenidos para los zircons de las muestras: Pórfido Tamazola HU-453, Ignimbrita Tilzapotla Verde HU-332 e Ignimbrita Tilzapotla Rosa HU-333. Los datos están reportados con el error 2σ tanto para las barras como para las elipses.

Ignimbrita Maravillas (HU-367)

La muestra HU-367 es una ignimbrita pumicítica pobre en cristales que se recolectó en la Colonia Maravillas, en la porción inferior de la secuencia.

Se llevaron a cabo 46 análisis de zircones, uno por cristal, de los cuáles no fueron considerados 24 mediciones por presentar una discordancia >20% o un error amplio. Al considerar criterios semejantes a los anteriores, las edades mayores a los 36 Ma se consideraron heredadas. La edad de cristalización que se obtuvo con estos criterios fue de 34.7 ± 0.37 Ma a partir de un grupo coherente de 18 puntos con un 95% de confianza y un MSWD de 1.8 (Anexo 1, Tabla AI-2c).

Al considerar el programa *TuffZirc Age*, la edad de cristalización obtenida es más joven, de 33.45 ± 0.3 Ma, y se obtiene a partir de un grupo coherente de 14 puntos con un 96.1% de confianza (Figura 10, Tabla 4). Esta segunda edad se consideró más confiable al tomar en cuenta los argumentos siguientes:

En una localidad más al norte, esta unidad fue fechada también, pero con el método K-Ar en un concentrado de biotita, en el cual se realizaron dos mediciones que proporcionaron una edad de 31.4 ± 0.6 y 32.0 ± 0.4 Ma.

En el caso de los análisis U-Pb las edades más antiguas están registrando de acuerdo a Charlier et al. (2005); Bryan et al. (2008), las edades de antecristales que predatan eventos de fases magmáticas previas al CVH, como son las de la Ignimbrita Tilzapotla y la de un evento magmático temporalmente semejante al Pórfido Tamazola, las cuales contribuyen a obtener una edad ligeramente más antigua de lo que en realidad es, situación que se aprecia en el diagrama de distribución multimodal obtenido, que muestra eventos magmáticos previos a la Ignimbrita Maravillas que se reconocen en la estratigrafía (Figura 9c).

Por lo anterior, la edad de cristalización con un pico máximo de 34.5, que no corresponde a 33.45 Ma se aproxima en forma más real el evento volcánico de la Ignimbrita Maravillas, además de que es más acorde con las edades K-Ar obtenidas. Lo anterior también implica, que de acuerdo a las edades de zircones obtenidas que corresponden a la Ignimbrita Tilzapotla, que depósitos

de esta última deben encontrarse ampliamente distribuidos en varios lugares bajo el CVH (ver secciones Figura 4).

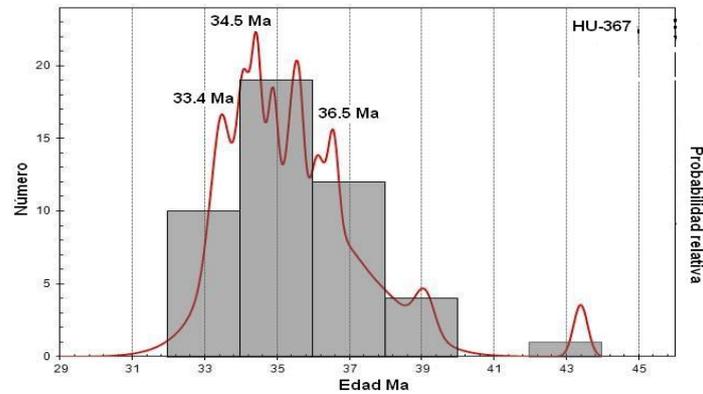


Figura 21: Diagrama con curvas de distribución de las edades obtenidas en la muestra HU-367 de la Ignimbrita Maravillas (33.4 Ma), en que se registran las edades de “antecristales”, los cuales pre datan eventos de fases magmáticas previas al CVH, como son la Ignimbrita Tilzapotla (34.5 Ma) y el Pórfido Tamazola (36.5 Ma).

Otros dos argumentos que favorecen la existencia de un evento de magmatismo silícico con un rango de edad entre los ~31.5 y 33.5 Ma, más joven al de la Ignimbrita Tilzapotla, son en primer término la edad de la Granodiorita de Chiautla (Cerca, 2004, y este trabajo), así como reportes de edades de ignimbritas con edades entre 31 y 33 Ma en las periferias del CVH (Campa et al., 2002 y Molina y Ortega, 2006), y en segundo lugar las edades K-Ar obtenidas en este trabajo de 32.1 y 32.6 Ma de depósitos de cenizas de la Formación Oapan que subyacen en la zona de Ayoxustla a la Ignimbrita Maravillas.

Si se consideran los fechamientos realizados en un depósito de ignimbritas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y sanidino de 33.01 y 33.1 Ma por Molina-Garza y Ortega (2006), ubicados en la región de Copalillo, a pocos kilómetros del área de estudio como parte del evento eruptivo que dio origen a la Ignimbrita Maravillas, con las edades de cristalización obtenidas, es posible estimar el

tiempo de residencia del este sistema magmático en ~0.44 Ma., ligeramente inferior a los estimados para las Ignimbritas de Tilzapotla y Valle de Bravo (Figura 24, grafica de edades U-Pb vs ^{40}Ar - ^{39}Ar).

Formación Huautla (HU-496)

La muestra corresponde a una muestra de andesita de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, de una localidad ubicada en un banco de material alrededor de 300 m de la desviación a la Reserva Ecológica de Huautla, se encontraron cuerpos de roca con un grado de alteración mucho menor a la observada para esta unidad. Como se indicó anteriormente, es la única muestra que se midió por LA-ICP MS en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad Estatal de Washington por Víctor Valencia.

Se realizaron 19 análisis individuales en zircones, de los cuáles tres corresponden a edades de xenocristales heredadas de 134, 457 y 776 Ma. La edad de concordia obtenida fue de 32.9 ± 0.6 Ma con un MSWD de 1.1 (Figura 22, Tabla 5). La edad obtenida es congruente con las relaciones estratigráficas reconocidas y con las edades obtenidas en el CVH.

Sólo se consideraron análisis de zircones con discordancias menores al <10%. Esta muestra fue medida también por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (ver apartado de Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), en un concentrado de plagioclasa, pero la edad obtenida fue de 27.5 ± 0.8 es anómala con respecto al registro estratigráfico obtenido.

Respecto a la edad de un zircón heredado de 134 Ma, es semejante a las edades reportadas para los Esquistos Taxco y Tejupilco del Terreno Guerrero (Campa et al., 2004; Talavera et al., 2007; Elías-Herrera et al., 2009), además de que es una edad heredada similar a las obtenidas en otras muestras. Las otras edades obtenidas son discordantes y su significado no es claro.

Edades U- Pb obtenidas de centros volcánicos silícicos vecinos

Se realizaron cuatro fechamientos adicionales fuera del CVH con dos objetivos centrales: disponer de edades U-Pb de unidades en que no se contaba con fechamientos por éste método, y en segundo término por el interés de obtener edades de zircones heredados que proporcionaran información sobre la edad del basamento sobre el cuál se edifican algunos de los campos volcánicos silícicos.

Granodiorita de Chiautla (HU-432)

La muestra fechada es una granodiorita con hornblenda y biotita que procede de una localidad ubicada a ~500 m al norte del poblado de San Francisco, próximo a Chiautla, Puebla. La Granodiorita de Chiautla se edifica en la traza de la falla de Papalutla en su sector norte (Elías-Herrera, com. personal). Se realizaron 30 análisis de zircones individuales, 17 se efectuaron con un haz de láser de diámetro de 35µm y el resto con uno de 50µm.

En tres mediciones se consideró que se presentan pérdidas de plomo y dos corresponden a xenocristales heredados con edades concordantes de 149.7 y 162.6 Ma, respectivamente, las cuales muestran más afinidad con los episodios de magmatismo del Jurásico Superior del Terreno Guerrero (Talavera-Mendoza et al. 2007; Elías-Herrera et al. 2004), que apoyan la tesis de considerar la falla de Papalutla como el límite oriental de dicho terreno (Ortega-Gutiérrez y Elías-Herrera, 2009).

La edad de cristalización de la muestra es de 32.46 ± 0.59 Ma a partir de un grupo coherente de 25 puntos y una MSWD de 2.1 (Figura 22, Tabla 5). Esta unidad ha sido fechada previamente por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en un concentrado de biotita reportado por Cerca (2004), que aportó una edad 30.9 ± 0.3 Ma, la cual corresponde a su edad de enfriamiento.

Ambos fechamientos representan la edad del último episodio silícico de la región y tiene correlación temporal con la Ignimbrita Maravillas. Es probable que la diferencia en la edad se deba a que este cuerpo intrusivo fue emplazado

a lo largo de varias etapas como se ha sido sugerido para cuerpos plutónicos (Glazner, 2004). Sin embargo, la diferencia obtenida es mayor que las variaciones que se han sugerido en la literatura que en general son menores al medio millón de años (Bachmann, 2011). Un aspecto importante de considerar, es que la edad de este cuerpo intrusivo silícico corresponde con el episodio de magmatismo silícico propuesto en este estudio de ~ 33-31.5 Ma.

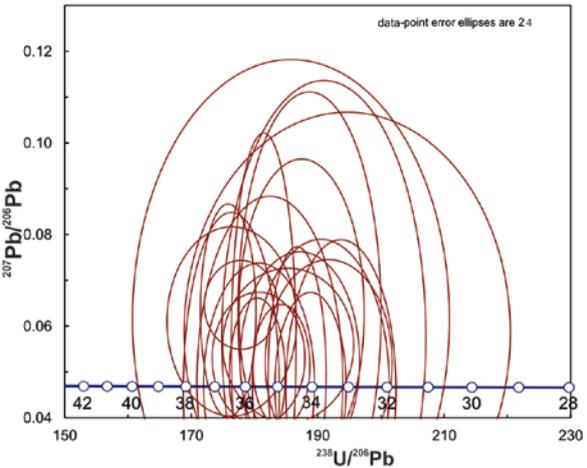
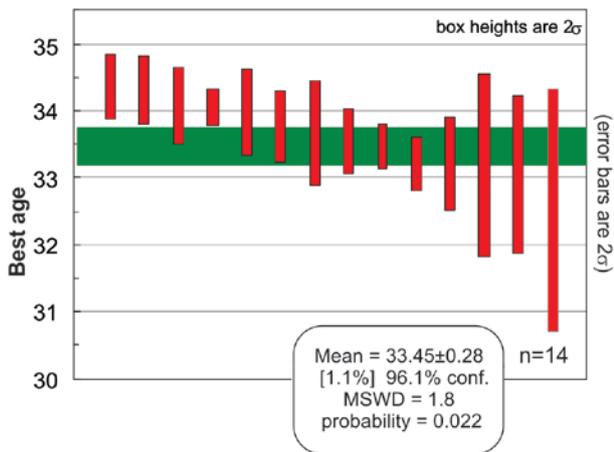
Ignimbrita San Gregorio del campo volcánico de Taxco (HU-492)

La muestra fechada corresponde a una ignimbrita rica en cristales de sanidino que se ubica ~200 m del mirador que se encuentra en la entrada de Taxco, Guerrero (Figura 3). Se efectuaron un total de 30 análisis individuales en diferentes zircones, con un diámetro del haz del láser de 30 μ m.

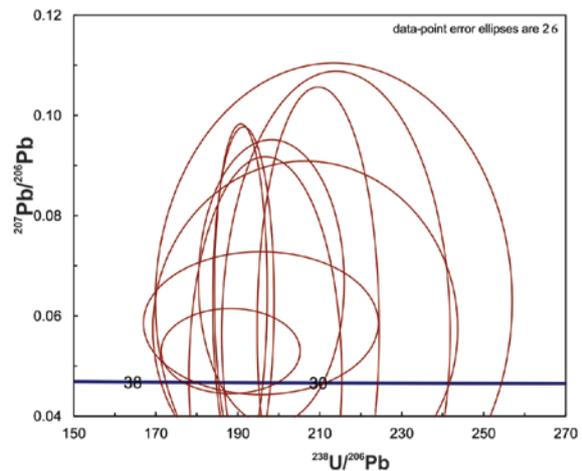
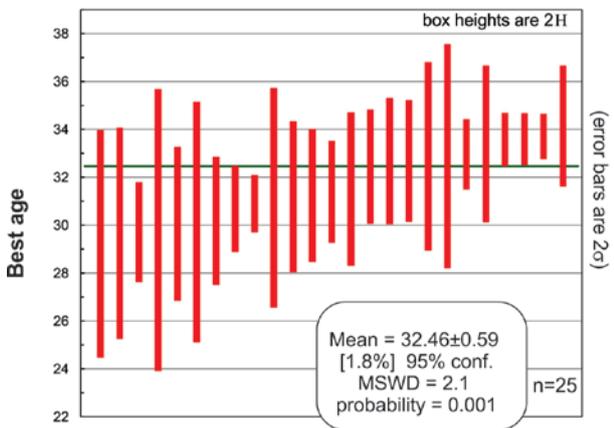
Se descartaron cinco análisis por presentar una discordancia >15%. Se consideraron edades heredadas de antecristales aquellas >36.5 Ma, ya que aunque no son parte en forma estricta del sistema magmático, muestran continuidad de la historia del CVH, de tal forma que la edad de cristalización obtenida fue de 35.8 \pm 0.42 Ma a partir de un grupo coherente de 15 puntos con un 95% de confianza y una MSWD de 1.5 (Figura 11, Tabla 4). Todas las relaciones U/Th<6, lo que corresponde a un origen magmático (Rubatto, 2002).

De forma semejante a la Ignimbrita Maravillas, en las edades obtenidas en forma individual para cada zircón se advierte la presencia de antecristales de un episodio volcánico anterior del campo volcánico de Taxco, la cual temporalmente es similar a la Caldera de la Goleta (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011) y a un episodio de magmatismo entre ~37 y 39 Ma que corresponde a la Ignimbrita San Gregorio. La cronología del campo volcánico de Taxco, muestra similitudes al CVH, en relación a presentar un lapso de emplazamiento más amplio en relación con los demás centros volcánicos del sector, con una duración entre ~4.5 a 6 Ma.

Ignimbrita Maravillas
(HU-367)



Granodiorita Chiautla
(HU-432)



Huautla
(HU-496)

Muestra HU-496
Concordia Age = 32.9 ± 0.6 Ma
Se Incluyen errores analíticos y sistemáticos
MSWD (of concordance) = 1.01

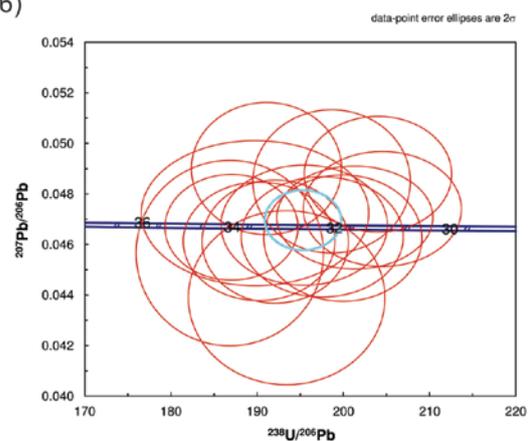


Figura 22 (a) Diagramas de barras que muestran el promedio ponderado de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y (b) diagramas de concordia donde se grafican las edades U-Pb obtenidas para los zircones de las muestras:

Ignimbrita Maravillas, Granodiorita de Chautla y Formación Huautla, para esta última sólo se muestra la edad de concordia. Los datos están reportados con el error 2σ tanto para las barras como para las elipses.

La Ignimbrita San Gregorio ha sido fechada previamente por el método K-Ar por Alaníz-Álvarez et al. (2002) con una edad 33.1 ± 0.8 Ma. También se ha fechado una muestra procedente de los sistemas de vetas del Distrito Minero de Taxco obtenido de un cristal de la ganga mineral de adularia por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del que se obtuvo una edad de 34.9 ± 0.2 Ma (Farfán y González, 2011)

Ignimbrita de Valle de Bravo (Muestra ValleB)

La muestra fechada corresponde a una ignimbrita que se ubica ~3 km al noroeste de San Pedro Tenayac, en SW del centro volcánico silíceo de Valle de Bravo (Figura 3). Se realizaron un total de 46 análisis individuales en 42 zircones, en 34 análisis se utilizó un haz de láser con diámetro de 30 μm y en el resto de 50 μm . De las mediciones obtenidas no se consideraron los resultados de las muestras con una discordancia >26% o errores >1.8 Ma. La edad de cristalización obtenida es de 35.59 ± 0.40 Ma a partir de un grupo coherente de 20 puntos con un 95% de confianza y una MSWD de 1.9. Todas las relaciones U/Th < 6, lo que indica un origen magmático (Rubatto, 2002). (Figura 11, Tabla 4). Se registra la presencia de antecristales, una población con un rango de edades de 36.0 a 36.9 y otra de 38.5 Ma que predatan un eventos magmáticos con edades semejantes a las reportadas para la Caldera de la Goleta (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011) y a las edades obtenidas en antecristales de zircones heredados.

Existe el reporte de un fechamiento de una muestra procedente de las sucesiones del pórfido riolítico del Peñón realizada en un concentrado de sanidino por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que dio una edad de enfriamiento 34.87 ± 0.15 Ma (Blatter et al., 2001). También se fechó la mineralización en esta sucesión por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 32.9 ± 0.1 y 33.1 ± 0.1 Ma (Camprubi et al., 2003).

Toba El Sauz del Centro Volcánico de La Muñeca (MU-100)

La muestra fechada procede de una localidad cercana al Potrero de Ixtapan al suroeste de Tejupilco, Estado de México (Figura 5). La unidad Toba El Saúz fue descrita por Chapela-Lara (2008) y está constituida por ignimbritas de

textura eutaxítica con cristales de plagioclasa, feldespatos y con líticos de esquistos y lavas.

Se efectuaron un total de 44 análisis en zircones individuales, de los cuales en 33 análisis se empleó un haz de láser con un diámetro de 30 μm y el resto con un diámetro de 50 μm . Se eliminaron 25 datos, ya sea por presentar discordancias >25% o errores >1 Ma. La edad de cristalización obtenida es de 34.43 ± 0.51 Ma a partir de un grupo coherente de 17 puntos con un 95% de confianza y una MSWD de 3.7 (Figura 11, Tabla 4).

Existe un conjunto de antecristales que predatan eventos magmáticos previos que pueden agruparse en poblaciones de 35 a 35.4; 36 a 36.8 y 37.3 Ma., las cuales son semejantes a las reportadas para el centro volcánico de Valle de Bravo, la Caldera de la Goleta y un evento reconocido en forma aislada en varios sectores de la región (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011; Blatter et al, 2001 y este trabajo). Lo anterior, es acorde a la ubicación que tiene el centro volcánico de la Muñeca con respecto a los otros centros volcánicos.

Al analizar en forma conjunta las edades obtenidas de zircones heredados en los fechamientos que se realizaron, solo en cuatro muestras se reconocieron cristales heredados y en mínima cantidad, por lo que se aprecia cierta escasez de ellos, y existe además cierto predominio de edades de antecristales. Los factores que controlan la presencia o ausencia de zircones heredados incluyen la temperatura de fusión cortical, la composición, el grado de saturación del Zr, así como el tiempo de residencia en el magma (Watson y Harrison, 1983; Bacon y Lowenstern, 2005). Una posible explicación a la ausencia de xenocristales de zircones heredados, sea que probablemente los magmas en la región tenían una temperatura que excedía la temperatura de saturación de Zr (T_{Zr}), lo cual provoca una subsaturación de Zr y una extensiva disolución de los zircones heredados (Bacon y Lowenstern, 2005). Otro detalle de interés, es que dos de las muestras que presentan zircones heredados corresponden a cuerpos intrusivos.

Por lo que respecta a la presencia persistente de antecristales en los fechamientos realizados, permiten reconocer que varios centros volcánicos se edificaron sobre el registro previo de episodios magmáticos similares, situación que también ha sido reconocida en algunos sectores de la Sierra Madre Occidental por Bryan et al (2008), la cual han interpretado como un proceso de

reciclamiento de materiales de la corteza involucrados en la fusión parcial y/o la removilización de zircones del “mush” parcialmente solidificado.

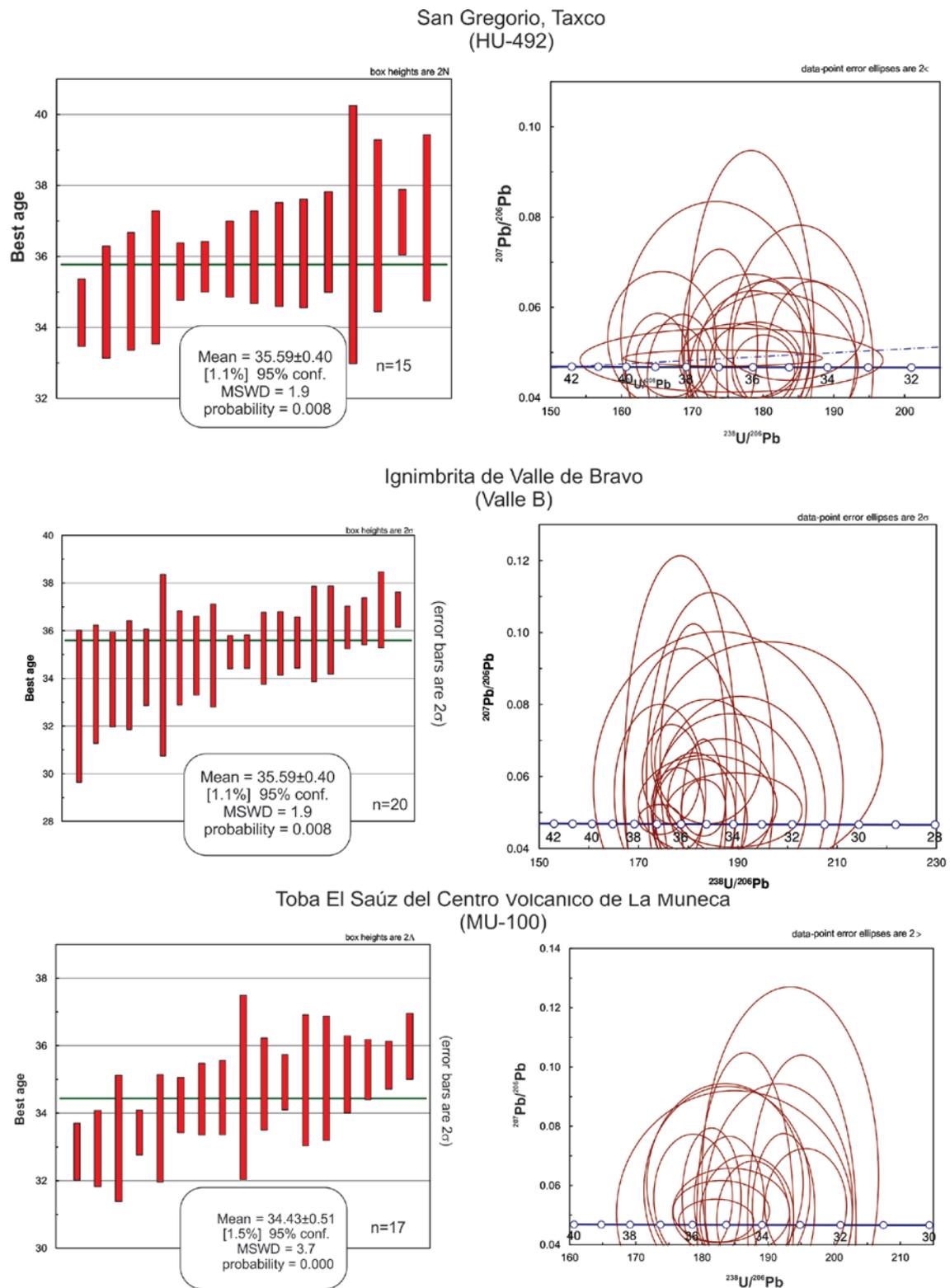


Figura 23 (a) Diagramas de barras que muestran el promedio ponderado de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y (b) diagramas de concordia donde se grafican las edades U-Pb obtenidas para los zircones de las muestras: Ignimbrita San Gregorio, Taxco; Ignimbrita Valle de Bravo y Toba el Saúz. Los datos están reportados con el error 2σ tanto para las barras como para las elipses

Capítulo 6. Resultados geoquímicos

Con el objetivo de clasificar y determinar las características geoquímicas de las rocas del Campo Volcánico de Huautla (CVH), se colectaron muestras representativas de diferentes zonas y niveles estratigráficos, así como de varios cuerpos ígneos de interés ubicados en áreas vecinas, con el objeto de caracterizar geoquímicamente los eventos magmáticos reconocidos. Se realizaron análisis de elementos mayores y traza, así como de isótopos de Sr, Nd y Pb, los cuales se efectuaron en rocas volcánicas, y en menor proporción en cuerpos subvolcánicos e intrusivos. Esto permitió realizar inferencias sobre su petrogénesis, y vincularlos con los centros volcánicos del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur.

Los resultados de los análisis obtenidos de elementos mayores y traza aparecen en el Anexo 2, Tabla All-1, en tanto que las composiciones isotópicas pueden consultarse en el Anexo 2, Tablas All-2. La descripción de las tendencias más relevantes estos resultados se presenta a continuación, junto con los diagramas utilizados para el estudio de rocas volcánicas a partir de estos elementos.

6.1 Elementos Mayores

En este estudio se integran 70 análisis de elementos mayores, de los cuales ~60% se realizaron en este trabajo el 40% restante ya se encontraban disponibles en tesis de licenciatura del grupo de investigación (Anexo 2, Tabla All-1). Los análisis de elementos mayores fueron realizados por Rufino Lozano en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), con la metodología descrita por Lozano et al.(1995).

La mayor parte de los análisis son de unidades del CVH, y corresponden principalmente a cuerpos volcánicos de sucesiones de andesitas y dacitas, también se incluyen algunas muestras de diques, de la Ignimbrita Maravillas y del pórfido Tamazola que es la unidad ígnea “*in situ*” más antigua del CVH, así como de un pórfido de composición intermedia denominado el Chautle, que no obstante que aflora en el área de estudio su edad es contemporánea a la

caldera de Tilzapotla. Se realizaron además análisis de los cuerpos intrusivos de Chiautla (San Francisco) y Coxcatlán. En el primer caso, localizado al oriente del CVH, se llevó a cabo la caracterización geoquímica debido a que las edades reportadas (Cerca, M., 2004; y este trabajo) son muy semejantes a las obtenidas para la Ignimbrita Maravillas, de tal forma que se considera como probable equivalente intrusivo de la Ignimbrita Maravillas. .

Se incluyen análisis de las facies extracaldera de la Ignimbrita Tilzapotla que forman parte del área cartografiada, procedencia que fue confirmada al realizar los estudios geocronológicos. Los análisis de estos últimos datos sólo se incluyeron en las tablas correspondientes.

En términos de elementos mayores los cuerpos de rocas que constituyen el CVH están representados por un amplio rango con contenidos de SiO_2 que varían entre 55-75 wt.% (base anhidra) y se encuentran dentro del campo de las andesitas basálticas, andesitas, dacitas y las riolitas. En un diagrama de clasificación TAS (total de álcalis contra SiO_2 de Le Bas et al., 1986) para rocas volcánicas (Figura 24a). Se reconoce que no obstante la amplia variación, la mayor parte de las muestras se concentran en los campos de las andesitas y dacitas. En el mismo diagrama TAS, se utilizó el criterio de división propuesto por Irvine y Baragar (1971), y se observa que con excepción de una muestra de un dique de la Andesita Tepalcingo, todas las demás forman parte del campo de las rocas subalcalinas (Figura 24b). En el diagrama de clasificación de Miyashiro (1974) las rocas del CVH siguen una tendencia de diferenciación calcialcalina, en la que la relación FeO^{tot} muestra un rango de variación prácticamente constante en relación al $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$, además un conjunto de muestras describen una tendencia ligeramente toleítica. La mayor parte de las muestras presentan contenidos intermedios de K y algunas a la serie de alto K (Le Maitre, 2002), estas últimas corresponden principalmente a la Ignimbrita Maravillas (Figura 24c)

La figura 25 muestra los diagramas de tipo Harker en que se observa la variación de elementos mayores en relación al contenido de SiO_2 , utilizado como índice de diferenciación. Se puede observar que en la mayoría de los casos los datos muestran una tendencia lineal bien definida y continua. Se

pueden reconocer los siguientes patrones de comportamiento: al aumentar el contenido de SiO₂ disminuye gradualmente la concentración de CaO, Fe₂O₃, TiO₂, MgO, Al₂O₃ y P₂O₅, esa correlación negativa es buena para los tres primeros casos (Figuras 25a, g, e), en tanto que para el MgO y Al₂O₃ su correlación es regular, además de que en el primer caso además se observa discontinuidad. Los datos de P₂O₅, son muy dispersos, sin embargo se aprecia una ligera correlación negativa, en donde sus contenidos tienden a mantenerse concentrados en un rango de poca variación (Figuras 25 b, d, f). En el caso de los contenidos de K₂O (Figura 24c), muestran una correlación positiva en la que éste de incrementa gradualmente al aumentar la concentración de SiO₂, que es un patrón típico de las rocas de zonas de subducción (Winter, 2010). Además el incremento de K₂O con sílice, y la correlación negativa de Fe₂O₃, TiO₂, CaO y MgO con la sílice, sugieren el fraccionamiento de minerales ferromagnesianos, feldespatos y óxidos de Fe-Ti, o bien la mezcla de dos componentes. En relación al Na₂O, las variaciones con la sílice se mantienen prácticamente constantes (Figura 25c), y los datos del MnO son muy dispersos (Figura 25h).

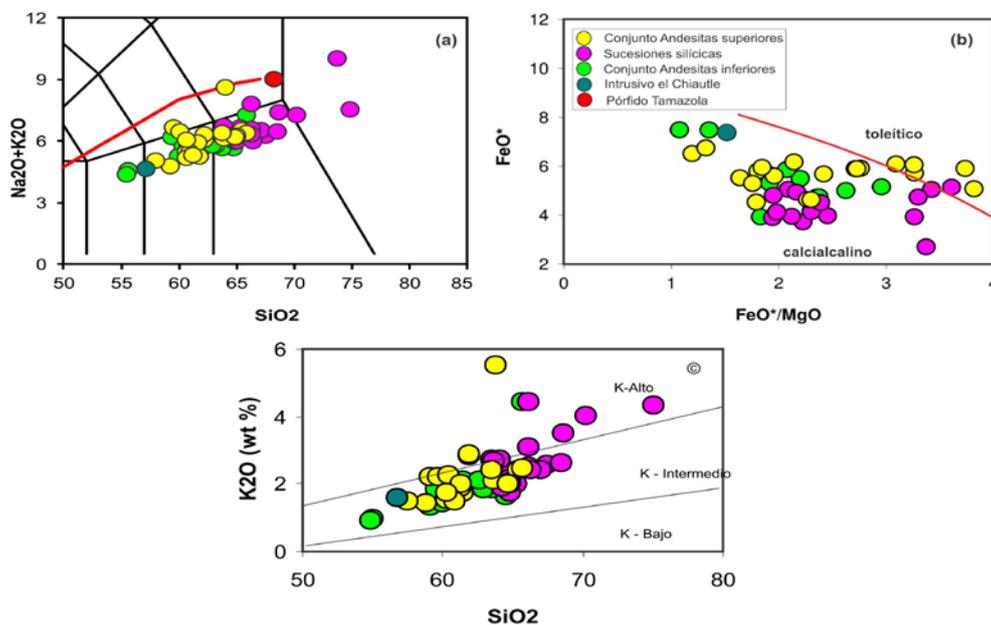


Figura 24 Diagramas de clasificación química para las rocas del CVH

Las abundancias de los elementos mayores, expresadas en óxidos están normalizadas al 100% wt.% en base anhidra. a) Diagrama de variación de álcalis totales vs SiO₂ de Le Bas et al. (1986); la división de los campos alcalino y subalcalino de Irvine y Baragar (1971). b) Diagrama de variación de FeO^{tot} vs. FeO^{tot}/MgO de Miyashiro (1974) FeO^{tot} calculado=0.8998 Fe₂O₃^{tot}. La mayor parte de las muestras presentan contenidos intermedios de K y algunas a la serie de alto K (Le Maitre, 2002)

A través de los análisis de elementos mayores se reconocieron algunas características particulares de las sucesiones volcánicas del CVH.

Las rocas más máficas del CVH corresponden a cuatro muestras de derrames de andesitas basálticas de las unidades Linderos del CVI y Tepalcingo del CVS, además de otro cuerpo máfico que aflora en el área cartografiada denominado con Intrusivo el Chautle, que por su edad reportada recientemente y su cercanía al anillo de la caldera de Tilzapotla (Martiny et al., 2012), parece tener mayor afinidad con los eventos magmáticos de dicha caldera.

Las andesitas basálticas del CVH se caracterizan por presentar patrones geoquímicos similares como son sus altos contenidos de MgO, TiO₂ y CaO, además de un alto número de magnesio: ($Mg\# = 100[Mg^{+2}/(Mg^{+2}+Fe^{+2})]$), el cual varía entre 61 y 66. El diagrama de la Figura 26a, muestra que el Mg# aumenta en forma directamente proporcional al contenido de Mg con una tendencia lineal coherente, en tanto que varía en proporción inversa al porcentaje de sílice, pero en este caso la tendencia no muestra buena coherencia, y se reconocen aparentemente dos líneas de correlación que corresponden a las sucesiones silícicas e intermedias (Figura 26b).

En los niveles estratigráficos superiores de este conjunto (Formación Huautla) tienden a ser la transición a las sucesiones silícicas de la Dacita Agua Fría e Ignimbrita Maravillas, además de que algunas de las muestras al ser normalizadas ocupan el campo de las rocas dacíticas. Otra particularidad, es que las sucesiones inferiores integran las rocas más máficas del CVH.

En el caso del CVS su rango de variación en los contenidos de SiO₂ es menor, además de que la mayor parte de las muestras se encuentran concentradas en el rango entre el 59 y 62% de SiO₂. Algunas de las muestras se ubican en el límite inferior del campo de las dacítas. Las muestras de andesitas de la unidad Cerro Frío, se caracteriza por presentar rasgos de procesos posteriores de silicificación incipiente.

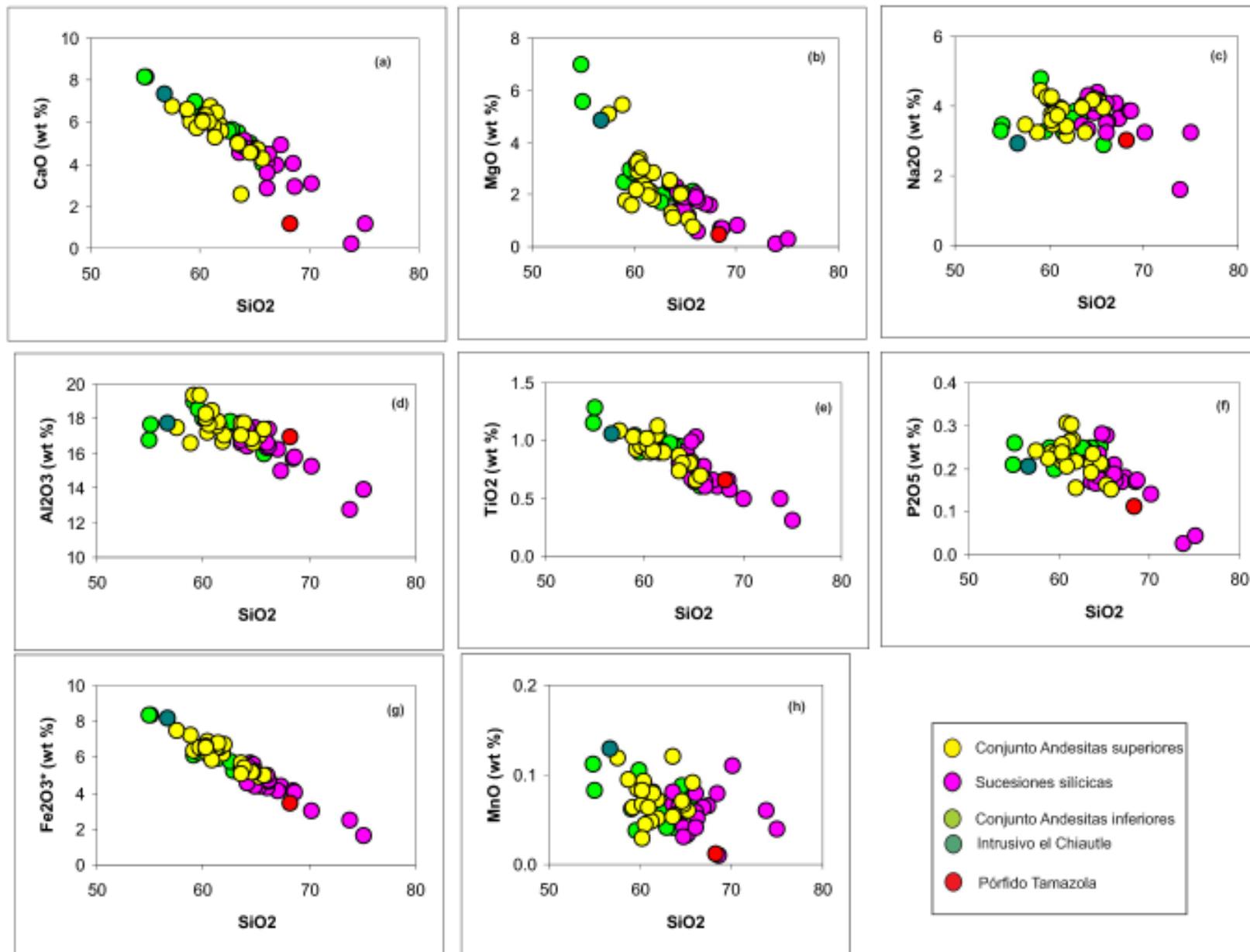


Figura 25 Diagramas de variación de elementos mayores de las sucesiones de andesitas inferiores y superiores, de las sucesiones silíceas, intrusivo el Chiautle y Pórfido Tamazola. Las abundancias de los elementos mayores están expresados en óxidos, normalizados al 100 wt. % en base anhidra. Diagramas de (a) CaO, (b) MgO, (c) Na₂O, (d) Al₂O₃, (e) TiO₂, (f) P₂O₅, (g) Fe₂O₃, (h) K₂O, (i) MnO vs SiO₂.

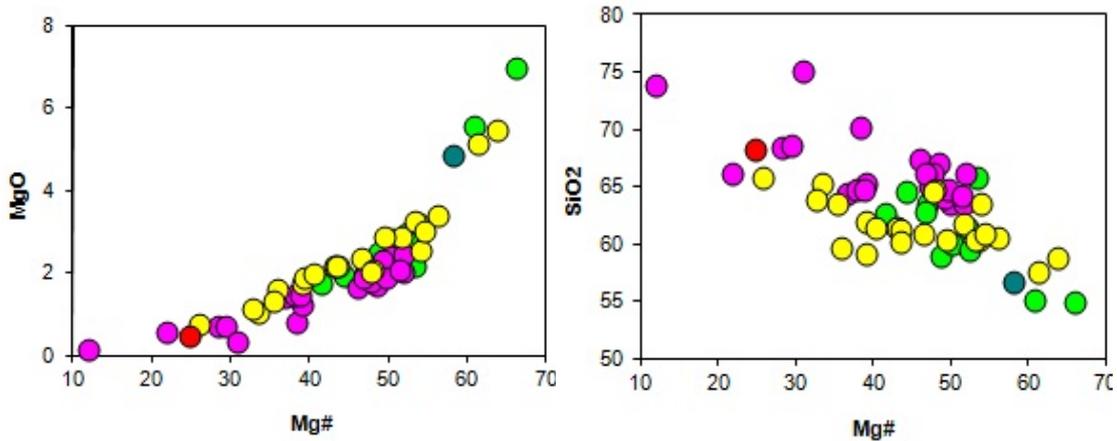


Figura 26 Diagramas de variación de los elementos mayores de las sucesiones del CVH. Las abundancias de los elementos mayores, expresadas en óxidos están normalizadas al 100 wt.% en base anhidra.

6.2 Elementos Traza

Este estudio integra 34 análisis de elementos traza (Anexo 2, Tabla AII-1) de los cuales un poco más del 70% fueron realizados en esta investigación, y los demás corresponden a estudios previos realizados por el grupo de trabajo. Las características más relevantes en el comportamiento de los elementos traza de las sucesiones de rocas del área de estudio, se reconocieron en diferentes tipos de diagramas, los cuales permiten observar los patrones que estos presentan.

Los análisis de elementos traza se realizaron en el Laboratorio de ICP MS del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) por Juan Pablo Bernal, Elena Lounejeva y Sonia Angeles. Consultar los detalles sobre equipo y metodología utilizada:

<http://www.geologia.unam.mx/igl/index.php/parks/laboratorios/laboratorios-de-geoquimica/icpms>

En primer término, con los resultados obtenidos se realizaron diagramas de multielementos normalizados respecto a los valores del N- MORB de Sun y McDonough (1989), (Figura 27). En general las muestras analizadas presentan patrones de elementos traza que son típicos de magmas de arco continental, como son un marcado enriquecimiento en elementos litófilos de radio iónico grande *-large ion lithophile elements-* (LILE), como Ba, Pb y Sr con respecto a los elementos de alto potencial iónico *-high field strength elements-* (HFSE),

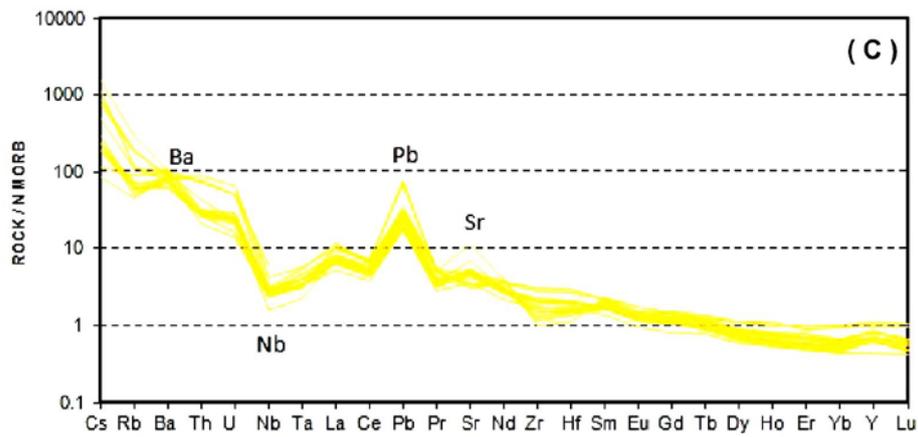
que además muestran una fuerte señal de subducción indicada por relaciones de Ba/Nb que varían en general de 38 a 130. Las muestras de las Sucesiones Volcánicas Silíceas presentan señales de subducción más pronunciadas (Ba/Nb = 70-130) en comparación con los conjuntos andesíticos, que varían de Ba/Nb= 53 a 110 y 38-89, para el CVI y CVS, respectivamente, lo que sugiere que esta señal puede ser incrementada por una mayor asimilación de corteza continental en las fracciones más silíceas.

En los conjuntos andesíticos se reconocen anomalías positivas de Pb, Ba y negativas en Nb. En el caso del Sr aunque dominan las anomalías positivas, en cada sucesión se observan también anomalías negativas. En lo que respecta a las sucesiones silíceas se observan anomalías positivas de Pb y Ba y negativas para el Nb.

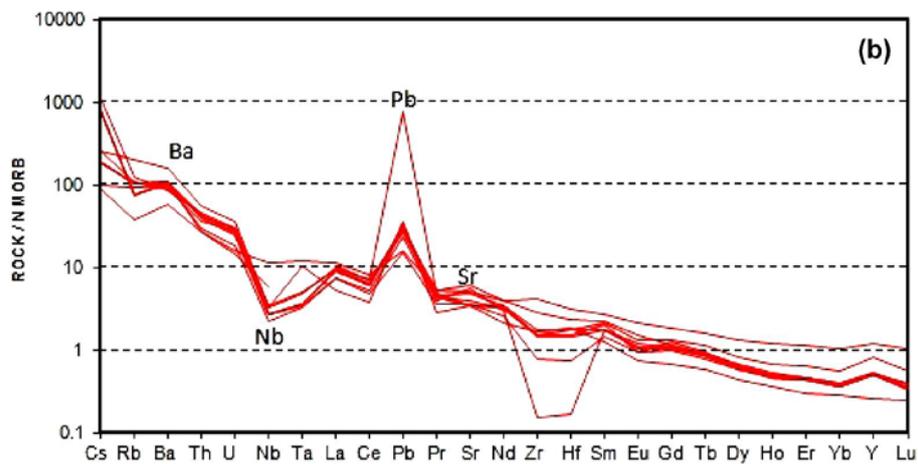
Por lo que respecta a los elementos de las tierras raras –*rare earth elements*– (REE) que es un grupo de amplia utilidad para los estudios petrogenéticos, los gráficos realizados se normalizaron con respecto a las condritas (Sun y McDonough, 1989). El patrón de comportamiento de las REE es controlado por la concentración de estos elementos en su fuente y por los estados de equilibrio cristal-fundido que han tenido lugar durante su evolución (Rollinson, 1993; Winter, 2010). Los patrones obtenidos muestran una variación de REE característica de las zonas de subducción (Figura 28), en la que se observa un enriquecimiento relativo en las tierras raras ligeras (LREE), respecto a las tierras raras pesadas (HREE), que son mucho más prominentes en los productos más diferenciados (Dacita Agua Fría) en relación a los conjuntos andesíticos (La/Yb= 13.9-23.8 y 7.5-14.8, respectivamente). Además, las rocas de las sucesiones silíceas muestran patrones de HREE muy fraccionados, mientras que los conjuntos andesíticos inferior y superior presentan patrones relativamente planos (Gd/Yb= 2.9-4.0 y 1.8-3.0, respectivamente). Cabe señalar, que el Intrusivo de Chiautla considerado como el equivalente intrusivo de la Ignimbrita Maravillas muestra también relaciones de Gd/Yb altas (3.6) que indican también un fuerte fraccionamiento.

Se observa que la anomalía negativa del europio es ligera y está presente en casi todas las muestras, aunque ésta es ligeramente más marcada en las

Sucesiones de Andesitas Superiores



Sucesiones volcánicas Silíceas



Sucesiones de Andesitas Inferiores

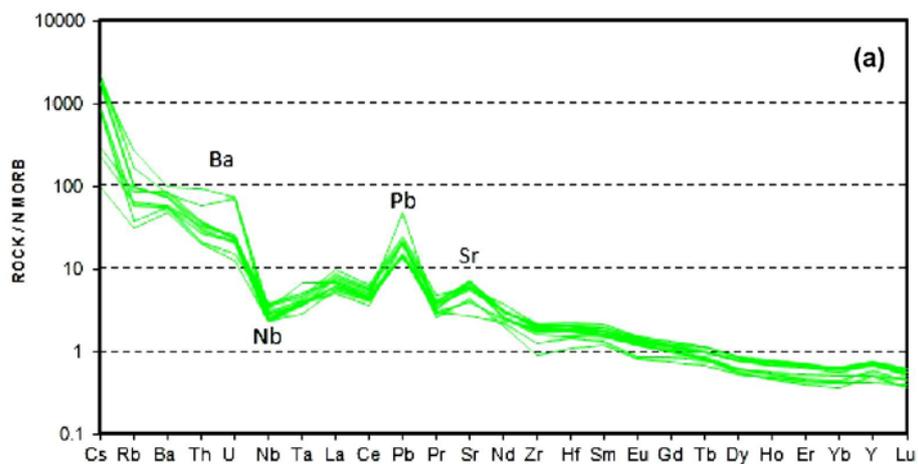


Figura 27 Patrones de elementos traza de las rocas del CVH. Normalizado por N-MORB (McDonough y Sun, 1995), agrupadas en los tres conjuntos litológicos que lo conforman, (a) Sucesiones de Andesitas Inferiores y (c) Andesitas Superiores, (b) Sucesiones volcánicas silíceas. Nótese el mayor fraccionamiento de las Sucesiones volcánicas silíceas.

sucesiones silíceas, lo cual se debe a que el Eu^{+2} es compatible en la plagioclasa y en el feldespato potásico, a diferencia de las tierras raras trivalentes, que son incompatibles. Por lo anterior, la retención en la fuente de este tipo de minerales en un procesos de fusión parcial, o su fraccionamiento en un procesos de cristalización en la fuente dará lugar a una anomalía de Eu negativa en el magma (Rollinson, 1993).

Al cuantificar los valores medidos de europio con la concentración que se esperaría tener interpolando entre los valores normalizados de Sm y Gd a través de la relación de Eu/Eu^* de Taylor y McLennan (1985), en la cual los valores mayores a 1.0 representan una anomalía positiva y los valores menores a 1.0 una anomalía negativa, se observa que con excepción de una muestra poco evolucionada de la Andesita El Limón, todas las demás muestras analizadas presentan anomalías negativas con valores que oscilan principalmente entre 0.7 y 0.9 (Figura 29a), que aunado a la correlación negativa de Eu/Eu^* vs SiO_2 indican que el fraccionamiento de plagioclasa fue un proceso importante desde las primeras etapas de la diferenciación magmática de estas rocas y durante toda su evolución (Figura 29b).

6.3 Isótopos de Sr y Nd

El Anexo 2, Tabla AII-2 muestra las composiciones isotópicas de Sr y Nd obtenidas para las rocas ígneas de Campo Volcánico de Huautla (CVH) y de regiones adyacentes. En el primer caso, se realizaron 18 análisis isotópicos a cuerpos de lavas que varían de composición de andesitas basálticas a dacitas, así como de rocas piroclásticas, además de dos cuerpos intrusivos, el de Chiautla ubicado al oriente del área de estudio, de edad semejante a la Ignimbrita Maravillas, y el intrusivo de Coxcatlan localizado en el borde poniente de la Caldera de Tilzapotla. También se incluyen dos muestras del Centro Volcánico de la Muñeca.

Los análisis de Sr, Sm, Nd y Pb se realizaron con un espectrómetro de masas FINNIGAN MAT 262, y las mediciones de Rb se realizaron con un espectrómetro de masas NBS en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM, bajo la asesoría del Dr. Peter Schaaf, la Mtra. Gabriela Solís, el Ing. Teodoro Hernández y la Ing. Vianney Meza. Los detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS pueden consultarse en: <http://www.geologia.unam.mx/geoq/lugis/manual.html>

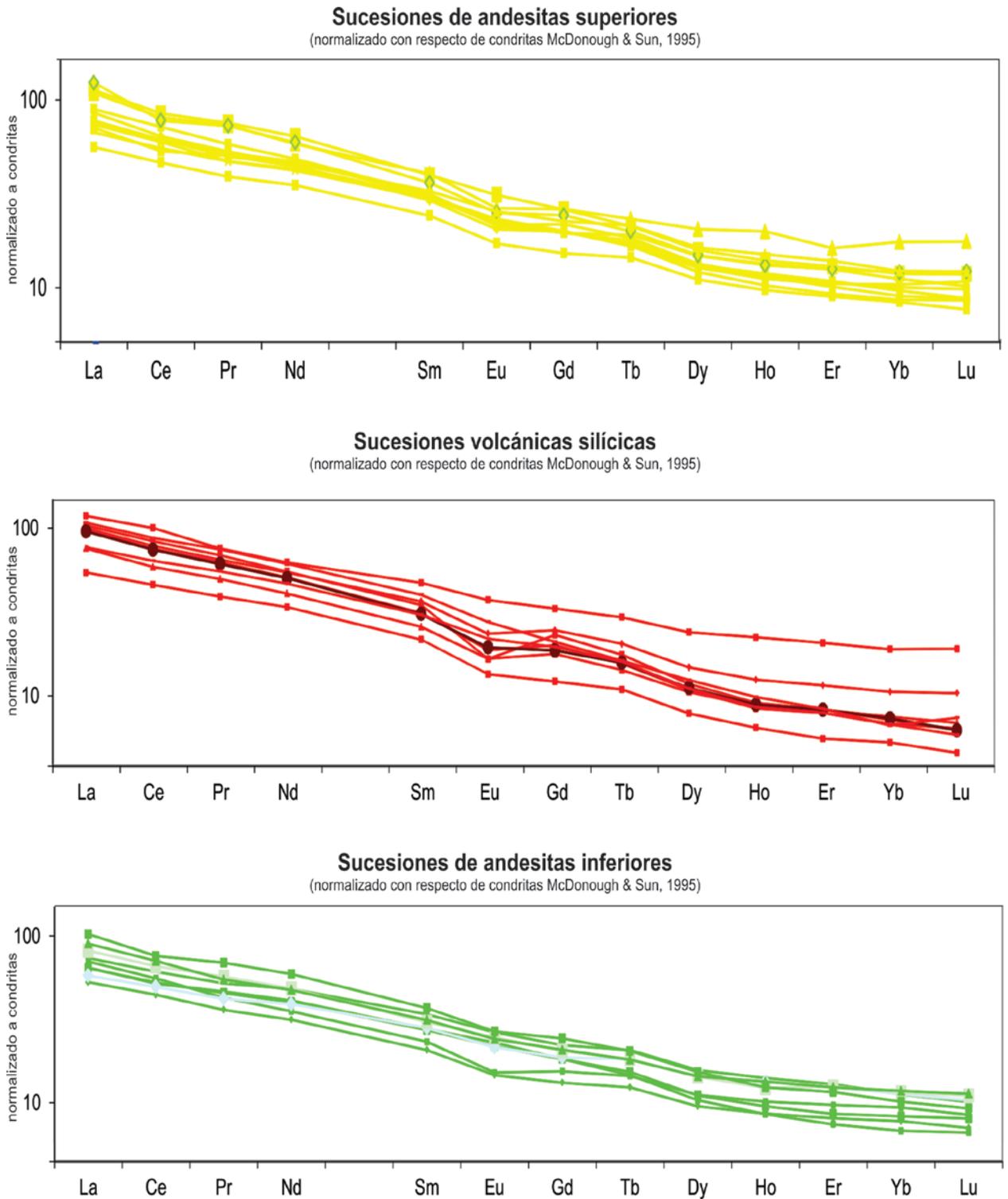


Figura 28: Patrones de los elementos de las tierras raras, normalizadas con respecto a las condritas (McDonough y Sun, 1995). Se observa el mayor fraccionamiento de HREE de las Sucesiones volcánicas silícicas en comparación con las sucesiones de andesitas.

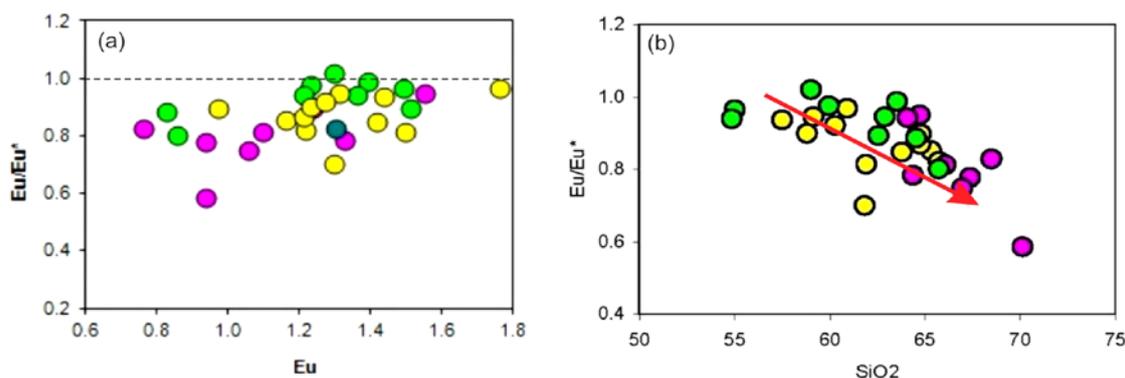


Figura 29: Variación de Eu/Eu^* vs Eu y de Eu/Eu^* vs SiO_2
 (a) Respecto a la concentración de Eu/Eu^* vs Eu (ppm) normalizado empleando la expresión de Taylor y McLennan (1985), (b) Variación de Eu/Eu^* vs SiO_2 en que se observa una correlación negativa, la disminución de Sr indica que el fraccionamiento de las plagioclasas y feldespatos tuvo un papel importante en el proceso de diferenciación.

En un diagrama de ϵ_{Nd_i} contra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ se presentan los resultados obtenidos del CVH y como referencia se incluyen las composiciones isotópicas de otros centros volcánicos del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur (Figura 30). En el diagrama se aprecia que dichas composiciones definen una buena correlación negativa entre ϵ_{Nd_i} contra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, la cual cae dentro del “arreglo del manto”, con excepción de algunas muestras más radiogénicas. Todas las relaciones isotópicas son más radiogénicas con respecto al MORB.

El campo en el que se distribuyen la mayor parte de puntos se ubican cerca del valor global de la Tierra (*Bulk Earth*). Las relaciones isotópicas iniciales de Sr y Nd de las rocas analizadas tienen una variación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ 0.7039 a 0.7058 y de ϵ_{Nd} -2.56 a 2.25. Cabe señalar que las muestras más radiogénicas corresponden a muestras de ignimbritas, que pueden tener sesgos significativos por su carácter multicomponente y al intrusivo de Coxcatlán, cuerpo asociado al magmatismo de la caldera de Tilzapotla, fuera del área de estudio. Por lo anterior, los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ más representativos de las rocas más radiogénicas, dentro del área de estudio son de 0.7046, que corresponden a la Dacita Agua Fría.

El campo de variación de las composiciones isotópicas del Sr es indicativo de la participación de un componente isotópicamente enriquecido. En relación al campo de variación de las rocas intermedias del occidente de Oaxaca, las rocas andesíticas de Huautla son ligeramente menos radiogénicas en Sr pero en sus relaciones de ϵ_{Nd} son muy semejantes. Al comparar con las andesitas

de Tilzapotla, las andesitas de Huautla presentan relaciones isotópicas de Sr más radiogénicas, y valores más bajos de ϵNd (Figura 30).

Las composiciones isotópicas de Tilzapotla muestran un amplio rango de variación en comparación con las del CVH, además de que sus valores de ϵNd (~3 a 5) son mayores semejantes a las rocas más empobrecidas en ϵNd del Subterreno Teloloapan. En lo relativo a las dacitas del CVH, la mayor parte de ellas tienen las relaciones más bajas de ϵNd con respecto a los otros centros volcánicos del sector y son menos enriquecidas en Sr comparadas con La Muñeca, La Goleta y Tilzapotla (Figura 30).

6.4 Isótopos de Plomo

Las relaciones isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muestran un arreglo disperso poco coherente con un rango de variación $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.579-15.645 y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.69-18.95, sin embargo, definen una correlación positiva dentro de una línea de mezcla entre las composiciones del MORB y un componente cortical con isótopos radiogénicos de Pb. Las muestras caen arriba de la línea de referencia del hemisferio norte (*NHRL-Northern Hemisphere Reference Line*) de Hart (1984), que es un alineamiento de datos de MORB y OIB. Se incluye como referencia la línea de la curva de evolución de Pb cortical de Stacey y Kramers (1975) (Figura 31).

Al comparar con las composiciones isotópicas de otros campos volcánicos, el conjunto que define el CVH exhibe un traslape con la caldera de Tilzapotla, las sucesiones volcánicas del Occidente de Oaxaca y las Sierra Madre Occidental (Morán-Zenteno et al., 1998; Martiny, 2008; Albrecht y Goldstein, 2000) (Figura 31).

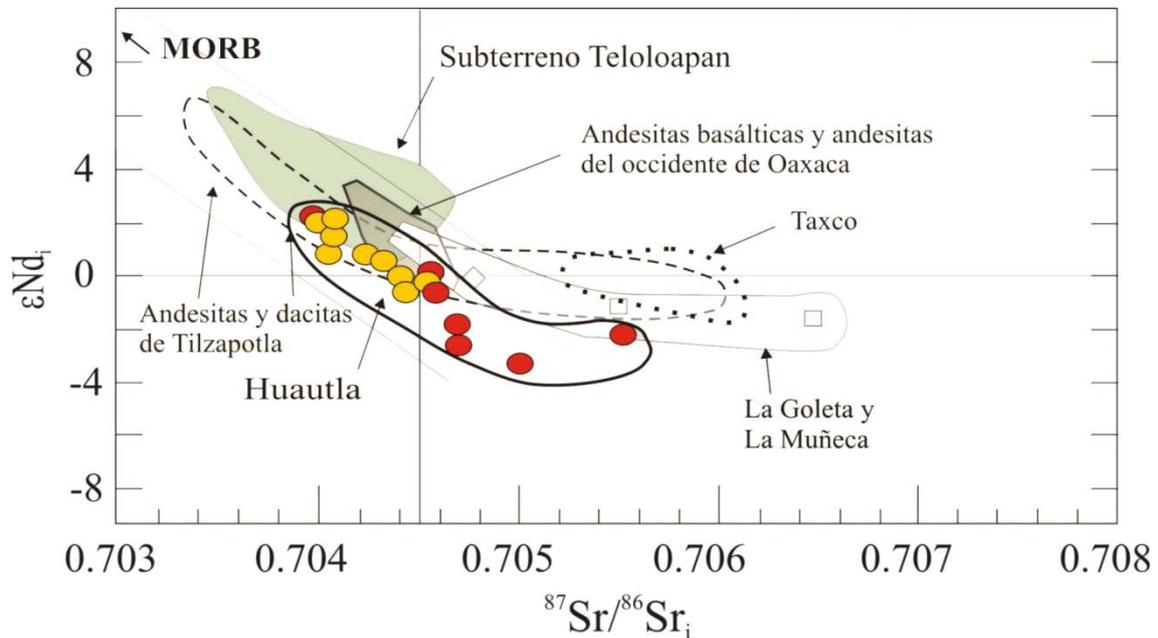


Figura 30: Composiciones isotópicas de ϵNd_i vs $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ de las rocas del CVH. Se muestran también las relaciones isotópicas de centros volcánicos de la SMS y del Subterreno Teloloapan. Andesitas y dacitas de Tilzapotla (Morán-Zenteno, et al., 2004, y Mori et al., 2012); rocas del occidente de Oaxaca (Martiny, 2008); La Goleta, (Díaz-Bravo, 2008); La Muñeca (Chapela-Lara, 2008) y Subterreno Teloloapan (Centeno-García et al., 1993; Talavera et al., 2000)

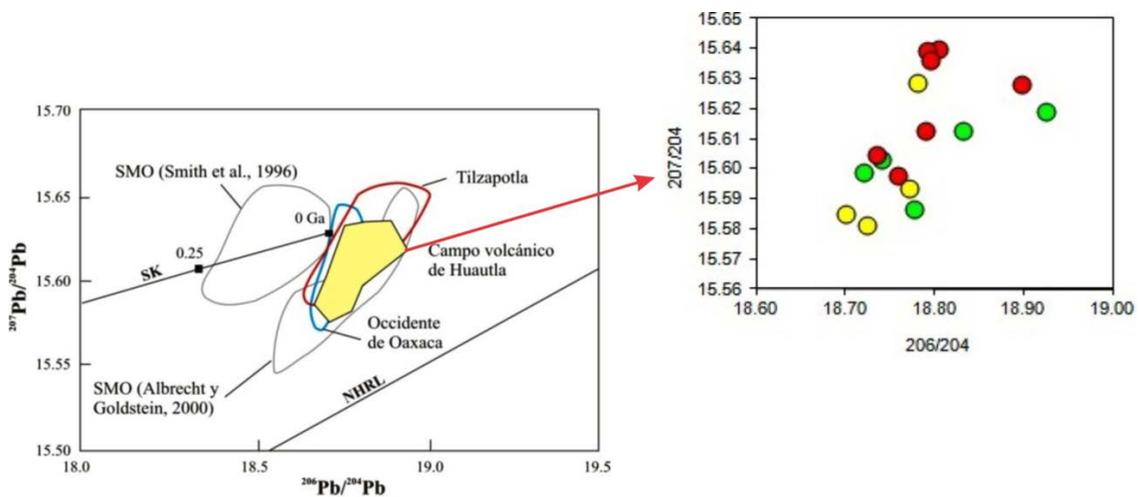


Figura 31 Diagramas de las relaciones isotópicas medidas de $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs $^{207}Pb/^{204}Pb$ de las rocas volcánicas del CVH. (a) Gráfico en que aparecen los valores isotópicos de las sucesiones volcánicas (b) campo de las rocas volcánicas analizadas en el presente trabajo, y otros campos volcánicos cenozoicos de México: Sierra Madre Occidental –SMO– (Smith et al., 1996 y Albrecht y Goldstein et al., 2000), Tilzapotla (Morán-Zenteno et al., 2004), occidente de Oaxaca (Martiny, 2008). NHRL=Northern Hemisphere Reference Line de Hart (1984). Curva de evolución promedio de la corteza de Stacey y Kramers (1975)

Capítulo 7. Discusión

El origen de grandes volúmenes de magmas silícicos se ha convertido en un tema de debate en la petrogénesis que en años recientes es objeto de revisión. Sus implicaciones son de importancia, no sólo para entender su origen y los procesos involucrados, sino también para entender el origen y diferenciación de la corteza continental (Charlier et al., 2005; Brown y Rushmer, 2006). Los procesos que les dan origen además se caracterizan por la interacción de las numerosas variables, de tal forma que constituyen procesos de alta complejidad (Bergantz, 1992). Los dos principales procesos para la generación y evolución de fundidos en la corteza son la diferenciación de basaltos procedentes del manto en combinación con procesos de asimilación cortical (AFC -por sus siglas en inglés-) y la fusión parcial de la corteza.

Estos procesos pueden ocurrir también en forma conjunta cuando a las adiciones inyectadas de magmas basálticos procedentes del manto forman fundidos residuales que al acumularse provocan la fusión parcial de la corteza pre-existente (Huppert y Sparks, 1988; Annen et al., 2006). La generación de grandes volúmenes de magmas silícicos plantea en forma adicional una serie de preguntas y problemas para explicar su petrogénesis, entre la que destaca una fundamental, determinar si los grandes volúmenes de magmatismo silícico están dominadas por nuevas adiciones a la corteza continental de magmas derivados del manto, o si está dominada por la fusión y reciclaje de corteza continental (Hildreth, 1981; Brown y Rushmer, 2006). Además existen una serie de problemas para explicar la formación de grandes volúmenes de magmas silícicos, ya sea por diferenciación de magmas basálticos, ya que se requerirían enormes cantidades de magmas “parentales”, o por fusión parcial de la corteza ya que se requería una fuente de calor considerable para fundirla.

Las escalas de tiempo en que se desarrollan los grandes sistemas de magmas silícicos es otro tema de controversia, ya que se han sugerido modelos de crecimiento gradual y los modelos que invocan que los magmas silícicos pueden ser generados rápidamente por la fusión de litologías corticales a partir

de fundidos derivados del manto (Glazner, 2004 y de Saint Blanquat et al., 2011).

Los resultados geocronológicos y geoquímicos obtenidos en este trabajo permiten concentrar la discusión en dos aspectos centrales. En primer término, determinar la duración de la actividad volcánica en el campo volcánico de Huautla (CVH) con relación a la evolución temporal del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur (SMS), para en conjunto analizar el comportamiento espacio temporal del magmatismo y, por otra parte, hacer un análisis de las posibles fuentes y procesos petrogenéticos que dieron origen al CVH. Con esto se ha intentado valorar si la ubicación del CVH en una zona de contrastes de basamento muestra rasgos geoquímicos que indiquen algún tipo de transición en su petrogénesis.

7.1 Evolución Temporal del Campo Volcánico de Huautla

No obstante el alto grado de erosión de varios de los centros volcánicos del sector norte-central de la SMS, se han hecho inferencias sobre las estructuras que les han dado origen. La Sierra de las Paredes se relaciona a una caldera tipo *downsag* (Ramírez-Pérez, 2011), la Sierra de la Goleta se interpreta como una estructura de caldera tipo *trap-door* (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011) y el centro volcánico de Tilzapotla como una caldera de tipo pistón o de placa (*plate collapse*) (Morán-Zenteno et al., 2004), y posiblemente el centro volcánico de Valle de Bravo corresponda también a una estructura de caldera.

En el caso particular del CVH, su rasgo distintivo es que corresponde a una estructura volcánica compleja que parece incluir la presencia de varios tipos de conductos, incluidas dos posibles calderas de menor escala que dieron origen a las unidades Tepehuaje, Agua Fría y Maravillas y la evolución de conductos centrales y fisurales relacionados con las unidades andesíticas inferiores y superiores.

Existen evidencias de que el CVH fue precedido por actividad magmática de ~36.7 Ma representada por el Pórfido Tamazola (Figuras 8 y 10), que probablemente es la contraparte subvolcánica de los depósitos de ignimbritas de Apanguito, Guerrero, con una edad de 37.4 ± 0.9 Ma. (Cerca et al., 2007).

Posteriormente se registra un hiatus de la actividad ígnea *in situ* con duración de ~3 Ma en el que se depositan en la base de lo que ahora es el CVH las facies distales de ignimbritas procedentes de la caldera de Tilzapotla, que de acuerdo a edades obtenidas en algunos zircones muy posiblemente subyacen buena parte del CVH (Figuras 8 y 9). En ese intervalo de tiempo se emplaza en el área cartografiada el cuerpo intrusivo el Chautle, con edad de 34.6 Ma (Martiny et al., 2012), que muy posiblemente se encuentre vinculado a la evolución de la Caldera de Tilzapotla, y corresponda a remanentes poco evolucionados de la inyección de magmas basálticos en la corteza inferior provenientes del manto que ascendieron a niveles de la corteza superior.

La evolución de lo que propiamente es el CVH inicia con actividad volcánica de tipo efusivo que se encuentra representada por derrames de andesitas y andesitas basálticas de las formaciones Linderos-Huachinantla y el Limón de las cuáles no hay evidencia de las estructuras volcánicas que las originaron. Esta actividad temporalmente se asocia con los derrames de andesitas de Atenango del Río con un rango de edad entre 33.6 y 32.5 Ma (Campa et al, 2002; Cerca et al, 2007). Es probable que estos derrames correspondan a una actividad volcánica de tipo fisural. En la región del Platanar, al sur del área cartografiada, se observan estructuras que muy posiblemente correspondan a sistemas de diques.

Los productos silíceos voluminosos que se producen entre los ~33.6 y 30 Ma, en una primera fase $\sim 33.4 \pm 0.8$ y 31.4 ± 0.6 Ma, corresponden a la etapa volcánica explosiva que está representada por los depósitos de la Ignimbrita Maravillas, cuya fuente de emisión probablemente se asocia a estructuras anulares ubicadas en la porción norte y central del CVH, sin embargo, no se cuenta con evidencias fehacientes al respecto. La diversidad litológica de las unidades que integran la Formación Tepehuaje (derrames dacíticos e ignimbritas) representan episodios menores de magmatismo silíceo que convivieron con el magmatismo predominantemente andesítico que prevaleció en la primera etapa de volcanismo.

El emplazamiento de la Ignimbrita Maravillas fue contemporáneo con procesos de sedimentación continental como el de la Formación Oapan.

En este trabajo fueron fechados cenizas volcánicas que dieron edades entre 32.1 y 32.6 Ma, las cuales son muy semejantes a las de ignimbritas intercaladas en sedimentos continentales de la cuenca de Tuzantlán-Copalillo al SW del área de estudio (Molina y Ortega, 2006). En la región de Chiautla, Puebla, al oriente del CVH se encuentra un cuerpo intrusivo del mismo nombre con rango de edades entre 30.9 ± 0.3 y 32.46 ± 0.5 Ma (Cerca et al, 2007 y este trabajo), que probablemente corresponda al equivalente plutónico de la Ignimbrita Maravillas.

El siguiente evento silíceo corresponde a actividad volcánica de tipo efusivo representado por un sistema de domos dacíticos que ocupan la parte central y se distribuyen en forma elongada en dirección norte-sur. La sobreposición de otros eventos volcánicos más jóvenes, no permita reconocer si este sistema de domos se asocia a una estructura volcánica mayor.

La última etapa en la edificación del CVH corresponde a actividad volcánica efusiva de composición intermedia representada por las Andesitas Tepalcingo y Chimalacatlán, la cual se encuentra asociada a diques. Debido a que no se reconocen las estructuras volcánicas que le dieron origen, posiblemente este asociada también al vulcanismo de tipo fisural.

7.2 Evolución temporal del magmatismo silíceo en el sector norte de la SMS

La estratigrafía del CVH se puede enmarcar en el contexto regional del sector norte-central de la SMS. Los trabajos regionales previos documentan un episodio de magmatismo del Eoceno tardío-Oligoceno temprano en la SMS (Cerca, 2004; Morán-Zenteno et al., 2005 y Solari et al., 2007), además se han propuesto patrones de la migración temporal del mismo (Schaaf et al., 1995; Martini, 2008). La Figura 32 sintetiza algunos aspectos generales de la geocronología y las variaciones composicionales de los centros volcánicos de la parte norte-central de la Sierra Madre del Sur. Se muestra la cronología de la actividad volcánica de cada centro volcánico, los rangos de tiempo de su emplazamiento y la estimación de los volúmenes mínimos de productos volcánicos preservados de cada uno de ellos, que no obstante los altos niveles de erosión, permite tener una aproximación de la magnitud del volumen del magmatismo en cada centro y en la región.

La Figura 32 permite reconocer también varios “pulsos ignimbríticos” de importancia, eventos volcánicos de composición intermedia, y se reconoce un evento característico de volcanismo efusivo relativamente voluminoso de composición dacítica, que sólo se observa en el CVH. Al analizar la información se puede ver que el rango de edad de la actividad magmática en este sector se desarrolló en una primera etapa entre ~50 y 44 Ma con una composición predominantemente máfica e intermedia en la región de Taxco, Nanchititla y Amacuzac (Alaniz-Álvarez et al., 2002, González-Cervantes, 2007 y Morán-Zenteno et al., 2007), para posteriormente mantener cierta persistencia de ~39 a 29 Ma.

Se reconoce una tenue migración en la edad de los principales pulsos ignimbríticos de poniente a oriente, los cuales en su mayor parte tienen una duración aproximada de ~1 Ma, con excepción del sector occidental, en donde con los datos disponibles se aprecia una menor duración de los pulsos que varían entre ~0.6 a 0.7 Ma. La duración de la actividad volcánica de los diferentes centros se agrupan en un rango de ~2.2 a 3.5 Ma, con excepción de Taxco y Huautla, en donde se registra la presencia de sistemas magmáticos de larga vida, con una duración de emplazamiento que varía entre ~5.8 a 5.5 Ma, respectivamente, además de que en el primer caso se registra un aparente hiato entre los 33.5 y 34.5 Ma.

La actividad volcánica de composición andesítica se registra preferentemente en las porciones extremas del sector estudiado, es decir en el centro volcánico de Nanchititla, y en los centros volcánicos ubicados al oriente como son Tilzapotla y Huautla. En este último, los derrames de lavas de composición andesítica son previos y posteriores al episodio silíceo, en tanto que en los centros volcánicos como la Goleta, Valle de Bravo y las Paredes de la porción central la presencia de componentes intermedios es menor, de tal forma que son predominantemente silíceos. En los centros volcánicos de Tilzapotla y Huautla ubicados al oriente, se registra el mayor volumen de productos volcánicos preservados.

La evolución geocronológica (Figura 32 y Anexo 1, Tabla 2) muestra: 1) un evento silíceo de volumen menor expuesto principalmente en la Sierra de

Huautla, Tilzapotla y Temascaltepec que precede a los pulsos ignimbríticos mayores, con una edad entre ~38.5 y 37 Ma., 2) se reconocen tres pulsos ignimbríticos de importancia: 36.5-36.0 Ma; 35.5 a 34.5 Ma y 33 a 31.5 Ma, con una duración promedio de ~1 Ma, los cuales incrementan su intervalo de duración al oriente. 3) el rango de tiempo en el que se registra el episodio más intenso de volcanismo ignimbrítico se desarrolla entre 36.5 a 34.5 Ma, y se ubica en la porción central, como son las calderas de la Goleta, las Paredes y Tilzapotla, además del centro volcánico de Valle de Bravo. 4) la disminución de la actividad volcánica inicia desde los ~32 Ma y se extingue a los ~28 Ma, eventos que se registran en el sector oriental. La presencia de “pulsos ignimbríticos” mayores y patrones con cierta ciclicidad muestran afinidades con los reportados en algunas regiones con volcanismo silíceo explosivo de gran escala (*flare-ups* ignimbríticos) (Ferrari et al., 2002; De Silva et al., 2006 y Lipman, 2007). En forma particular, en el Complejo Volcánico del Altiplano-Puna al norte de Argentina (De Silva et al., 2006), han propuesto modelos de maduración termomecánica de la corteza, que establecen varias etapas en su evolución temporal, las cuales es posible reconocer en este sector de la SMS. En una primera etapa, se registra un episodio que marca el inicio al proceso de maduración, representado por la inyección de magmas basálticos en la corteza inferior provenientes del manto, que “inician” el proceso de maduración termomecánica de la corteza.

El registro en superficie de estos componentes máficos o sus derivados intermedios es escaso, sin embargo, existen evidencias de ellos en diques máficos y andesitas basálticas con rangos de edad entre ~50 a 38 Ma (Alaniz-Alvarez et al., 2002, González-Cervantes, 2007, Morán-Zenteno et al., 2007), que afloran en el área de Nanchititla y en el sector Taxco-Tilzapotal (Anexo 1, Tabla 2).

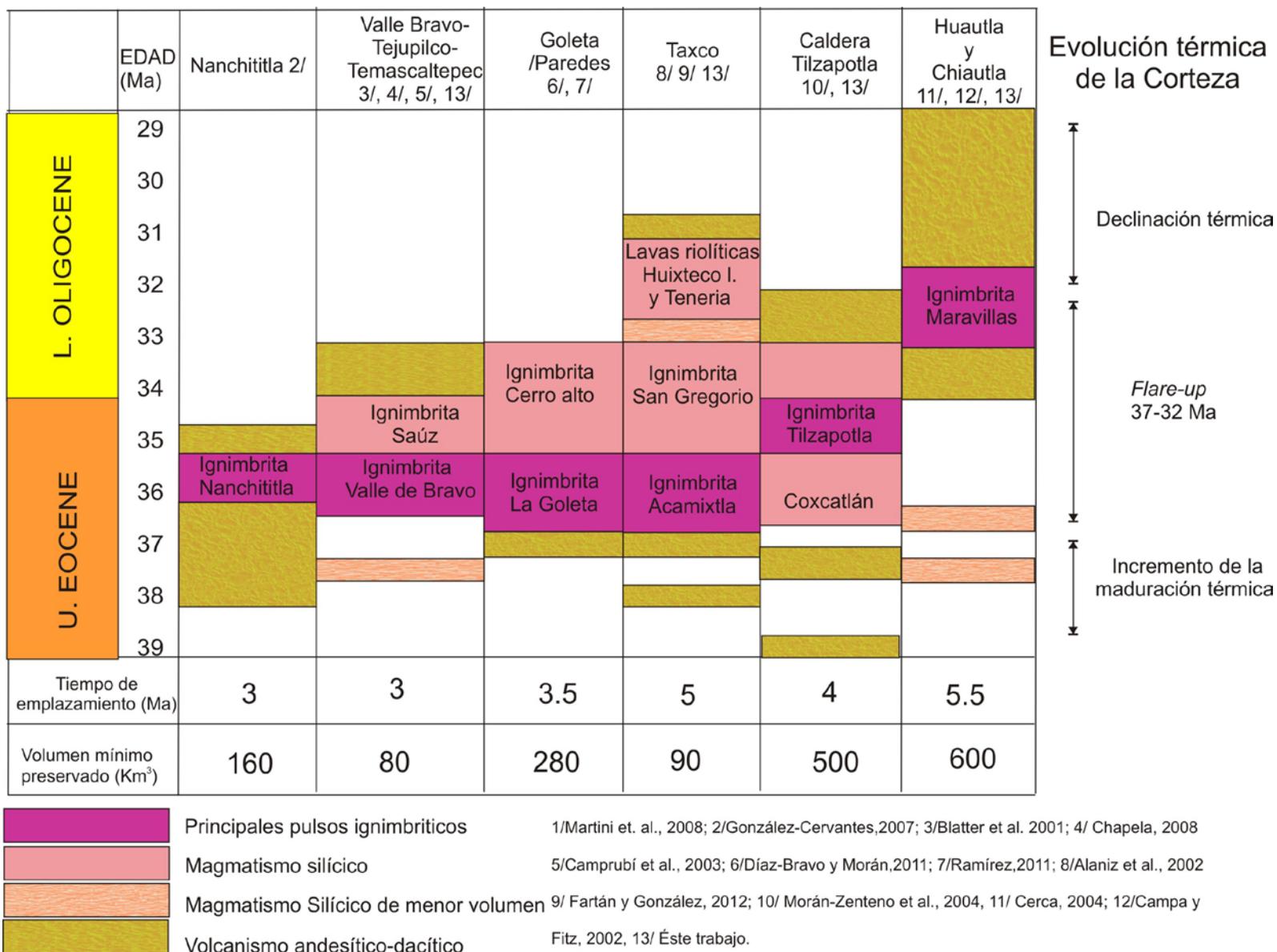


Figura 32: Síntesis de la evolución temporal y composicional del magmatismo del sector norte-central de la SMS. Se muestra la evolución cronológica de cada centro volcánico y su variación composicional. Además se indica el tiempo de emplazamiento de cada centro volcánico y una estimación del volumen mínimo preservado. El incremento gradual del volumen de los productos volcánicos, así como una ligera migración del magmatismo en términos composicionales se explican en términos de un proceso de maduración térmica de la corteza inferior.

La inyección de este tipo de magmatismo debió continuar durante el proceso del volcanismo silíceo y existen varias evidencias, no obstante la escasez de fechamientos de estos cuerpos. Hay reportes de pequeños diques y derrames de composición máfica e intermedia en varios sectores de la SMS, como son las zonas de Texcaltitla (Monter-Ramírez, 2004), en el cerro Xumilar en Tilzapotla (Flores-Huerta, 2012), un dique máfico en Taxco (Alaniz-Alvarez et al., 2002), un cuerpo andesítico pre-ignimbrita en la Goleta (Díaz-Bavo y Morán-Zenteno, 2011); el intrusivo diorítico del Chautle (Chávez-González, 2005, Martiny et al., 2011 y este trabajo); los cuerpos gabroicos y numerosos diques andesíticos en Nanchititla (González-Cervantes, 2007) constituyen evidencias de este proceso.

La segunda etapa está representada por el episodio de “*flare-up*” ignimbrítico que se desarrolló en diferentes centros volcánicos entre ~36.5 a 31.5 Ma, para luego dar inicio a la declinación de la actividad magmática. Los procesos de maduración termomecánica postulan el calentamiento progresivo de la corteza inferior debido a la inyección de magmas basálticos en la corteza inferior provenientes del manto, los cuales dan origen a una zona caliente (Annen et al., 2001, 2006; Bachmann et al., 2007). En este tipo de escenarios se han asociado eventos ignimbríticos de gran escala y el desarrollo de magmatismo silíceo voluminoso (Hildreth, 1981 y de Silva et al., 2006), y sus implicaciones son diversas, pero destacan las que inciden en la reología de la corteza superior de la región, al propiciar el desplazamiento del límite frágil-dúctil a niveles superiores de la corteza (Ranalli, 2000 y de Silva, et al., 2006), y las que tienen repercusiones en los procesos petrogenéticos (Hildreth, 1981; Annen et al., 2002, 2006, 2008). En el primer caso, los procesos de maduración termomecánica permiten la disminución local de la profundidad de límite frágil-dúctil, provocando el debilitamiento de la corteza superior y la reactivación de sistemas de fallas pre-existentes que inducen la formación de una corteza quebradiza que contribuye a detonar la erupción de grandes volúmenes ignimbríticos (de Silva et al., 2006; Bachmann et al., 2007). En el caso particular de esta región, existen sistemas regionales de fallas de tipo lateral izquierdo con orientación NW (Alaniz-Álvarez et al., 2002, 2006; Morán-Zenteno et al., 2004; Serrano-Durán, 2005; Martini, 2008; Cerca et al., 2010; y este trabajo), que muy posiblemente representan la reactivación de sistemas de fallas antiguas (Alaniz-Álvarez et al., 2002).

En una primera etapa, a esas antiguas zonas de desplazamiento lateral se asociaron procesos de extensión que proporcionaron los espacios para el ascenso de los magmas y la construcción de las cámaras magmáticas transitorias. Posteriormente, al continuar el proceso de maduración térmica, la transición del límite dúctil-frágil se desplaza a niveles corticales más someros provocando en los niveles superiores la reactivación de las fallas originando la extravación de grandes volúmenes de magmatismo.

La maduración termomecánica también tiene implicaciones en los procesos petrogenéticos intracorticales, ya que a partir de las inyecciones de basaltos en la base de la corteza, éstos inducen una variedad composicional de los fundidos. Los fundidos de composición intermedia se pueden formar a partir de la combinación de varios procesos, como son la cristalización incompleta de fundidos de magmas máficos inyectados, la contaminación cortical y la anatexis. La evolución de esos sistemas magmáticos a través del tiempo permite que se produzcan litologías más félsicas y radiogénicas que favorecen los procesos de cristalización fraccionada y la asimilación que dan origen a litologías con composiciones más evolucionadas (Annen et al., 2006,2011).

El factor que se considera como principal promotor de la maduración térmica son las altas tasas de inyección de magmas basálticos en la corteza inferior provenientes del manto, que suministran el calor necesario para dicha maduración térmica (de Silva et al., 2006; Annen et al., 2002, 2006; Ducea y Barton, 2007; Hughes y Mahood, 2008). Esas altas tasas de inyección pueden ser provocadas por procesos de delaminación de la corteza; “*slab detachment*” o retroceso de la placa en subducción (*slab rollback*). En la región de la SMS no existen evidencias de la acción de dichos procesos, pero se ha postulado que una subducción de bajo ángulo prolongada proporciona las condiciones para una inyección abundante de magmas máficos a la corteza (Mori et al., 2012)

El engrosamiento de la corteza también se ha asociado a los “*flare ups*” ignimbríticos. Se ha observado que una fase de acortamiento y engrosamiento en la corteza precede su desarrollo, lo cual puede permitir una mayor incorporación de

material cortical silíceo y/o un incremento de los procesos de diferenciación por una mayor longitud de ascenso de los magmas (de Silva, 2008; Ducea y Barton, 2007; Hughes y Mahood, 2008). El magmatismo silíceo de la SMS fue precedido por el acortamiento en la región provocado por la orogenia Laramide (Cerca, 2007; Martini, 2008).

La extensión de la corteza continental también se ha relacionado con la formación de grandes volúmenes de magmatismo silíceo, al favorecer el desarrollo de grandes cámaras magmáticas (Hildreth, 1981). En este sector de la SMS no se han documentado procesos de extensión de importancia en la corteza durante el Eoceno-Oligoceno, solo en la región occidental de Guerrero hay reportes de una mayor extensión para el Eoceno que favoreció el ascenso de magmas máficos (Serrano-Durán, 2005; Ferrari et al., 2011).

La alta velocidad de convergencia de las placas está asociada con el incremento en las tasas de inyección de basaltos provenientes del manto (Clift y Vannuchi, 2004), requerimiento para formación de grandes volúmenes de magmatismo silíceo. En el caso particular de la margen occidental del sur de México, se ha estimado que durante el Paleógeno la placa Farallón incrementó gradualmente su velocidad de convergencia hasta alcanzar su máximo nivel de convergencia de 160 mm/año durante el Eoceno (Schaaf et al., 1995; Keppie et al., 2009; 2012). La amplia distribución del magmatismo de la SMS y el carácter truncado de la margen continental sugieren que en el Eoceno y Oligoceno temprano, la trinchera estuvo posicionada a mayor distancia de la costa Pacífica actual, y que el ángulo de subducción fue bajo (Keppie et al., 2009; Mori et al. 2012)

La fertilidad de la corteza ha sido considerada de importancia para la generación fundidos (Annen et al., 2008). El escenario geológico del sector norte-central de la SMS atestigua la presencia de un sistema de subducción de larga vida desarrollado durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Centeno-García et al., 1993; Elías, 2000; Talavera et al, 1995, 2000), que probablemente propició la formación de una corteza inferior-media constituida por materiales juveniles hidratados como anfibolitas y gabros como ha sugerido Mori et al., (2012). En xenolitos hospedados

en rocas del campo subvolcánico de Chalcatzingo a ~10 km al noreste del CVH se reporta la presencia de xenolitos máficos de ortogneises que contienen fases hidratadas que sugieren una corteza fértil (Ortega et al., 2012).

En la figura 33 se sintetiza en un esquema la presencia de los factores geológicos y tectónicos reconocidos en el contexto geológico regional del sector norte-central de la SMS, que pueden favorecer la formación de grandes volúmenes de magmas silíceos y su ubicación temporal en la evolución geológica de la región.

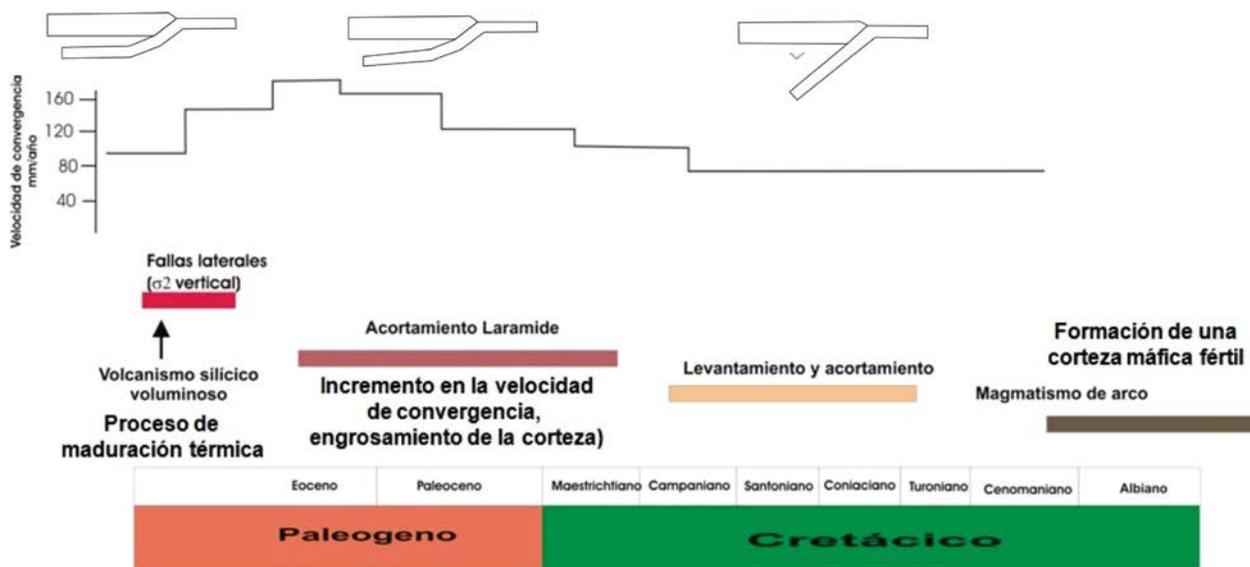


Figura 33: Síntesis esquemática de algunos factores geológicos y tectónicos que favorecen el magmatismo silíceo voluminoso que se han reconocido en la SMS. Se observa la presencia de una corteza máfica fértil, engrosamiento de la corteza, fallas laterales asociadas a extensión. Además muestra el incremento de la velocidad de convergencia que se ha estimado, así como el ángulo de inclinación de la placa inferior (ver texto)

7.3 Tiempos de residencia del magmatismo

Si se asume que las nuevas edades U-Pb obtenidas en este trabajo, corresponden a la edad de la cristalización magmática, es posible estimar en algunos casos el tiempo de residencia de los magmas en las cámaras superficiales en varios centros volcánicos silíceos, al combinarlas con las edades Ar-Ar reportadas para unidades semejantes. Éstas últimas se pueden interpretar como la edad de la erupción, de tal forma que al efectuar la diferencia entre ambas fue posible obtener los tiempos de residencia.

En los centros silíceos en los cuáles se contaba con los fechamientos Ar-Ar fueron la caldera de la Goleta (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011), Valle de Bravo (Blatter et al., 2001), Tilzapotla (Morán-Zenteno et al., 2004) y Huautla (Molina-Garza y Ortega-Rivera, 2006), los cuáles permitieron combinarse con los de este estudio (Figura 24). En el primer caso, se obtuvo un tiempo de residencia ligeramente menor a <1 Ma, en tanto que para los siguientes fueron de 0.69, 0.58 y 0.44 M, respectivamente. Al respecto, se considera que la escala de tiempo de la residencia magmática opera en un amplio espectro de edad que depende de varios factores, como son el contexto tectónico, volumen de magma involucrado, etc., pudiendo alcanzar escalas de miles a cientos de miles de años (Dosseto et al., 2011), de tal forma que las estimaciones realizadas pueden servir de base para estudios posteriores (Dosseto et al., 2011)

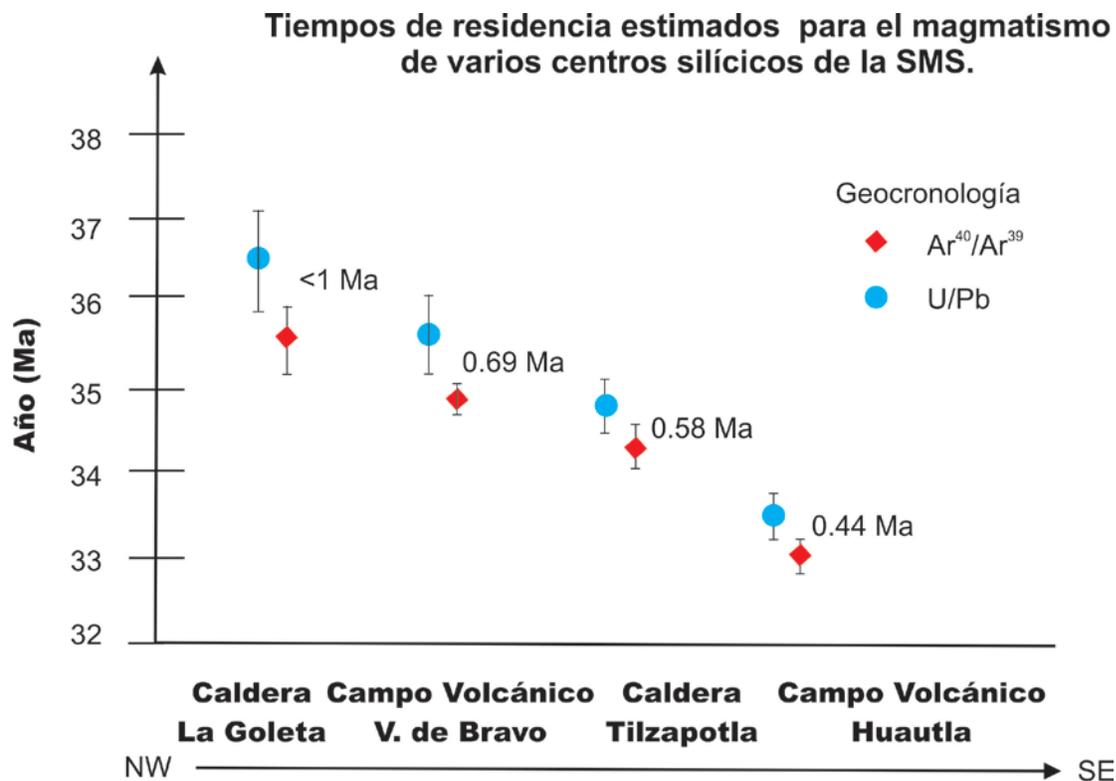


Figura 34 Tiempos de residencia estimados de los magmas en las cámaras superficiales de varios centros silíceos de la SMS. Las edades ⁴⁰Ar-³⁹Ar de la caldera de la Goleta (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011), Valle de Bravo (Blatter et al., 2001), Tilzapotla (Morán-Zenteno et al., 2004) y Huautla (Molina-Garza y Ortega-Rivera, 2006), edades U-Pb este trabajo.

7.4 Implicaciones geocronológicas regionales

Se ha considerado que el arco volcánico de la SMS constituye la extensión meridional de la SMO debido a que en un contexto regional ambas provincias se asocian a la subducción de la placa de Farallón (Damon et al., 1981; Ferrari et al., 1999). Sin embargo, con los fechamientos realizados en la SMS así como del sector sur de la SMO en los últimos años, aunado con la información que ahora se dispone sobre la evolución temporal del régimen tectónico de extensión al que se ha asociada la SMO (Ferrari et al. 2002; Nieto et al., 1999), se sugieren ciertos contrastes espaciales y temporales de los escenarios tectónicos. Los últimos episodios del *flare-up* registrados en el sector norte-central de la SMS tienen un rango de ~38 a 28 Ma, en tanto que en la porción meridional de la SMO, Ferrari et al. (2002) han reportado dos episodios con rango de edades que van del Oligoceno (31.5-28 Ma) al Mioceno (23.5-20 Ma).

Al analizar la información anterior, es posible asumir la posibilidad de que bajo las sucesiones volcánicas del Oligoceno y el Mioceno del sector sur de la SMO exista el registro no expuesto de episodios temporalmente semejantes a los del Eoceno tardío de la SMS. Sin embargo, en relación al registro volcánico del Mioceno en la SMS las evidencias reportadas son escasas, se ubican en Malinalco y en la Formación Tepoztlán, con edades de 22.8 a 18 Ma, respectivamente (Lenhardt et al., 2010) y en la región de ETLA al oriente de Oaxaca, en una zona muy distante a la región estudiada (Martínez-Serrano et al., 2008). Los modelos que sugieren que la SMS es la continuación meridional de la SMO bajo la FVM (Ferrari et al., 1999), proporcionan el marco tectónico que debió dominar regionalmente, que es la subducción de la placa Farallón bajo la de Norteamérica, el cual explicaría los patrones de distribución regional del magmatismo, pero es necesario continuar valorando las particularidades espaciales y temporales de los diferentes segmentos que constituyen ambas provincias.

En el sector estudiado se advierten tenues patrones de migración temporal de la actividad magmática y una declinación entre los ~33 y 28 Ma, sin embargo, en otros segmentos la declinación es gradual y se percibe una migración de la misma, de tal forma que el comportamiento de los patrones de la distribución del magmatismo al

ser analizados en escala regional, muestran las tendencias dominantes de los diferentes sectores.

En los fechamientos U-Pb realizados en este trabajo se registra la presencia de dos zircones heredados con edades de 134 y 141 Ma, que sugieren la posibilidad de que la Plataforma Guerrero Morelos se encuentre sobre rocas con afinidad temporal con los Esquistos Taxco y Tejupilco del Terreno Guerrero (Campa et al., 2004; Elías-Herrera et al., 2009). Aunque esos datos son insuficientes, existe la posibilidad de que el basamento no expuesto de la Plataforma Guerrero Morelos en su borde oriental sea la prolongación de las sucesiones de rocas marinas sedimentarias y volcánicas asociadas con rocas magmáticas formadas durante el Jurásico-Cretácico del terreno Guerrero. Consecuentemente esto favorece la propuesta de Sedlock et al. (1993) de ubicar el límite tectónico oriental del terreno Guerrero con el Acatlán asociado a la Falla de Papalutla, argumento que asociado a las características de los xenolitos en facies metamórfica de anfibolita y granulita de Chalcatzingo, Morelos y Pepechuca, Estado de México (Ortega et al., 2012) fortalecen la ubicación del controvertido límite entre dichos terrenos.

7.5 Evolución petrogenética del CVH

A partir de los resultados petrográficos y geoquímicos obtenidos se realizan algunas inferencias sobre el origen y la evolución de los magmas que dieron origen al CVH, los cuales se comparan con los modelos petrogenéticos que se han propuesto para el sector norte-central de la SMS (Mori et al., 2012), y se vinculan con el contexto de evolución temporal propuesto en este trabajo.

El análisis de la estratigrafía del CVH, así como de los estudios petrográficos y geoquímicos de los cuerpos de rocas que lo constituyen, permitió identificar la presencia de tres conjuntos volcánicos con composiciones características, los cuales incluyen dos conjuntos de sucesiones de andesitas, uno inferior que constituye la base de la secuencia del CVH y otro superior que representa el último episodio magmático del centro volcánico. Entre ambos, se encuentra un tercer conjunto constituido por sucesiones silíceas representadas por derrames de dacitas y depósitos de ignimbritas.

Evolución petrogenética de las sucesiones de andesitas

En una primera aproximación, las variaciones de elementos mayores de las sucesiones de andesitas del CVH son consistentes con procesos de cristalización fraccionada a partir de magmas primarios de composición basáltica derivados del manto (Gill, 2010). En el capítulo anterior se indicó la presencia de una correlación negativa coherente del MgO, CaO y $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$ al incrementar el contenido de sílice como índice de diferenciación (Figura 25). Ese proceso también se sustenta con las asociaciones de fases minerales de baja presión que se identificaron en el análisis petrográfico de dichas sucesiones, como son la presencia de plagioclasas, piroxenos y anfíbol. Los estudios petrográficos muestran con cierta consistencia rasgos de desequilibrio en fenocristales, como son la presencia de textura de tamiz, bordes corroídos en las plagioclasas y el zoneamiento concéntrico oscilante en las mismas, que en conjunto indican que la cristalización se llevó a cabo en condiciones variables, ya sea de presión y temperatura, o por la combinación de ambas, así como la posible participación de distintos pulsos (*batches*) de magma en la formación de estas lavas.

Asimismo, las relaciones casi constantes de La/Y vs SiO_2 y Gd/Y vs SiO_2 sugieren también que las andesitas de ambas secuencias parecen evolucionar a través de procesos de cristalización fraccionada a baja presión (Figura 25a y b), aunado a la correlación negativa entre Eu/Eu* vs SiO_2 apoya también que la evolución fue dominada por el proceso citado (Figura 25c).

Las composiciones isotópicas de las sucesiones de andesitas sugieren además que dichos magmas experimentaron contaminación cortical durante el proceso de diferenciación, lo cual se advierte a través de las relaciones isotópicas de Nd que decrecen al incrementar el SiO_2 . También se observa una aparente correlación negativa entre las relaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs Rb/Nd que sugiere procesos de asimilación de una corteza continental enriquecida en Rb (Figura 36b) con relaciones isotópicas de Nd menos radiogénicas. La naturaleza del contaminante es difícil de definir debido a que los análisis isotópicos disponibles del

basamento en la mayor parte de los casos son más radiogénicos, como son los xenolitos de granulitas de Pepechuca (Elías-Herrera, 2004) y los xenolitos del Esquisto Tejupilco (Martínez-Serrano et al., 2004), o en el caso del Complejo Oaxaqueño además de ser radiogénicos muestran rangos de variación muy amplios.

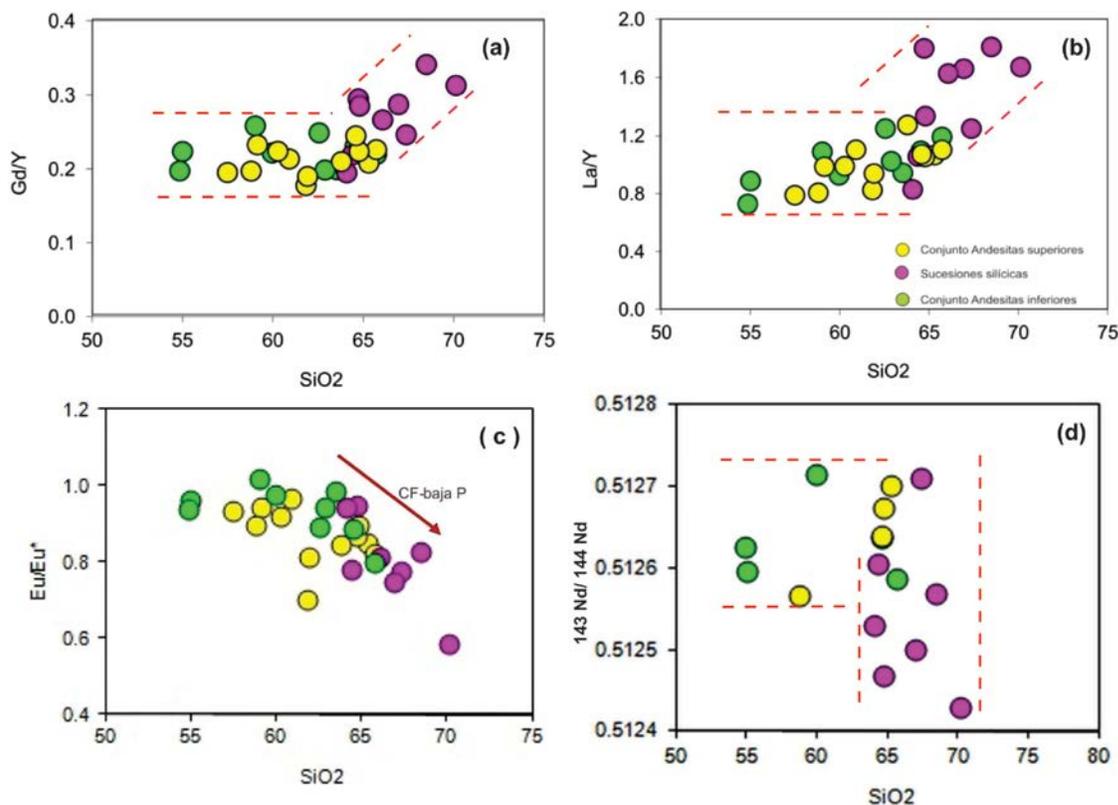


Figura 35: Diagramas de variación de Gd/Y y La/Y vs SiO₂, Eu/Eu* vs SiO₂ y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs SiO₂. (a) y (b) Las variaciones casi constantes de Gd/Y y La/Y al variar el contenido de SiO₂ de las sucesiones de andesitas indican procesos de cristalización fraccionada a baja presión, en tanto que la correlación positiva de Gd/Y y La/Y vs SiO₂ son indicativas de que las dacitas no pudieron evolucionar a partir de procesos de cristalización fraccionada simple. (c) La correlación negativa de Eu/Eu* vs SiO₂ indica que la plagioclasa y el feldespato tuvieron un papel importante en el proceso de cristalización fraccionada, (d) La correlación negativa de las sucesiones silíceas y amplia dispersión de las otras muestras en las relaciones ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs SiO₂ refleja que los procesos de cristalización fraccionada ocurrieron simultáneamente con contaminación cortical.

Evolución petrogenética de las sucesiones silíceas:

Las sucesiones silíceas constituidas por la dacita Agua Fría y la Ignimbrita Maravilla comparten características geoquímicas semejantes a las sucesiones de andesitas en relación al patrón de correlación negativa coherente del MgO, CaO y Fe₂O₃^{tot}, que en primera instancia sugieren que estas rocas fueron también formadas por un proceso de cristalización fraccionada.

Sin embargo, exhiben un patrón que contrasta con las sucesiones de andesitas, caracterizado por un incremento mayor de La/Y y Gd/Y al aumentar el contenido de SiO₂, (Figura 25 a y b), lo que indica que las dacitas no pudieron derivar de cristalización fraccionada simple a baja presión a partir de magmas andesíticos. Los patrones geoquímicos de los elementos traza observados sugieren que las dacitas de las secuencias silíceas que tienen relaciones La/Y y Gd/Y más altas podrían derivar de la fusión parcial de litologías de la corteza media que contienen granate, además de que las sucesiones silíceas muestran patrones de HREE muy fraccionados en relación a los conjuntos andesíticos inferior y superior (Gd/Yb= 2.9-4.0 y 1.8-3.0, respectivamente).

El alto fraccionamiento de las HREE hace también necesaria la presencia de granate en la fuente, que es el único mineral que puede modificar su fraccionamiento. Los escenarios favorables para la generación de magmas silíceos podrían considerar la fusión parcial de una corteza inferior-media con granate o la fusión parcial de una corteza inferior máfica relacionada con procesos de adición de magmas máficos de arco (*magmatic underplating*) (Sisson et al., 2005).

Para valorar dichos escenarios, en primer término se debe plantear lo que conocemos de la corteza inferior-media de la región, aspecto que se puede abordar a través de la información petrológica del basamento no expuesto proporcionada por los xenolitos y del registro geológico expuesto. En el primer caso, en los alrededores del CVH existen estudios de varias localidades con xenolitos, así como información geofísica sobre la naturaleza de la corteza en esta región (Elías-Herrera y Ortega, 1996; Ortega-Gutiérrez et al., 2008, 2011, 2012).

Los afloramientos más cercanos con xenolitos se ubican en el campo volcánico de Chalcatzingo del Mioceno a ~16 km al NW del CVH, los cuáles muestran una amplia diversidad litológica: metapelitas de alta temperatura, gneises máficos y cuarzo-feldespáticos, con evidencias de facies metamórficas de anfibolita a granulita. Muy probablemente representan un basamento Precámbrico bajo la Plataforma Guerrero Morelos y que comparten similitudes litológicas, mineralógicas y de condiciones de metamorfismo con otras localidades cercanas como son la de

Pepechuca y Puente Negro (Elías-Herrera et al., 1996; Ortega et al., 2011, 2012), de tal forma que la información proporcionada por los xenolitos es consistente con la presencia de una fuente con granate.

Existen argumentos para sugerir que rocas con edades equivalentes a las sucesiones metamórficas del Terreno Guerrero (~134-141Ma) se extienden bajo la Plataforma Guerrero Morelos (Ortega-Gutiérrez y Elías-Herrera, 2009 y edades reportadas en este trabajo). Sobre dichas secuencias descansan materiales fértiles, es decir con alta capacidad para producir fundidos, como son lavas almohadilladas, anfibolitas y gabros hornblendíticos del Grupo Arcelia-Palmar Chico reportados por (Delgado-Argote, 1992; Talavera et al., 1995; Mortensen et al., 2005), aunque no hay reportes de afloramientos en la porción oriente de la PGM.

En la región de la Goleta, Estado de México, se ha sugerido que dichos materiales juveniles hidratados pueden fundirse con relativa facilidad en respuesta a las inyecciones de basaltos provenientes del manto y adicionados a la base de la corteza (Mori et al., 2012), en donde además se propone que la sucesiones silíceas de esa región pudieron originarse también por fusión parcial de rocas máficas de la corteza inferior.

Las relaciones isotópicas de Sr y Nd obtenidas en las sucesiones silíceas con la información disponible (Figura 26a) no permiten definir con precisión la naturaleza de la fuente. En el CVH las composiciones isotópicas del Sr son más radiogénicas y las relaciones de Nd más bajas que las del Terreno Guerrero (Centeno-García, 1993 y Talavera et al., 2000), por lo que se descarta esa fuente, al menos como fuente única. Asimismo, en estudios isotópicos realizados en las sucesiones de andesitas de la caldera de Tilzapotla (Mori et al., 2012), las cuales son temporalmente semejantes al CVH, se ha sugerido que en el caso de que los magmas del CVH resulten de la contaminación de fundidos máficos que provienen del manto.

La naturaleza del contaminante podría estar representado por facies granulíticas de la corteza media representadas por xenolitos de ortogneises graníticos alojados en productos piroclásticos del Oligoceno de Pepechuca en el centro volcánico de la Goleta (Elías-Herrera, 2004, 2009), o en cuerpos plutónicos félsicos intrusionados en niveles corticales medios y superiores de la corteza, que se ubican en la provincia ígnea de la región poniente de la SMS (Schaaf, 1990). También el contaminante podría corresponder a una corteza siálica pre-jurásica, previa a la actividad magmática del Terreno Guerrero (Elías-Herrera et al., 2009).

El registro expuesto de las rocas de los Complejos Acatlán y Oaxaqueño, con litologías que corresponden a rocas formadas en la corteza media, podrían ser las posibles fuentes de los fundidos de las sucesiones silíceas. Esta posibilidad es consistente con el espesor cortical reportado para esta región con las inferencias sobre la naturaleza de la corteza (Ortega et al., 2008)

Las relaciones isotópicas obtenidas para las rocas del CVH indican la presencia de un componente cortical asimilado poco radiogénico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7040-0.7057$). Las rocas de los Complejos Acatlán y Oaxaqueño ubicados en la corteza media podrían ser posibles fuentes de dichos fundidos, sin embargo, con la información isotópica disponible del basamento no es posible precisar la naturaleza de dicha fuente.

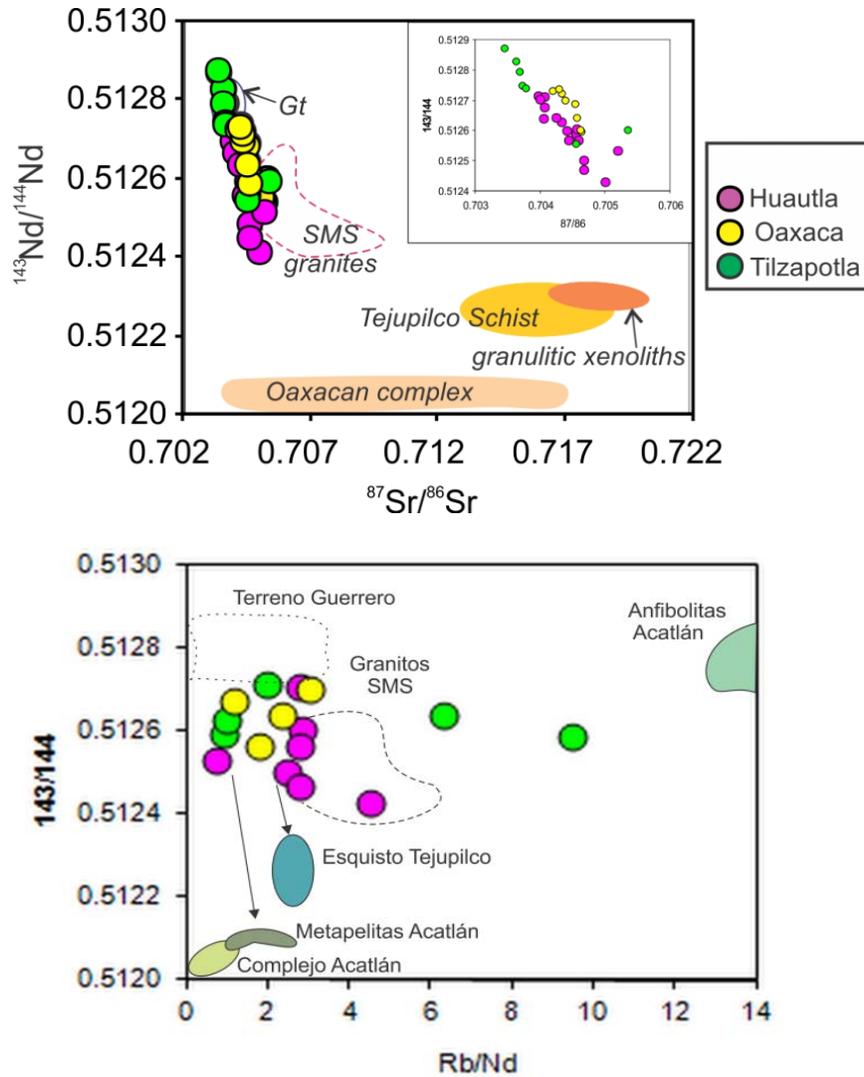


Figura 36 (a) Diagrama de las variaciones isotópicas Nd vs Sr de las rocas de Huautla. Se muestran también las variaciones isotópicas de Nd vs Sr de Tilzapotla y de las sucesiones volcánicas del NW de Oaxaca (Mori et al., 2012). Además se indican los campos de dichas relaciones isotópicas del Terreno Guerrero (GT: Centeno-García et al., 1993), Complejo Oaxaqueño (Ruíz et al., 1988a, 1988b), xenolitos de Pepechuca hospedados en los diques piroclásticos de la Goleta (Elías-Herrera, 2004), xenolitos del Esquisto Tejupilco (Martínez-Serrano et al., 2004) y plutones graníticos representativos de la SMS (Schaaf, 1990), (b) Diagrama de isótopos de Nd vs Rb/Nd, que muestra la participación y variación de componentes corticales.

7.5 Implicaciones petrogenéticas regionales

El presente trabajo permite realizar ciertas valoraciones de tipo regional sobre la petrogénesis de los grandes volúmenes de magmatismo silíceo presentes en el registro geológico de México.

El origen del magmatismo silíceo de la SMO fue motivo de controversia en los años 80's, y a la fecha continua siendo tema de un debate no resuelto. Las propuestas para explicar su origen se pueden agrupar en dos modelos centrales, aquellos que proponen modelos de cristalización fraccionada y asimilación -AFC por sus siglas en inglés- (Cameron et al., 1980, 1982; Wark, 1991; Smith et al., 1996; y los que proponen procesos de fusión parcial de la corteza inferior, basados entre otras argumentos en la presencia de xenolitos de la corteza inferior (Ruíz et al., 1988; Orozco et al., 2002). Al respecto, existen dos consideraciones de importancia, por una parte se advierte que para la magnitud de la SMO los estudios son muy locales y que a partir de sectores aislados se extrapolan los modelos para una región de gran amplitud, además de tener el problema de carecer de una cartografía geológica de semidetalle y la dificultad en reconocer los centros eruptivos, ya que los productos se encuentran sobrepuestos.

En la década pasada, el aumento de fechamientos geocronológicos permitió establecer un mayor conocimiento de la estratigrafía volcánica en varios sectores de la SMO (Ferrari et al., 2002; 2005). Asimismo, los estudios sistemáticos de la SMS han permitido establecer modelos petrogenéticos para varios centros volcánicos (Chapela-Lara, 2008; Díaz-Bravo, 2008; Mori et al., 2012), que aunados al presente trabajo, permiten reconocer la posibilidad de que en un sector de ~250 km de longitud confluyan diferentes procesos petrogenéticos como son cristalización fraccionada a alta y baja presión, vinculados a procesos de asimilación, así como procesos de fusión cortical, lo cual abre una nueva perspectiva de los procesos petrogenéticos, y proporcionan la posibilidad de incluir la participación de diferentes tipos de procesos para entender el origen de los grandes volúmenes de magmatismo silíceo presentes en el registro geológico de México.

7.6 Consideraciones tectónicas

El contexto tectónico bajo el cual se desarrolló el magmatismo de la SMS no constituye el aspecto central de este trabajo, sin embargo, se considera importante discutir algunos aspectos tectónicos relacionados al desarrollo del magmatismo del Paleógeno de la SMS.

La subducción ha sido el proceso tectónico dominante de la margen pacífica de México y existen evidencia de que éste proceso ha sido persistente desde el Jurásico superior (Damon et al., 1981, Ferrari et al., 2005). A escala regional dicho proceso de subducción debió de haberse desarrollado en contextos tectónicos variables. Los rasgos de este proceso en la porción central de la SMS en el Paleógeno, se caracteriza por ser un escenario complejo que incluye al menos cuatro eventos relevantes, como son la fragmentación de la Placa Farallón en varios segmentos (Mammerickx y Klitgord, 1982, Atwater y Strock, 1998), el truncamiento de la margen pacífica del sur de México (Ross y Scotese, 1988), el proceso de exhumación de la margen sur del Pacífico (Morán-Zenteno et al., 1996; Ducea et al., 2004; Hernández-Pineda et al., 2012) y la presencia de un importante sistema de fallas de desplazamiento lateral (Alaniz-Alvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2005; Nieto-Samaniego et al., 2006; Cerca et al., 2007; Martini et al., 2009)

Uno de los argumentos centrales de la migración del Bloque Chortis se centra en la disminución de las edades del magmatismo hacia el este (Schaaf et al., 2005; Martini, 2008). Aunque dicha tendencia se percibe a nivel regional, en los años recientes con base a una mayor cantidad y confiabilidad de datos geocronológicos, el patrón de migración en la disminución de las edades no es tan claro (Keppie y Morán-Zenteno, 2005; Mori et al. 2012), y parece mostrar que en algunos sectores los patrones cronológicos son ligeramente diferentes.

El análisis de la evolución temporal de varios centros volcánicos del sector norte-central de la SMS se realiza en una sección de ~250 km de longitud, en el que se aprecia no sólo una tenue migración temporal del magmatismo, sino también en su composición, rasgo que a escala regional es imperceptible. Debido a que en otras zonas de la SMS no existe un control estratigráfico detallado, no es posible reconocer las posibles variaciones temporales del magmatismo por sector, sin embargo, se observa el registro de varios pulsos de actividad magmática sobrepuestos que se presentan en forma discontinua y que son más evidentes en la franja de cuerpos plutónicos del la SMS, que comprenden intervalos del Eoceno al Oligoceno o incluso del Paleoceno al Oligoceno (Hernández-Pineda, 2009).

Esto atestigua varias etapas de acumulación de magmas durante la construcción de grandes cuerpos magmáticos como ha sido sugerido para las Montañas Rocallosas (Lipman, 2007). En amplias zonas como el sector Acapulco-Huatulco no se advierten patrones de migración bien definidos (Hernández-Pineda, 2009; Mori et al., 2012).

El registro geológico disponible si permite sugerir un evento de extensión regional argumentado por la presencia de diques máficos e intermedios, el cuál parece haber sido más intenso en la región occidental de la SMS (Serrano-Durán, 2005, Ferrari et al., 2011; Chávez-Alvarez et al., 2012), pero que en apariencia no se extiende hacia la porción norte central de la Sierra Madre del Sur, aunque si se observan algunos diques máficos. La presencia de diques máficos provenientes del manto los cuales indican inyección de magmas máficos que promovieron la maduración termomecánica de la corteza (Mori et al., 2012). Aunque ese proceso de extensión no ha sido valorado en detalle, posiblemente se pueda asociar a procesos de transtensión asociados a sistemas de fallas laterales (Álaniz-Álvarez, 2002; Nieto-Samaniego, 2006; Cerca et al., 2007).

El edad en que declina la actividad magmática de la SMS en la región de Huautla es de ~28.1 Ma, para posteriormente instaurarse en la región central de la Faja Volcánica Mexicana a los ~20 Ma, lo que marca un *hiatus* en la actividad magmática de ~8 Ma que coincide temporalmente con los principales episodios tectónicos de remoción del antearco y la exhumación de la margen continental (Ducea et al., 2004; Keppie et al., 2011, Hernández-Pineda, 2012).

7.7 Maduración termomecánica de la corteza en la SMS y petrogénesis

En el sector norte-central de la SMS se ha propuesto un modelo de maduración termomecánica de la corteza continental y sus efectos en los procesos petrogenéticos de algunos centros volcánicos de la región (Mori et al., 2012).

Las nuevas contribuciones que se adicionan a dicho modelo son adicionar un contexto de evolución temporal de mayor detalle, al añadir nuevos datos estratigráficos, geocronológicos y geoquímicos del CVH, y a partir de estos últimos, sugerir un modelo de evolución petrogenética para el CVH que se integre al citado modelo.

Los modelos petrogenéticos recientes para explicar los grandes volúmenes de magmatismo silíceo proponen que las altas tasas de inyección de los magmas basálticos provenientes de la corteza son los que proporcionan calor para la fusión parcial de las rocas de la corteza (Riley et al., 2001, Annen et al., 2002, 2006), y consideran que los factores de primer orden son las altas tasas de inyección de magmas basálticos, la composición de la corteza, su espesor y estado de esfuerzos en la litósfera (Hildreth, 1981; De Silva, 2008; Hughes y Mahood, 2011).

En años recientes se ha resaltado la importancia del emplazamiento de abundantes magmas máficos en la base de la corteza continental, la cual genera un proceso de adición de material a la base de la corteza (*magmatic underplating*) en varias etapas, como una condición necesaria para alcanzar la madurez térmica de la corteza y producir abundantes magmas silíceos (Kemp y Hawkesworth, 2004; Annen et al., 2006). La generación de magmas intermedios y silíceos puede darse a partir de la cristalización incompleta de los basaltos que se emplazan en la corteza profunda, en lugar de la fusión parcial por deshidratación de la corteza superior que tradicionalmente se ha considerado en varios modelos.

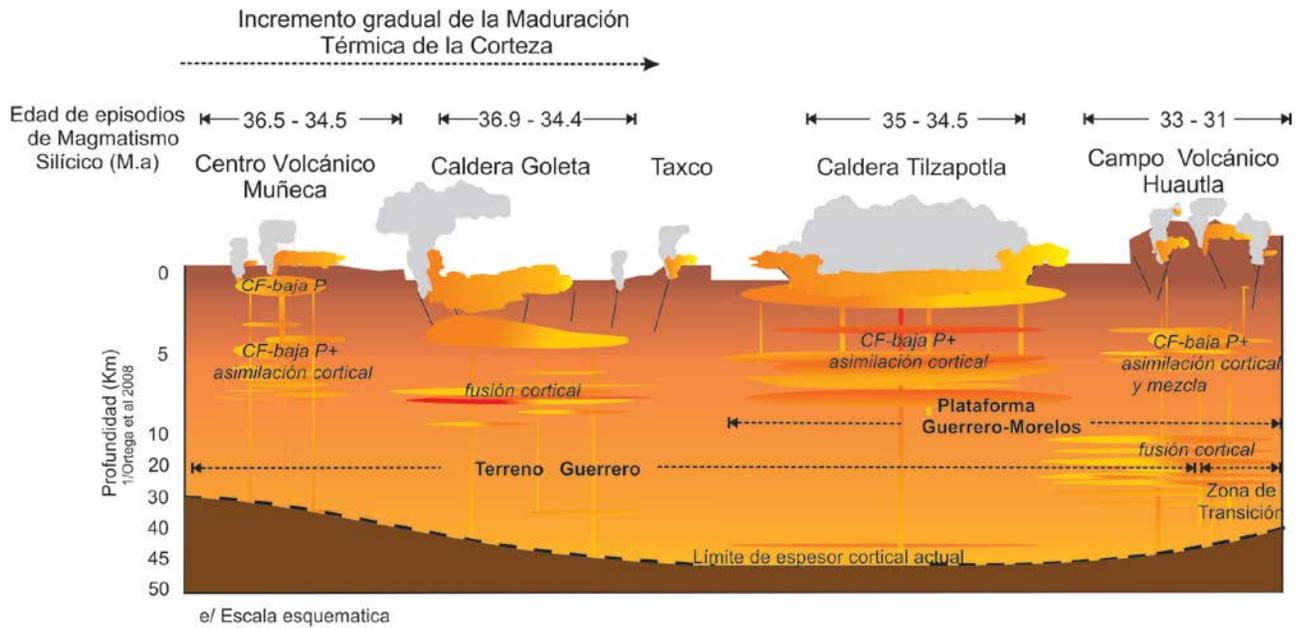
La propuesta anterior ha sido basada en datos experimentales y de modelado numérico de transferencia de calor, lo que argumenta que a partir del emplazamiento de basaltos no se genera la cantidad de calor necesaria para provocar la fusión parcial de la corteza y poder producir grandes volúmenes de magmas (Annen et al., 2006). Además de que proponen un modelo en el que basaltos hidratados derivados del manto son emplazados como una sucesión de sills dentro de la corteza inferior generando una zona caliente en la corteza profunda (Annen et al., 2002, 2006, 2011). Los fundidos son generados por dos fuentes distintas, la cristalización parcial (incompleta) de sills de basaltos que producen fundidos residuales ricos en H₂O, y fusión parcial de la corteza pre-existente. Ambos procesos pueden ocurrir simultáneamente con calor y volátiles (principalmente agua) liberada de magmas primarios (Annen y Sparks, 2002).

En el modelo anterior, el proceso es controlado por un geoterma inicial, y la tasa de inyección de magmas y la profundidad de emplazamiento. Después de un periodo

de incubación se generan fundidos silíceos residuales o fundidos corticales. La fracción de fundido y composición del fundido residual son controlados por la temperatura de la corteza en la cuál los basaltos se están inyectando. Calor y H₂O transferidos a partir de la cristalización de los basaltos promueven la fusión parcial de la corteza circundante. La mezcla de fundidos residuales y de la fusión parcial de la corteza causa una diversidad en la química de isótopos y elementos traza. Los fundidos residuales ricos en sílice generados por diferenciación de basaltos pueden ser extraídos y ascender. El modelo de Annen et al. (2006) se construye sobre el concepto de “underplating” y los procesos de diferenciación se dan predominantemente en la “zona caliente”. Modelos previos de *underplating* se han concentrado casi exclusivamente sobre los fundidos generados por el calentamiento de la corteza, con menos atención en los fundidos residuales generados por la cristalización de las intrusiones basálticas añadidas a la base de la corteza.

El contexto anterior como referencia permite precisar algunas consideraciones de importancia. El proceso de maduración térmica en el sector estudiado fue progresivo, tuvo una duración de ~10 Ma y se desarrolló en varios episodios en los que se fueron sobreponiendo productos volcánicos, los cuales en términos generales incrementan su volumen en las últimas etapas. Asimismo, a la evolución gradual de la maduración térmica de la corteza, se asocian diferentes procesos petrogenéticos como son la cristalización fraccionada a baja presión con asimilación, así como fusión parcial en diferentes niveles corticales (Figura 37).

Los resultados geoquímicos obtenidos en este estudio, indican que por su origen petrogenético el CVH representa una zona de transición, en la cual la fuente del magmatismo silíceo corresponde a la corteza media-superior, lo que contrasta con la región del NW de Oaxaca, en donde se ha sugerido que el origen del magmatismo de los campos volcánicos de composición intermedia se originaron en la corteza inferior, y con la porción occidental del sector norte-central de la SMS, en donde se infiere que el magmatismo silíceo su fuente corresponde a la corteza superior (Martiny, 2008; Mori et al. 2012).



Generación de magmas silíceos en niveles de la corteza media-superior dentro de un proceso de maduración termomecánica de la corteza

Modificado de Mori et al. (2012)

Figura 37 Modelo de evolución petrogenética – temporal de los centros volcánicos de la SMS para el Eoceno-Oligoceno temprano.

El incremento gradual de maduración termo-mecánica de la corteza se desarrolla entre los ~36.5 – 32 Ma, en donde se registra la etapa de “flare up”. Se observa una migración temporal del magmatismo silíceo, el cual inició en el centro volcánico de la Muñeca en el Estado de México en el sector occidental a los ~36.5 Ma y declina en el centro volcánico de Huautla ~32 Ma. En un sector <200 km se registran procesos de cristalización a baja presión con asimilación cortical que generan productos de composición intermedia y silícica de la Muñeca y Tilzapotla, y procesos de fusión parcial a baja y alta presión, que originan productos silíceos en los centros volcánicos de la Goleta y Huautla. En el intervalo de longitud 100°15’ y 99°55’ en que se localizan la Muñeca y la Goleta, se ubican los centros volcánicos de las Paredes y Valle de Bravo predominantemente silíceos. (*Modificado de Mori et al., 2012*)

Capítulo 8. Conclusiones

Estratigrafía

-El centro volcánico de Huautla está constituido por un conjunto de rocas volcánicas que varían en composición de intermedia a dacítica con un rango de edades entre ~33.5 a ~29 Ma.

-El registro de actividad magmática “*insitu*” previa a la edificación del CVH es un pórfido granodiorítico de ~36.5 Ma, después de ese evento se reconoce un “*hiatus*” sobre el que se depositó la Ignimbrita Tilzapotla ~34.5 Ma procedente de una caldera adyacente.

-Se reconoce la presencia de un pulso de magmatismo silíceo en la región cuya edad es más joven que el de la Ignimbrita Tilzapotla ~34.5 Ma, con un rango de edad que varía entre los ~33 y 31 Ma.

Geocronología

-El magmatismo silíceo del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur (SMS) muestra afinidad con los procesos de maduración térmica sugeridos para otras provincias silíceas. En este sector el proceso tuvo lugar en varios pulsos ignimbríticos con duración ~1 Ma que persistieron en un intervalo de ~10 Ma. El evento más intenso (*flare up*) se desarrolló entre los 36.5 a 34.5 Ma.

-Los tiempos de emplazamiento de los centros volcánicos se agrupan en un rango de ~2.2 a 3.5 Ma, con excepción de Taxco y Huautla con tiempos de emplazamiento entre ~5 a 5.5 Ma, respectivamente.

-Las edades obtenidas en zircones de la Ignimbrita Maravillas muestran la presencia de “antecristales” que sugieren que amplios sectores del CVH se edificaron sobre rocas con edades contemporáneas al Pórfido Tamazola y a la Ignimbrita Tilzapotla.

-Las edades obtenidas de dos zircones heredados con rangos de edad entre 134-141 Ma sugiere que la Plataforma Guerrero Morelos se encuentra sobre rocas con afinidad temporal a los Esquistos Taxco y Tejupilco del Terreno Guerrero.

-Los patrones geocronológicos del sector norte- central de la SMS tienen algunos contrastes con los registrados en el sector sur de la Sierra Madre Occidental, lo que hace necesario valorar en detalle la consideración de que la SMS es la prolongación meridional de la SMO.

Petrogénesis

-La información geoquímica obtenida muestran que las rocas magmáticas que constituyen el CVH muestra características de arco continental con ciertas particularidades.

-Los resultados geoquímicos obtenidos sugieren que el origen petrogenético de las andesitas del CVH fue por procesos de cristalización fraccionada a baja presión con procesos de asimilación cortical posterior, en tanto que el fuerte fraccionamiento que muestran las tierras raras pesadas de las dacitas indican procesos de fusión parcial de una corteza media-inferior con granate. Posteriormente ambas litologías sufren procesos de mezcla.

-Los procesos petrogenéticos que dieron origen a los centros volcánicos del sector norte-central de la SMS son: cristalización fraccionada a baja presión con asimilación cortical y fusión parcial a diferentes niveles corticales. Los procesos petrogenéticos interpretados que originaron el CVH sugieren que es una zona de transición en la que el basamento tuvo un papel relevante.

-Las relaciones isotópicas obtenidas para las rocas del CVH indican la presencia de un componente cortical asimilado poco radiogénico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7040-0.7057$, sin embargo, con la información isotópica disponible del basamento no fue posible precisar la naturaleza de dicha fuente.

Referencias

Aguilera-Franco, N., 2003, Cenomanian – Coniacian zonation (foraminifers and calcareous algae) in the Guerrero – Morelos basi, southern Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 20, No. 3, p. 202-222

Aguirre-Díaz, G., Labarthe-Hernández, G., 2003, Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting, *Geology*, v.31, no.9, p.773-776. Data Repository item 2003112

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 2483, p. 1-14.

Alba-Aldave, L., Reyes-Salas, A., Morán-Zenteno, D.J., Angeles-García, S., Corona-Esquivel, R., 1996, Geoquímica de las rocas volcánicas terciarias de la región de Taxco-Huautla. Memoria del VII Congreso Nacional de Geoquímica, San Luis Potosí, Actas INAGEQ 2, p. 39-44

Albrecht A., Goldstein S.L., 2000. Effects of basement composition and age on silicic magmas across an accreted terrane-Precambrian crust boundary, Sierra Madre Occidental, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 255-273

Annen, C., Sparks, 2002, Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust, *Earth and Planetary Science Letters*, 203, p. 937-955.

Annen, C., Blundy, J., Sparks, R., 2006, The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones, *Journal of Petrology*, v. 47, p. 505-539.

Annen, C., Blundy, J. Sparks, R., 2008, The sources of granitic melt in Deep Hot Zones, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 91, p. 297- 309.

Annen, C., 2009, From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 284, p. 409 – 416, doi:10.1016/j.epsl.2009.05.006

Annen, C., 2011, Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism.volcanism relationships, *Tectonophysics*, v. 500, p. 3-10, doi: 10.1016/j.tecto.2009.04.010

Arce, J.L., Macías, R., García-Palomo, A., Capra, L., Macías, J. L., Layer, P., Rueda, H., Late Pleistocene flank collapse of Zempoala (Central Mexico) and the role of fault reactivation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 2008, v.177, p.944- 958. doi:

Atwater, T., Stock, J., 1998, Pacific-North American plate tectonics of the Neogene Southwestern United States: An update, *International Geology Review*, v. 40, p. 375-402.

Bachmann, O., Bergantz G.W, 2004, On origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes, *Journal of Petrology*, v.45, no.8, p.1565 – 1582, doi: 10.1093/petrology/egh019

Bachmann, O., Miller, C.F., De Silva, S.L.,, 2007, The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism, *Journal and Volcanology and Geothermal Research*, v. 167, p. 1-23

Bachmann, O Bergantz G.W., 2008, Rhyolites and their source mushes across tectonic settings, *Journal of Petrology*, v.49, no.12, p.2277 – 2285, doi: 10.1093/petrology/egn068

Bachmann, O., 2011, Timescales associated with large silicic magma bodies, *in* Dosseto, A., Turner, S. and Van Orman, J., *Timescales of magmatic processes, from Core to Atmosphere*, Wiley-Blackwell, 264 p.

Blatter, D., Carmichael, I., Deino, A., Renne, P., 2001, Neogene volcanism at the front of the central Mexican volcanic belt shoshonites and high TiO₂ lava, *Geological Society of America Bulletin*, v.113, no. 10, p.1324-1342

Bergantz G.W., Dawes R., 1994. Aspects of magma generation and ascent *in* continental lithosphere, *in*: M.P. Ryan (Ed.), *Magmatic Systems*. Academic Press, Inc., San Diego, California, p. 291-317

Best, M. and Christiansen, E., 2001, *Igneous Petrology*, Blackwell Science, First edition, 458 p.

Bourdon, B.M., Elliott, T., 2011, Melt production in the mantle: constraints from U-series, *in* Dosseto, A., Turner, S. and Van Orman, J., *Timescales of magmatic processes, from Core to Atmosphere*, Wiley-Blackwell, 264 p.

Brown, M., Rushmer, T.,2006, *Evolution and differentiation of the continental crust*, Cambridge University Press, Cambridge.

Bryan S.E., Riley T.R., Jerram D.A., Leat P.T., Stephens C.J., 2002. Silicic volcanism: an undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. In: Menzies M.A., Klemperer S.L., Ebinger C.J., Baker J. (eds) *Magmatic Rifted Margins*. Geological Society of America Special Paper, 362, p. 99-120.

Bryan, S., Ferrari, L., Reiners, P., Allen, C., Petrone, C., Ramos-Rosique, A., Campbell, I., 2008, New insights into crustal contributions to large-volume rhyolite generation in the mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, revealed by U-Pb geochronology, *Journal of Petrology*, v. 49, p. 47-77

Bryan, S.E., and Ernst, R.E., 2008, Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs): *Earth-Science Reviews*, v. 86(1-4), p. 175–202, doi:10.1016/j.earscirev.2007.08.008.

Cameron M., Bagby W.C., Cameron K.L., 1980. Petrogenesis of voluminous mid-Tertiary ignimbrites of the Sierra Madre Occidental. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 271-84

Cameron, K., and Hansun, G., 1982, Rare earth element evidence concerning the origin of voluminous mid-Tertiary rhyolitic ignimbrites and related volcanic rocks, SMO, Chihuahua, Mexico, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, p. 1489-1503.

Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040 – 1051.

Campa, M. F., Fitz-Díaz, E., Martínez-Hernández, E., 2002, Revisión de la edad de la Formación Oapan y su significado en el graben de San Agustín Oapan y el sinclinorio de Zacango, Estado de Guerrero, *in* *Unión Geofísica Mexicana*, ed., III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes: GEOS: Sociedad Geológica Mexicana, v. 22, p. 165.

Campa, M. e Iriondo, A., 2004, Significado de dataciones Cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la evolución de la plataforma Guerrero Morelos, *Unión Geofísica Mexicana*, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS, v. 24, n. 2, p. 173

Campa, M.F., Torres de León, R., Iriondo, A., Premo, W., 2012, Caracterización geológica de los ensambles metamórficos de Taxco y Taxco el Viejo, Guerrero, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 64, No. 3, p. 369-385.

Camprubí, A., Ferrari, L., Cosca, M., Cardellach, E., Canals, A., 2003, Ages of epithermal deposits in Mexico: Regional significance and links with the evolution of tertiary volcanism, *Economic Geology*, v. 98, p. 1029-1037.

Castillejos Echeverría, M., 2004, Geología del área de Jolalpan, Puebla y estimación de las reservas de los yacimientos de yeso adjuntos, Tesis de Ingeniero Geólogo, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Ciencias de la Tierra, Unidad Ticomán, IPN, 78 p.

Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P., Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data, *Geology*, v. 21, p. 419-422.

Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M., Talevera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero composite terrane of western México: Collision and subsequent rifting *in* supra-subduction zone, *in* Draut, A., Clift, P.D., Scholl, D.W., eds., Formation and applications of the sedimentary record in arc collision zones: Geological Society of America Special Paper 436, p. 279-308, doi: 10.1130/2008.2436(13)

Chávez-Álvarez, M., Cerca, M., Ferrari, L., 2012, Physical and geological description of the Nanchititla dyke swarm, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, núm. 3, p. 551-571.

Clift, P., Vannucchi, P., 2004, Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust, *Review of Geophysics*, v. 42, RG2001, 31 P.

Cerca, M., 2004, Deformación y magmatismo Cretácico tardío - Terciario temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos: Juriquilla, Qro., Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Doctorado 175 p., 1 mapa.

Cerca, M., Ferrari, L., Lopez, M., Martiny, B. and Iriondo, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction. *Tectonics*, vol. 26, TC3007.

Cerca, M., Ferrari, L., Corti, G., Bonini, M, and Manetti, 2010, Analogue model of inversion tectonics explaining the structural diversity of Late Cretaceous shortening in southwestern Mexico, *Lithosphere*, v. 2, No. 3, P. 172-187, DOI: 10.1130/l48.1

Chang, Z., Vervoort, J., McClelland, W., Knaack, 2006, U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v.7, no.5, p. 1-14, doi : 10.1029/2005GC001100

Chapela-Lara, M., 2008, Estratigrafía, petrología y evolución del centro volcánico La Muñeca, Tejupilco, Estado de México, Tesis de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UNAM, 91 p.

Charlier, B., Wilson, C., Lowenstern, J., Blake, S., Van Calsteren, P., Davidson, J., 2005, Magma generation at a large, hyperactive silicic volcano (Taupo, New Zeland) revealed by U-Th and U-Pb systematics in zircons, *Journal of Petrology*, vol. 46, p. 3-32. doi:10.1093/petrology/egh060

Chávez-González, O., 2005, Estratigrafía y petrología de las rocas volcánicas del flanco occidental de la Sierra de Huautla, región de Valle de Vázquez – Teocaltzingo, Estados de Morelos y Guerrero. Tesis de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UNAM, 76 p.

Corona-Chávez, P., Poli, S., Bigioggero, 2006, Syn-deformational migmatites and magmatic-arc metamorphism in the Xolapa Complex, Southern Mexico, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 24, p. 169-191.

Corona-Esquivel, R., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., Moralez-Isunza, A., Angeles-Hernández, J. y Castillejos-Echeverría, M., 2004, Primer reporte de yesos del Paleógeno en el área de Jolalpan, Puebla: implicaciones paleogeográficas, IV Reunión nacional de ciencias de la tierra, Libro de Resúmenes, Juriquilla, Querétaro, p.122

Damon, P., Shafiqullah, M., Clark, K., 1981, Evolución de los arcos magmáticos de México y su relación con la metalogénesis: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 5-2 (1981), 223-238

Dávila-Alcocer, V., 1974, Geología del área de Atenango del Río, Estado de Guerrero, Tesis de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UNAM, 100 p.

De Cserna, Z., Fries, C., Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q-h(7), Estados de Morelos, México y Guerrero, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, Mapa con texto.

De Cserna, Z., 1982, Hoja Tejupilco 14Q-g(9), Estados de Guerrero México y Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, Mapa con texto.

De Silva, S.L., (1989a), Altiplano – Puna volcanic complex of the central Andes, *Geology*, v. 17, p. 1102 – 1106.

De Silva, S.L., (1989b), Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21°30' S to 23°30' S portion of the central Andes of northern Chile, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.37, p. 93 -131.

De Silva, S.L., 2008, Arc magmatism, calderas, and supervolcanoes, *Geology*, v.36, no. 8, p. 671 - 672

De Silva, S. L., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J., 2006, Large - scale silicic volcanism – the result of thermal maturation of the crust. *Advances in Geosciences – Proceedings volume of the Asia –Oceania Geosciences Society*, Editor Chen Yun-tai, World Scientific Press

Delgado-Argote, L. y López-Martínez, M., 1992, Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico, *Canada Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 1590-1604.

Díaz-Bravo, B., 2005, *Estratigrafía volcánica y estructuras tectónicas de la porción norte de la Sierra de Huautla, Estado de Morelos*, Tesis de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UNAM, 69 p.

Díaz-Bravo, B., 2008, *Estratigrafía, petrología y estilo eruptivo del centro volcánico silícico de la Goleta - Sultepec, Estados de México y Guerrero*, Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México., 87 p.

Díaz-Bravo, B. y Morán-Zenteno, D., 2011, The exhumed Eocene Sultepec-Goleta Volcanic Center of southern Mexico: record of partial collapse and ignimbritic volcanism fed by wide pyroclastic dike complexes, *Bulletin of Volcanology*, v. 73, 7, p. 917–932, Doi 10.1007/s00445-011-0460-5.

Dickinson, W., Lawton, T., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, n. 9, p. 1142-1160.

Ducea, M. and Barton, M., 2007, Igniting flare-up events in Cordilleran arcs, *Geology*, v. 35, no. 11, p. 1047 – 1050, doi: 10.1130/G23898A.1, Data Repository item 2007254

Eggins, S.M., Woodhead, J.D., Kinsley, L.P., Sylvester, P., McCulloch, M.T., Hergt, J., Handler, M. R., 1998, A simple method for the precise determination of more than 40 trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardization, *Chemical Geology*, v. 134, p. 311 - 326.

Eichelberger, J., 1995, Silicic volcanism: ascent of viscous magmas from crustal reservoirs, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 23, p. 41-63.

Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J., 1990, Tectonic implications of mylonitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero Terrane), Southern Mexico, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 9 p. 113-125.

Elías-Herrera, M. y Ortega-Gutiérrez, F., 1997, Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an Oligoceno rhyodacite plug-Precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane Mexico?, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* v. 14, num. 1, p.101-109.

Elías-Herrera, M. y Ortega-Gutiérrez, F., 2002, Caltepec Fault Zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlan complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications, *Tectonics*, v. 21: 4-1, p. 4-17

Elías-Herrera, 2004, *Geología Precenozoica de la región de Tejupilco, Estados de México, y sus implicaciones tectónicas*, Tesis de Doctorado, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, 201 p.

Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J., Macías-Romo, C., 2000, Geological and geochronological data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13 , p.355-375, doi: 10.1016/S0895-9811(00)00029-8.

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., Sánchez-Zavala, J., Solari, L., 2009, Geocronología U-Pb del Esquisto Tejupilco: implicaciones tectónicas prealbianas para el Terreno Guerrero, Sur de México, Simposio: El origen y evolución geológica del Tereno Guerrero y sus conexiones regionales, Universidad Autónoma de Guerrero-Universidad Nacional Autónoma de México, Taxco, Gro., 16-20 de febrero, p. 8.

Engelbreton, A.C., Cox, A., Gordon, R.G., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin, *Geological Society of America Special Paper*, v. 206, 59p.

Farfán-Panamá, J. y González-Partida, E., 2010, Edad de la Mineralización del Distrito Minero Taxco, Estado de Guerrero, México por medio del método Ar/Ar, XX Congreso Nacional de Geoquímica, *Actas INAGEQ*, vol. 16, No. 1, p. 289-294.

Farmer, G.L., Bailey, T., Elkins, L., 2008, Mantle source volumes and the origin of the mid-Tertiary ignimbrite flare-up in southern Rocky Mountains, western U.S., *Lithos*, v.102, p.279 – 294, doi: 10.1016/j.lithos.2007.08.014

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Nuñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, v. 27, p. 303-306.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: implications for the late subduction history of the Farallon plate, *Tectonics*, v. 21, p. 17-24.

Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica de la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Editores, Nieto-Samaniego, A., y Alaniz-Álvarez, Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, num. 3, p. 343-378.

Ferrari, L., Ferrairo, A., Tunesi, A., Martini, M., Bergomi, M., López-Martínez, 2011, Petrography, geochemistry, and U-Pb ages of the El Calvario-La Palma mafic and ultramafic suite, coastal Guerrero: Evidence for a major Eocene extensional episode in southern Mexico?, *Geos*, v. 31, no. 1., p. 69. Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco.

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*, vol. 522-523, p. 122-149.

Fisher, R., and Schmincke, H., 1994, Volcanic sediment transport and deposition, in Pye, K., (ed.): *Sedimentary Processes*, Blackwell Oxford, p. 349-386

Fitz-Díaz, E., 2001, Evolución estructural del sinclinatorio de Zacango en el límite oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos, Tesis de Licenciatura, Instituto Politécnico Nacional, 104 p.

Flores-Huerta, D., 2012, Litofacies, emplazamiento y procedencia de la Ignimbrita Tilzapotla en el sector Tilzapotla-Santa Fe Tepetlapa, Estado de Morelos, Tesis de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Fries, C., Jr., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central-meridional de México. *Boletín Instituto de Geología, Univ. Nal. Autón. de México* 60, 236 pp.

Fries, C., Jr., 1966, Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), con Resumen de la geología de la Hoja Cuernavaca, Estado de Morelos, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, Mapa con texto.

Fuhrmann, U., Lippolt, H.J., and Hess, J.C., 1987, Examination of some proposed K-Ar data, *Chemical Geology*, v. 66, p.41-51.

García-Pérez, F., 1995, Caracterización geofísica de la región Tierra Caliente y áreas colindantes, Estados de Guerrero, México y Morelos, Tesis de Maestría en Sismología y Física del interior de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, 55 p.

García-Pérez, F. y Urrutia-Fucugauchi, J., 1997, Cristal structure of the Arteaga Complex, Michoacán, southern Mexico, from gravity and magnetics, *Geofísica Internacional*, v. 36, No. 4, p. 235 – 244.

Garza González-Vélez, C., 2007, Metalogenía del pórfido de cobre de Tiámaro, Estado de Michoacán, Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Universidad Nacional Autónoma de México, 258 p.

Gehrels, G., Valencia, V. and Ruíz, J., 2008, Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v.9,no.3, p. 1-13, doi : 10.1029/2007GC001805

Glazner, A., Bartley, J., Coleman, D., Gray, W. and Taylor, R., 2004, Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers, *GSA Today*, v.14, No. 4-5, doi : 10.1130/1052-5173(2004)

Glazner, A., Coleman, D., Bartley, J., 2008, The tenuous connection between high-silica rhyolites and granodiorite plutons, *Geology*, v. 36, no. 2, p. 183-186, doi: 10.1130/G24496A.1, Data Repository item 2008043.

Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., Iriondo, A., 2008, The origin of a primitive trondjemite from Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc, *Geology*, v. 36, no. 6, p. 471-474, doi: 10.1130/G24687A.1.

González-Cervantes, N., 2007, Evolución del centro silíceo de la Sierra de Nanchichitla, Edo. de México y Michoacán, Tesis de Maestría, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, UNAM.

González-Torres, E., Morán-Zenteno, D.J., Mori, L., Roberge, J., Martiny, B., 2009. Huautla Volcanic Field: a transition zone of the ignimbrite flare-up in the north central region of the Sierra Madre del Sur. Geological Society of America Annual Meeting, Portland, EUA. Geological Society of America Abstracts with Programs, 41 (7), 140.

González-Torres, E., Morán-Zenteno, D., Mori, L., Roberge, J., Luna-González, L., Martiny, 2011, Geology of the Huautla volcanic field and its significance for understanding the origin and temporal

evolution of silicic magmatism in the north-central Sierra Madre del Sur, GSA Annual Meeting in Minneapolis, Paper No. 35-3 (9-12 October).

Gottsmann, J., Lavallée, Y., Martí, J., Aguirres-Díaz, 2009, Magma-tectonic and eruption of silicio batholiths, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 284, p.426-434, doi: 10.1016/j.epsl.2009.05.008

Grove, T. and Kinzler, 1986, Petrogenesis of Andesites, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, p. 41-454.

Hart, S.R., 1984, A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle, *Nature*, v. 309, p. 753-757.

Hermann, U.R., Nelson, B.K., y Ratschbacher, L., 1994, The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico), *Tectonics*, v. 13, p. 455-474.

Hernández-Bernal, M., Morán-Zenteno, D.J., 1996, Origin of the Río Verde batholith, as inferred from its geochemical characteristics, *Internacional Geology Review*, v. 38, p. 361-373.

Hernández-Pineda, G., 2009, Caracterización geoquímica del intrusivo de Acapulco, Estado de Guerrero: Petrogénesis e implicaciones tectónicas, Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 80 p.

Hernández-Pineda, G., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Méndez-Cárdenas, D., Pérez-Arvizu, O., 2012, Petrogenesis and thermobarometry of the ~50 Ma rapakivi granite-syenite Acapulco intrusive: implications for post-Laramide magmatism in southern Mexico, *Geosphere*, vol. 7, no. 6, p. 1419-1438, doi: 10.1130/GES00744.1.

Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., Barceló-Duarte, J., 1997, Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian-Tronian Boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico, *Cretaceous Research*, v. 18, p. 661-686.

Hernández-Treviño, T., Torres de León, R., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Bernal, S., Morales-Contreras, J., 2004, Edad de la Formación Chapolapa en la localidad del río Cochoapa al oeste del Ocotito, Estado de Guerrero, IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, 338 p.

Hildreth, W., 1981, Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism, *Journal of Geophysical Research*, 86, p. 10153-10192.

Hughes, G.R., Mahood, G., 2008, Tectonic controls on the nature of large silicic calderas in volcanic arcs, *Geology*, v. 36, p. 627-630.

Hughes, G.R., Mahood, G., 2011, Silicic calderas in arc settings: Characteristics, distribution, and tectonic controls, *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, p. 1577-1595.

Huppert, H., Sparks, S., 1988, The generation of granitic magma by intrusion of basalt into continental crust, *Journal of Petrology*, v. 29, p. 599-624.

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

Kemp, A., Hawkesworth, C., 2004, Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust, *in* The Crust, Rudnick, R. L., ed. v.3 *Treatise on Geochemistry*, H.D. Holland, K.K. Turekian, eds., Oxford Elsevier-Pergamon, p. 349-404.

Keppie, J.D., 2004, Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey, *International Geology Review*, vol. 46, p. 765-794, doi:10.2747/0020-6814.46.9765

Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D.J., 2005, Tectonics implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block, *International Geology Review*, v. 47, p. 473-491.

Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B., Nance, R.D., 2008, Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin, *Tectonophysics*, v. 461, p. 277-290.

Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D.J., Martiny B., González-Torres E., 2009, Synchronous 29-19 Ma arc hiatus, exhumation, and subduction of forearc in southwestern Mexico, *in* James, K.H., Lorente, M.A. and Pindell, J.L.(eds.), *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, *The Geological Society, London, Special Publication*, 328, p.167-177.

Keppie, F., Hynes, A.J., Lee, J.K.W., Norman, M., 2012, Oligocene-Miocene back-thrusting in southern Mexico linked to the rapid subduction erosion of a large forearc block, *Tectonics*, vol. 31, TC2008, DOI:10.1029/2011TC002976

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

Le Maitre, R.W., ed., 2002, *Igneous rocks. A classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, 236 p.

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

Levresse, G., Tritlla, J., Deloule, E., Pinto-Linares, P., 2007, Is there a Grenvillian basement in the Guerrero-Morelos platform of Mexico?, *Geologica Acta*, 5(2), p. 167-175

Librado-Flores, J., de la Teja Segura, M., Salazar-Reyes, J., 1996, Carta Geológico-Minera Tejupilco de Hidalgo E14-A56, Escala 1:50, 000, Servicio Geológico Mexicano (SGM), Pachuca, Hidalgo, México, un mapa con texto.

Lipman, P. W., 2007, Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field, *Geosphere*, v.3, no. 1, p. 42-70, doi: 10.1130/GES00061.1

Lipman, P. W., and McIntosh, W., 2008, Eruptive and noneruptive calderas, northeastern San Juan Mountains, Colorado: Where did the ignimbrites come from, *Geological Society Bulletin*, v. 120, no. 7/8, p. 771 - 795, doi: 10.1130/B26330.1

Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S., Girón, P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores de rocas ígneas, *Actas INAGEQ*, 1, p. 203-208.

Ludwig, K. (2003); *ISOPLOT; A geochronological toolkit for Microsoft Excel*, Version 3.00, Berkeley Geochronology Center, California, Special Publication 4, 70p.

Macías-Romo, C., 2003, *Manual de procedimientos para la técnica de separación de minerales*, Instituto de Geología, Taller de separación de minerales, UNAM, 39 p.

McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995, The composition of the Earth, *Chemical Geology*, v. 120, 223-253.

Mammerickx, J., Klitgord, K.D., 1982, Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the Present, *Journal of Geophysical Research*, v. 87 (B8), p. 6751-6759.

Martínez-Serrano, R., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J., Macías, J., 2004, Sr, Nd, Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and Tenango Volcanic Field, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138, p. 77-110.

Martínez-Serrano, R., Solís-Pichardo, G., Flores-Márquez, L., Macías-Romo, C., Delgado-Durán, J., 2008, Geochemical and Sr-Nd isotopic characterization of the Miocene volcanic events in the Sierra Madre del Sur, central and southeastern Oaxaca, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, p. 1-20.

Martini, M., 2008, Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario temprano, Tesis de Doctorado, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 262p

Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V., Serrano-Duran, L., 2009, Cretaceous–Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: no role for terrane accretion *in* Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision: Geological Society of America Memoir 204*, p. 151-182.

Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Valencia, V., 2010, Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo area, southwestern Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 27, núm. 3, p. 412-430.

Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011, Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): late Jurassic-Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation on the Guerrero Terrane, *The Journal of Geology*, v.119, p. 597-617.

Martiny, B., Martínez-Serrano, R.G., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C., Ayuso, R.A., 2000, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico, *in* Ferrari, L., Stock, J., y Urrutia-Fucugauchi, J., eds., *Post-Laramide magmatism and tectonics in Mexico and plate interaction: Tectonophysics*, v. 318, p. 71-98.

Martiny, B. Silva-Romo, G., Morán-Zenteno, D.J., 2002, Tertiary faulting and the relationship with Eocene-Oligocene volcanism in western Oaxaca, southern Mexico, *Geological Society of America, 98th Annual Meeting, Cordilleran Section, Corvallis, Oregon*, p. A-97

Martiny, B., 2008, Estratigrafía y geoquímica de las rocas magmáticas del paleógeno en el occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico, Tesis de Doctorado, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, 160 p.

Martiny, B., Morán-Zenteno, D., Solari, L., López-Martínez, M., De Silva, S., Zuñiga-Lugones, L., Flores-Huerta, D., Luna-González, L., 2012, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas (en prensa).

Meza-Figueroa, D., Valencia-Moreno, V., Valencia, V., Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., Díaz-Salgado, C., 2003, Major and trace element geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Laramide plutons associated with gold-bearing Fe skarn deposits in Guerrero state, southern Mexico, Journal of South American Earth Sciences, vol. 16, p.205-217.

Meza-García, V., 2010, Estudio petroráfico, geocronológico y cartográfico de los domos riolíticos y de las ignimbritas riolíticas del sector El Ocotito-Papagayo, al sur de la Sierra del Alquitrán y Tierra Colorada, Estado de Guerrero, Tesis de Licenciatura, Ingeniero Geólogo, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Ciencias de la Tierra, IPN, 132 p.

Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins, American Journal of Science, v. 274, 321-355.

Molina-Garza, R., Ortega-Rivera, A., 2006, Chronostratigraphy and paleomagnetism of the Balsas Group in the Tuzantlán-Copalillo basin, northern Guerrero state, Mexico, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 23, p. 215-232.

Monter-Ramírez, A., 2004, Estratigrafía, sedimentología y relaciones tectónicas de la Formación Balsas en la región de Amacuzc, Morelos, Tesis de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UNAM, 55 p.

Montiel-Escobar, J., Librado-Flores, J., Salazar-Reyes, J., Bustamante-García, J., y Sánchez-Garrido, E., 1998, Carta Geológico-Minera Morelia Escala 1:250,000 (E14-1): Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, México, 1 mapa con texto.

Montiel-Escobar, J., Segura de la Teja, M., Estrada-Rodarte, G., Cruz-López, D., Rosales-Franco, E., 2000, Carta geológica-minera, Ciudad Altamirano. Escala 1:250,000 (E14-4), Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, México, 1 mapa con texto.

Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Martínez-Serrano, R., Reyes-Salas, M.A., Corona-Esquivel, R., Angeles-García, S., 1998, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region, southern Mexico, Universidad Nacional

Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 15, p. 167-180.

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

Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Silva Romo, G., 2000, Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur, *in* Alaniz-Álvarez, S.S., y Ferrari, L., (eds.) *Avances de la Geología Mexicana en la última década*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo 53, núm. 1, p. 27-58.

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

Morán-Zenteno, D.J., Cerca, Keppie, D., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, NÚM. 3, P. 319-341.

Morán-Zenteno, D.J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L., Solé, J., 2007, Stratigraphy of the Balsas Group in Amacuzac area, southern México: relationship with Eocene volcanism and deformation of Tilzapotla-Taxco sector, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, núm. 1, p. 68-80

Mori, L., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., González-Torres, E., Chapela-Lara, M., Díaz-Bravo, B., Roberge, J., 2012, Thermomechanical maturation of the continental crust and its effects on the Late Eocene-Early Oligocene volcanic record of the Sierra Madre del Sur province of southern Mexico, *International Geology Review*,

Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., Gabites, J.E., 2008, Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero terrane of central Mexico: Constraints from U-Pb age and Pb isotope studies: *Economic Geology*, v. 103, p. 117 – 140.

Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernandez, G., Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 111, p. 347-363.

Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M., Mendoza-Rosales, C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, México, inferred from the geometry and age of major structures, Geological Society of America, Bulletin, v. 118, no. 1-2, p.238-252.

Odin, G.S. y 35 coautores, 1982, Interlaboratory standars for dating purposes, *in* Odin, G.S. ed., Numerical dating in Stratigraphy: Chichester, Wiley, p. 123-150.

Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S., 2002, Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by cristal meltig related to extension, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 118, p. 37-56.

Ortega-Gutiérrez, F., 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca, Univarsidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, núm. 2, p.112-131.

Ortega-Gutiérrez, F., 1980, Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, estado de Guerrero, en V Convención Geológica Nacional, Libro guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, México. Sociedad Geológica Mexicana, p. 34-38.

Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance, Geofísica Internacional, v. 20, núm. 3, p. 177-202.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, J.D., Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República Mexicana, 5ª ed., Universidad Nacional Autónoma de México y Secretaria de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, mapa con texto explicativo, escala 1:2'000,000.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, G., 2008, On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 25, núm. 2, p. 346-364.

Ortega-Gutiérrez, F., Martiny, B., Morán-Zenteno, D.J., Reyes-Salas, M. Solé-Viñas, J., 2011, Petrology of very high temperature cristal xenoliths in the Puente Negro intrusion: a sapphire-spinel-bearing Oligocene andesite, Mixteco terrane, southern Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 28, núm. 3. p. 593-622.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Mori, L., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., Solari, L. 2012, Petrology of high-grade crustal xenoliths in the Chalcatzingo Miocene subvolcanic field, southern Mexico: buried basement of the Guerrero-Morelos Plataform and tectonostratigraphic implications. *International Geology Review*, doi: 10.1080/00206814.2011.649956

Ortega-Obregón, C., Keppie, D., Murphy, J.M., Lee, J.K.W., Ortega-Rivera, A., 2009, Geology and geochronology of Paleozoic rocks in western Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence for contiguity across and extruded high-pressure belt and constraints on Paleozoic reconstructions, *GSA Bulletin*, v. 121, no. 11/12, p. 1678-1694.

Pankhurst R.J., Rapela C.R., 1995, Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134, 25-36.

Pankhurst R.J., Riley T.R., Fanning C.M., Kelley S.R. (2000) Episodic silicic volcanism along the proto-Pacific margin of Patagonia and the Antarctic Peninsula: plume and subduction influences associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41, 605-625.

Perrilliat, M., Vega-Vera, F., Corona-Esquivel, R., 2000, Early Maastrichtian mollusca from Mexcala Formation of the State of Guerrero, southern Mexico, *Journal of Paleontology*, vol. 74, No. 1, p. 7-24.

Pi, T., Solé, J. y Taran, Y., 2005, (U-Th)/He dating of fluorite: application to the La Azul fluorspar deposit in the Taxco mining district, Mexico, *Mineralium Deposita*, v. 39, p. 976 - 982.

Pitcher, W., 1993, *The nature and origin of granite*, London, Blackie Academic & Professional, 321 p.

Ramírez Pérez, E., 2005, *Estratigrafía Cretácico – Terciaria de la región de Jolalpan – Huehuetlán, Estado de Puebla*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 63 p

Ramírez-Pérez, E., 2011, *Estratigrafía, geocronología y evolución del centro volcánico Paleógeno de la Sierra de las Paredes, en la región de Sultepec-Texcaltitlán-San Simón de Guerrero, Estado de México*, Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 84 p.

Ramos-Arias, M., Keppie, J.D. 2011, U-Pb Neoproterozoic-Ordovician protolith age constraints for high- to medium- pressure rocks thrust over low grade metamorphic rocks in the Ixcamilpa area, Acatlan Complex, southern Mexico, Canadian Journal of Earth Sciences, v. 48, p. 45-61.

Ranalli, G., 2000, Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation, Journal of Geodynamics 30, p. 3-15.

Riley, T., Leat, P., Pankhurst, R., Harris, C., 2001, Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting, Journal of Petrology, vol. 42, num. 6, p. 1043-1065

Rivera-Carranza, E., de la Teja-Segura, M.A., Miranda-Huerta, A., Lemus-Bustos, O., Motolinía, G. O., León-Ayala, V., Moctezuma-Salgado, M. D., 1998, Carta Geológico-Minera Cuernavaca, Escala 1:250,000 (E14-5), Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hidalgo, México, 1 mapa con texto.

Rollinson, H., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Essex, England, Longman Group, 352 pp.

Ross, M., Scotese, C., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region, Tectonophysics, v.155, p.139-168.

Rubatto, D., 2002, Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism, Chemical Geology, v. 184, p. 123-138.

Ruíz, J., Patchett, P., Ortega-Gutiérrez, F., 1988a, Proterozoic and Phanerozoic Basement terranes of Mexico from Nd isotopic Studies, Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 274-281.

Ruiz, J., Patchett, P., Arculus, R., 1988b, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths – evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 99, p. 36-43.

Sabanero-Sosa, M., Salinas-Prieto, J., Talavera-Mendoza, O., Campa-Uranga, M., Sánchez-Rojas, E., 1996, Carta Geológico-Minera Chiautla, E14-B72, Puebla, Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hidalgo, México.

Salinas-Prieto, J., Monod, O., Faure, M., 2000, Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane, Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 389-402.

Sánchez-Montes de Oca, R., 1961, Estudio geológico superficial del área correspondiente al Distrito Minero de Huautla, Morelos, México, Tesis Profesional, Instituto Politécnico Nacional, ESIA, 36p.

Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische untersuchungen an granitoiden gesteinen eines aktiven kontinentalrandes. Alter und herkufen der tiefengesteinskomplexe an der pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco: Facultad fur Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians Universität, München, tesis doctoral, 202 p. (inérito).

Schaaf, P., Morán-Zenteno, D.J., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, v. 14, p. 1339-1350.

Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R., (1993), Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, *Geological Society of America, Special Paper*, 278, 153 p

Serrano-Durán, L., 2005, Estudio de los enjambres de diques y el fallamiento terciario en la región de Tuzantla –Tiquicheo –Nanchititla, Estados de Michoacán, México y Guerrero, República Mexicana, Tesis de Licenciado en Geología, Departamento de Geología, Universidad EAFIT, Medellín, Colombia, 120 p.

Shelley, D., 1993, *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*, Chapman & Hall, 468 p.

Siebe, C., Abrams, M., Macias, J.1995, Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl, Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, CENAPRED, México, p. 195-220.

Silva-Romo, G., 2010, Origen tectónico y evolución de la Cuenca Tehuitzingo – Tepexi, Estado de Puebla, Tesis de Doctorado, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, 200 p.

Sisson, T., Ratajeski, K., Hankis, W., 2005, Voluminous granitic magmas from common basaltic sources, *Contributions Mineral Petrology*, v. 148, p. 635-661.

Smith R.D., Cameron K.L., McDowell F.W., Niemeyer S., Sampson D.E., 1996. Generation of voluminous silicic magmas and formation of mid-Cenozoic crust beneath north-central Mexico; evidence from ignimbrites, associated lavas, deep crustal granulites, and mantle pyroxenites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 123, p. 375-389.

Solari, L., Torres de León, R., Hernández-Pineda, G., Solé, J., Solis-Pichardo, G., Hernández-Treviño, T., 2007, Tectonic significance of Cretaceous-Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico, Geological Society of America Bulletin, v. 119, p. 1265-1279.

Solé J., Enrique P (2001) X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating. *Analytica Chimica Acta*, 440:199-205.

Solé J (2009) Determination of K-Ar ages in milligram samples using an infrared laser for argon extraction. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 23:3579-3590

Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, Earth and Planetary Sciences Letters, v. 26, p. 207-221.

Steiger, R., H., and Jäger, E., 1977, Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, Earth and Planetary Science Letters, v. 36, p. 359-362.

Stock, J., Lee, J., 1994, Do microplates in subduction zones leave a geological record?, Tectonics, vol. 13, n. 6, p. 1472-1487

Sun, S., McDonough, W., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes: in Saunders, A.D., Norry, M.J., eds. Magmatism in the ocean basins, Geological Society London, Special Publication 42, p. 313-345.

Talavera-Mendoza, O., Ramírez- Espinosa, J., Guerrero-Suástegui, M., 1995, Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterranean: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc, Geofísica Internacional, v. 34, p. 3-22.

Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suastegui, M, 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during Late Mesozoic, Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 297 – 324.

Talavera-Mendoza, O., Ruíz, J., Gehrels, G., Valencia, V., Centeno-García, E., 2007, Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern México): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic, Geological Society of America Bulletin, v. 119, p. 1052-1065.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, The continental crust: its composition and evolution, Blackwell, Oxford, 312 pp.

Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruíz, J., 1996, Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico, *International Geology Review*, v. 38. p. 176-194.

Valencia, V., Ducea, M., Talavera-Mendoza, O., Gehrels, G., Ruíz, J., Shoemaker, S., 2009, U-Pb geochronology of granitoids in the north-western boundary of the Solapa Terrane, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, No. 1, p. 189-200.

Wark, D.A., 1991, Oligocene ash flow volcanism, northern Sierra Madre Occidental: Role of mafic and intermediate-composition magmas in rhyolite genesis, *Journal of Geophysical Research*, v. 96, no. B8, p. 13,389 - 13,411.

Wark, D.A., Kempton, K.A., McDowell, F.W., 1990, Evolution of waning subduction-related magmatism, northern Sierra Madre Occidental, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 1555-1564.

Were-Keeman, F., Ortiz-Hernández, L., 2000, Monografía geológico-minera del Estado de Morelos, Publicación M-23e, Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Comercio y Fomento Industrial 209 p.

Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis*, Unwin Hyman, London, 466 p

Winter, J. D., 2010, *Principles of igneous and metamorphic petrology*, Prentice Hall, second edition, 702 p.

Zuñiga-Lagunes, L., 2012, Características petrográficas y estratigráficas de las rocas magmáticas del area de Coxcatlán-Buenavista de Cuellar, Estado de Guerrero, Tesis de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UNAM.

ANEXO 1

Tabla AI- 1 Geocronología de los centros volcánicos silíceos del Paleogeno del sector norte - central de la Sierra Madre del Sur

MUESTRA	UNIDAD	LOCALIDAD	Longitud (W)	Latitud (N)	Roca	Material Fechado	Método	Edad (Ma)	Fuente
Campo Volcánico Región de Ciudad Altamirano									
M 29-9-1	Domo dacítico Cd. Altamirano	W Ciudad Altamirano	100° 53'33"	18° 22'16"	Domo dacítico	plagioclasa	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	42.9 ± 1.7	1/
M 15-2-4	Granodiorita Guayameo	Guayameo	101° 13'24"	18° 22'59"	Granodiorita	plagioclasa	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	43.7 ± 0.5	1/
M 15-2-3	Ignimbrita Guayameo	Guayameo	101° 15'05"	18° 17'48"	Ignimbrita	plagioclasa	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	36.8 ± 0.6	1/
M 18-2-3	Granodiorita la Huacana	E de la Huacana	101° 49'20"	19° 00'29"	Granodiorita	plagioclasa	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	33.8 ± 0.4	1/
MIKE 14-1-2	Granodiorita San Jeronimo	San Jeronimo	101° 19'36"	18° 32'30"	Granodiorita	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	39.8 ± 0.6	1/
MIKE 4-1-5	Domo El Alacrán	Cerro Alacrán, sur San Vicente	100° 18'50"	18° 12'52"	Microgranodiorita	plagioclasa	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	38.5 ± 0.7	1/
Campo Volcánico de Nanchititla									
Tc-01	Andesita Puerto El Salitre	Poblado Puerto del Salitre	100° 16'35"	18° 52'34"	Andesita- Basáltica	Roca Total	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	43.1 ± 2.8	2/
Tc-02	Ignimbrita Nanchichitla	Cerro la Nariz, CVS N	100° 18'24"	18° 53'01"	Ignimbrita	Sanidino	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	35.6 ± 0.5	2/
Tc-04	Intrusivo El Morro	Comunidad El Morro	100° 25'57"	18° 53'54"	Diorita	Matriz	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	36.26 ± 0.15	2/
Nan-55	Domo Los Hormigueros	Comunidad Los Hormigueros	100° 23'09"	18° 52'40"	Microsieno Granito	Feld K	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	35.58 ± 0.09	2/
Nan-64	Andesita La Laguna	Comunidad La Laguna	100° 29'03"	18° 52'39"	Andesita- Basáltica	Roca Total	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	36.3 ± 0.4	2/
Nan-68	Andesita La Laguna	Entre Palos Prietos y Nanchi.	100° 26'03"	18° 52'27"	Andesita- Basáltica	Roca Total	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	37.8 ± 0.2	2/
LS 42	Diques máficos Tuzantla	Tuzantla y Tiquicheo	100° 37'27"	18° 58'01"	Basalto	plagioclasa	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	33.7 ± 0.7	3/
BEJ 9	Diques máficos Tuzantla	Tuzantla y Tiquicheo	100° 31'53"	18° 58'25"	Andesita- basáltica	hornblenda	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	35.5 ± 0.5	3/
LS 3	Diques máficos Tuzantla	Tuzantla y Tiquicheo	100° 34'09"	19° 01'13"	Andesita	roca total	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	37.3 ± 0.7	3/
TC 5	Lava Tuzantla	Tuzantla y Tiquicheo	101° 03'07"	18° 47'21"	Andesita- basáltica	roca total	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	37.4 ± 0.8	3/
LS 84	Diques máficos Tuzantla	Tuzantla y Tiquicheo	100° 35'10"	19° 10'18"	Basalto	plagioclasa	K-Ar	34.8 ± 1.1	3/

Región Valle de Bravo - Tejupilco – Temascaltepec

Z-365	Ignimbrita	Sur de V.de Bravo cerca Peñon	100° 09'00"	19° 03'00"	Ignimbrita	sanidino	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	34.9 ± 0.15	4/
VALLE	Ignimbrita	Valle de Bravo	100° 10'01"	19° 03'40"	Ignimbrita	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	35.59±0.40	PT/
MU100	Toba El Sauz	Mesas de Ixtapan, Tejupilco	100° 10'08"	18° 52'13"	Ignimbrita	Zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	34.43±0.7	PT/
SF96-12	Mina la Guitarra (Niv. Sn. Fco.)	Temascaltepec, Edo. Mex.	100° 04'03"	19° 03'04"	Monzogranito	ortoclasa	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	37.64	6/
AM96-7	Mina la Guitarra (Barreno IIB)	Temascaltepec, Edo. Mex.	100° 04'03"	19° 03'04"	Vetas de cuarzo	adularia	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	33.3 ± 0.1	6/
AM96-4	Mina la Guitarra (Barreno IIA)	Temascaltepec, Edo. Mex.	100° 04'03"	19° 03'04"	Vetas de cuarzo	adularia	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	32.9 ± 0.1	6/
AM-11	Ignimbrita	Mata Redonda	100° 09'24"	19° 08'12"	Toba Riolitica	Feld K	K-Ar	33.6± 0.9	7/

MUESTRA	UNIDAD	LOCALIDAD	Longitud (W)	Latitud (N)	Roca	Material Fechado	Método	Edad (Ma)	Fuente
---------	--------	-----------	--------------	-------------	------	---------------------	--------	--------------	--------

Región Valle de Bravo - Tejupilco - Temascaltepec (continuación)

AT-2	Riolita	Cerro El Peñon	100° 07'07"	19° 03'38"	Riolita	Feld K	K-Ar	31.6± 0.8	7/
ME3-1	Granito de Temascaltepec	Los Timbres	100° 05'51"	19° 02'45"	Granito	biotita	K-Ar	51 ± 3	8/
EN-179	Granito de Temascaltepec	Los Timbres	100° 05'51"	19° 02'45"	Granito	biotita	K-Ar	48.6 ± 2	8/
'07-1	Tronco Ixtapan del Oro	Ixtapan del Oro	100° 16'34"	19° 15'50"	Cuarzo diorita	plagioclasa	K-Ar	32 ± 2	8/
ME3-2	Cuello Volcánico el Peñon	Cerro El Peñon	100° 06'49"	19° 03'14"	Riolita Porfirítica	matriz	K-Ar	31 ± 2	8/

Centro Volcánico de la Caldera de la Goleta y Las Paredes

GO1-04	Dique Piroclástico	Sierra de la Goleta, flanco N-NW	100° 4.836	18° 42.036	Ignimbrita	sanidino	K-Ar	36.6 ± 1.1	9/
GO324-07	Pórfido Tecomates	Sierra de la Goleta	100° 04.7'	18° 38.904'	Pórfido riolítico	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	36.9 ± 0.6	9/
GO-327-07	Ignimbrita La Goleta	Sierra de la Goleta	100° 04.852'	18° 39.919'	Ignimbrita	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	36.5 ± 0.6	9/
GO76-06	Picacho Pepechuca	Sierra de la Goleta	100° 03.574'	18° 47.447'	Ignimbrita	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	36.5 ± 0.6	9/
GO-05	El Potrero	Sierra de la Goleta	99° 58.476'	18° 48.634'	Ignimbrita	sanidino	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	34.4 ± 0.5	9/
GO-327-07	Ignimbrita La Goleta	Sierra de la Goleta	100° 04.852'	18° 39.919'	Ignimbrita	sanidino	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	34.8 ± 0.9	9/
LP-03	Ignimbrita Torrecillas	Las Paredes	99° 58' 46.5''	18° 54'07''	Ignimbrita	sanidino	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	36.03 ± 0.22	10/
LP-24	Ignimbrita Cerro Alto	Las Paredes	100° 00'10.5''	18° 57'59.3''	Ignimbrita	sanidino	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	32.8 ± 0.19	10/
LP-24	Ignimbrita Cerro Alto	Las Paredes	100° 00'10.5''	18° 57'59.3''	Ignimbrita	biotita	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	33.33 ± 0.11	10/

Centro Volcanico de Taxco

	Riolita Tilzapotla	Taxco (salida Ixcateopan)	99° 36´	18° 34´	Riolita	Feldespatos K	K-Ar	35.5 ±1.2	11/
	Riolita Tilzapotla	Taxco (salida Ixcateopan)	99° 36´	18° 34´	Riolita	roca total	K-Ar	36.9 ±1.3	11/
M48-51	Riolita Tilzapotla	Taxco	99° 37.4´	18° 33.4´	Toba Riolítica	roca Total	K-Ar	49 ±3	12/
	Fluorita La Azul	Mina Taxco (NE) Depósito La Azul			Fluorita	fluorita	(U-Th)/He	32 ±2	13/
TX4	Ignimbrita Acamixtla	Taxco	99° 34´36"	18° 33´28"	Vitrófido	roca total	K-Ar	38.1 ±1.0	14/
TX21	Formación Huixteco	Taxco	99° 38´55"	18° 37´50"	Toba	biotita	K-Ar	32.4 ±0.8	14/
TX16	Formación Teneria	Taxco	99° 36´15"	18° 35´50"	Vitrófido	roca total	K-Ar	32.4 ±0.9	14/
TX25j	Formación Teneria	Taxco	99° 37´17"	18° 33´50"	Vitrófido	roca total	K-Ar	31.9 ±0.8	14/
TX10	Formación Teneria	Taxco	99° 38´50"	18° 34´58"	Riolita	plagioclasa	K-Ar	31.6 ±1.2	14/

MUESTRA	UNIDAD	LOCALIDAD	Longitud (W)	Latitud (N)	Roca	Material Fechado	Método	Edad (Ma)	Fuente
----------------	---------------	------------------	---------------------	--------------------	-------------	-----------------------------	---------------	----------------------	---------------

Centro Volcanico de Taxco (continuación)

TX-DM1	Ignimbrita Acamixtla	Taxco	99° 35´05"	18° 34´15"	Diorita	hornblenda	K-Ar	36.6 ±1.9	15/
TX-JL06	Ignimbrita Sn Gregorio	Taxco	99° 37´58"	18° 41´42"	Ignimbrita	sanidino	K-Ar	33.1 ±0.8	15/
TX3M		Taxco	99° 36´18"	18° 32´02"	Gabro	hornblenda	K-Ar	47.6 ±3.6	15/
TX10M		Taxco	99° 36´24"	18° 32´13"	Gabro	hornblenda	K-Ar	52.3 ±1.1	15/
HU-492	Ignimbrita Sn Gregorio	Taxco	99° 35´03"	18° 33´52"	Ignimbrita	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	35.77±0.42	PT/
TZ-100	Teacalco	Sector sur Teacalco - Amacuzac	99° 28.17´	18° 36.86´	ignimbrita	biotita	K-Ar	38.5 ±1.0	16/
TZ-100	Teacalco	Sector sur Teacalco - Amacuzac	99° 28.17´	18° 36.86´	ignimbrita	sanidino	K-Ar	38.5 ±0.7	16/

Campo Volcánico de la Caldera Tilzapotla

TZ145	Ignimbrita Tilzapotla	Sector sur Teacalco - Amacuzac	99° 24.53´	18° 33.79´	ignimbrita	biotita	K-Ar	34.3 ±1.5	16/
A0-54	Piedras Altas	Sector sur Teacalco - Amacuzac	99° 27.35´	18° 36.09´	ignimbrita	sanidino	K-Ar	35.1 ±0.4	16/
A1 26	Andesita Tepetlapa	Sector sur Teacalco - Amacuzac	99° 25.69´	18° 33.01´	andesita	roca total	K-Ar	44.5 ±0.7	16/
BV-17	Granodiorita Buena Vista	Buena Vista	99° 23´35"	18° 17´00"	lava dacítica	plagioclasa	K-Ar	30.5±1.1	14/
ABC-07	Granodiorita Buena Vista	Buena Vista	99° 11´11"	18° 20´44"	Granodiorita	biotita	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	35.5 ±0.6	17/
ABC-07	Granodiorita Buena Vista	Buena Vista	99° 11´11"	18° 20´44"	Granodiorita	biotita	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	34.7 ±0.6	17/
Sol 5	Ignimbrita Tilzapotla	Tilzapotla	99° 11´57"	18°19´33"	ignimbrita	biotita	K-Ar	35.1 ±1.0	18/
Sol 9	Ignimbrita Tilzapotla	Tilzapotla	99° 10´58"	18° 21´15"	ignimbrita	biotita	K-Ar	34.1 ±1.1	18/
Tz25-98	Ignimbrita Tilzapotla	Tilzapotla	99°14´54"	18°03´24"	ignimbrita	biotita	K-Ar	34.7 ±1.0	18/
Tz145-01	Ignimbrita Tilzapotla	Tilzapotla	99° 24´30"	10° 33´51"	ignimbrita	biotita	K-Ar	34.3 ±1.5	18/
SOL 2	Ignimbrita Tilzapotla	Tilzapotla	99° 10´39"	18° 22´33"	ignimbrita	sanidino	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	34.26 ±0.1	18/
Tz187-01	Ignimbrita Rodarte	Tilzapotla	99° 13´34"	18° 26´32"	ignimbrita	plagioclasa	K-Ar	32.6 ±2.5	18/
Tz4-99	Flujos de lava el Salto	Tilzapotla	99° 72´42"	18° 43´45"	riolita	sanidino	K-Ar	35.5 ±1.0	18/
Tz17-99	Flujos de lava el Salto	Tilzapotla	99° 17´06"	18° 26´37"	andesita	plagioclasa	K-Ar	34.4 ±1.4	18/
Tz18-99	Flujos de lava el Salto	Tilzapotla	99° 17´61"	18° 26´41"	andesita	plagioclasa	K-Ar	32.8 ±1.6	18/
Tz63-02	Flujos de lava el Salto	Tilzapotla	99° 17´10"	18° 27´05"	andesita	plagioclasa	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	32.75 ±0.1	18/
Tz62-02	Flujos de lava el Salto	Tilzapotla	99° 17´09"	18° 17´09"	andesita	plagioclasa	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	33.43 ±0.1	18/
Bv 21	Granodiorita Coxcatlan	Tilzapotla	99° 27´29"	18° 29´47"	granodiorita	roca total	Rb-Sr	32.18 ±1.0	18/
Coxca	Granodiorita Coxcatlan	Tilzapotla	99° 27´29"	18° 29´47"	granodiorita	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	37.00 ±0.6	PT/

MUESTRA	UNIDAD	LOCALIDAD	Longitud (W)	Latitud (N)	Roca	Material	Método	Edad	Fuente
Campo Volcánico de Huautla – Chiautla									
HU-384	Andesita Tepalcingo	Norte de Pitzotlán	98° 53'48"	18° 36'23"	Andesita	roca total	K-Ar	28.1 ± 1.0	PT/
HU-242	Andesita Chimalacatlán	Centro de Inv. De Huautla	99° 02'30"	18° 27'43"	Andesita	roca total	K-Ar	28.2 ± 1.1	PT/
HU-190305	Andesita Chimalacatlan	Chimalacatlan, Huautla	99° 06'18"	18° 26'42"	Andesita	roca total	K-Ar	29.7 ± 1.4	PT/
HU-4-03	Dacita Agua Fria	Entre Sn. José Pala - Quilamula	99° 00'23"	18° 29'09"	Dacita	hornblenda	K-Ar	30.1 ± 1.9	PT/
HU-4-03	Dacita Agua Fria	Entre Sn. José Pala - Quilamula	99° 00'23"	18° 29'09"	Dacita	matriz	K-Ar	31.0 ± 1.1	PT/
S/N	Ignimbrita Maravillas	Tecuicuilco	99° 11'53"	18° 06'28"	Ignimbrita		⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	31 ± 2	19/
HU-30	Ignimbrita Maravillas	Colonia Maravillas, Huautla	98° 47'55"	18° 26'02"	Ignimbrita	biotita	K-Ar	31.4 ± 0.6	PT/
HU-30	Ignimbrita Maravillas	Colonia Maravillas, Huautla	98° 47'55"	18° 26'02"	Ignimbrita	biotita	K-Ar	32.0 ± 0.4	PT/
HU-367	Ignimbrita Maravillas	Colonia Maravillas, Huautla	98° 48'35"	18° 25'29"	Ignimbrita	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	33.45 ± 0.30	PT/
AOR-L709	Ignimbrita Maravillas	Paso Morelos	98° 13'00"	18° 14'30"	Ignimbrita	sanidino	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	33.10±1.27	20/
AOR-R757	Ignimbrita Maravillas	Paso Morelos	98° 13'00"	18° 14'30"	Ignimbrita	biotita	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	33.01±0.368	20/
HU-335	Tobas intercaladas sed. Cont.	Ayoxustla	98° 43'55"	18° 16'25"	Tobas	biotita feldespato	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	32.1 ± 0.5	PT/
HU-335	Tobas intercaladas sed. Cont.	Ayoxustla	98° 43'55"	18° 16'25"	Tobas	K	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	32.6 ± 0.6	PT/
HU-496	Formación Huautla	Huautla	99° 00'34"	18° 27'49"	Dacita	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	32.9 ± 0.6	PT/
CCH-668	Andesita Atenango	Atenango del Río, Gro.	99° 07'13"	18° 04'59"	Andesita	roca total	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	32.54 ± 0.31	21/
S/N	Andesita Atenango	Atenango del Río, Gro.			Basaltos?		⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	33.6	19/
HU-332	Ignimbrita Tilzapotla (verde)	Norte Pilcaya	98° 42'48"	18° 14'29"	Ignimbrita	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	35.36±0.33	PT/
HU-332	Ignimbrita Tilzapotla (verde)	Norte Pilcaya	98° 42'48"	18° 14'29"	Ignimbrita	Biotita	K-Ar	34.8±0.9	PT/
HU-333	Ignimbrita Tilzapotla	Norte Pilcaya	98° 42'50"	18° 14'31"	Ignimbrita	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	34.84±0.29	PT/
HU-200	Ignimbrita Tilzapotla	Sur de Chinameca	99° 00'41"	18° 37'00"	Ignimbrita	Biotita	K-Ar	34.5 ± 1.2	PT/
HU-200	Ignimbrita Tilzapotla	Sur de Chinameca	99° 00'41"	18° 37'00"	Ignimbrita	Biotita	K-Ar	34.4±0.7	PT/
S/N	Ignimbrita Tilzapotla	Cruz de Palma, Huautla	98° 59'50"	18° 13'30"	Ignimbrita		⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	34.2	19/
HU-453	Pórfido Tamazola	Jolalpan, Huautla	98° 51'41"	18° 19'29"	Pórfido	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	36.71±0.54	PT/
CH-16	Ignimbrita	Apanguito, Gro.	99° 09'19"	18° 10'12"	Ignimbrita	plagioclasa	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	37.4 ± 0.9	21/
HU-432	Granodiorita Sn. Francisco	Chiautla, Puebla	98° 25'33"	18° 20'45"	Granodiorita	zircones	U/Pb LA-MC-ICPMS	32.46±0.597	PT/
CH-18	Granodiorita Sn. Francisco	Chiautla, Puebla	98° 34'55"	18° 19'49"	Granodiorita	biotita	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	30.9 ± 0.3	21/

Referencias:

1/ Martini, M. et al., 2008; 2/González-Cervantes, 2007; 3/ Serrano-Duran et al., 2005; 4/ Blatter et al., 2001; 5/ Chapela-Lara, 2008; 6/ Camprubi et al., 2003; 7/ Chávez-Aguirre y Mendoza-Flores, 1998; 8/ Elías-Herrera et al., 2000; 9/ Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011; 10/ Ramírez-Pérez, E., 2011; 11/ De Cerna y Fries, 1981; 12/ Linares y Urrutia, 1981; 13/ Pi et al., 2005; 14/ Alba-Aldave et al., 1996; 15/ Alaniz-Alvarez et al., 2002; 16/ Morán et al., 2007; 17/ Meza-Figueroa et al., 2003; 18/ Morán-Zenteno et al., 2004; 19/ Campa y Fitz, 2002; 20/ Molina y Ortega-Rivera, 2006; 21/ Cerca, 2004. PT/ Presente trabajo

Tabla AI- 2 Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra HU-453: Pórfido Tamazola
36.71±0.54 Ma

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes					Edad				
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Ma	±1σ	% disc.	
HU453-19	219	1,9	1936	31,7217	80,0	0,0234	80,1	0,0054	4,3	0,05	34,7	1,5	23,5	18,6	-1009,2	2848,1	34,7	1,5	-47,4
HU453-13	168	1,8	1463	18,1801	48,5	0,0411	48,6	0,0054	3,6	0,07	34,8	1,2	40,9	19,5	412,4	1148,9	34,8	1,2	14,8
HU453-8	374	1,7	3133	21,9421	29,9	0,0344	30,0	0,0055	1,8	0,06	35,2	0,6	34,3	10,1	-24,8	739,3	35,2	0,6	-2,5
HU453-35	378	1,5	2485	21,9143	18,9	0,0346	19,5	0,0055	5,0	0,25	35,4	1,8	34,6	6,6	-21,7	461,1	35,4	1,8	-2,4
HU453-20	1323	1,9	7627	22,4098	6,1	0,0341	6,4	0,0055	2,0	0,32	35,6	0,7	34,0	2,1	-76,2	148,9	35,6	0,7	-4,6
HU453-22	1061	2,0	8890	23,0615	8,4	0,0331	8,7	0,0055	2,4	0,28	35,6	0,9	33,1	2,8	-146,7	208,6	35,6	0,9	-7,6
HU453-38	62	2,4	1043	29,3582	103,4	0,0262	103,7	0,0056	8,2	0,08	35,8	2,9	26,2	26,9	-784,8	0,0	35,8	2,9	-36,6
HU453-12	305	1,6	1148	10,1656	44,9	0,0759	45,1	0,0056	4,8	0,11	35,9	1,7	74,2	32,3	1593,5	886,0	35,9	1,7	51,6
HU453-26	293	1,9	2440	25,2072	14,4	0,0306	14,6	0,0056	2,3	0,16	36,0	0,8	30,6	4,4	-372,3	374,3	36,0	0,8	-17,5
HU453-27	264	1,5	1176	16,9165	24,8	0,0458	24,9	0,0056	2,0	0,08	36,1	0,7	45,4	11,1	571,3	547,6	36,1	0,7	20,6
HU453-2	359	2,1	3157	22,6653	20,0	0,0343	20,4	0,0056	4,2	0,20	36,2	1,5	34,2	6,9	-104,0	495,8	36,2	1,5	-5,8
HU453-18	931	2,1	3861	18,8826	7,3	0,0413	7,3	0,0057	0,8	0,11	36,4	0,3	41,1	2,9	327,0	165,2	36,4	0,3	11,5
HU453-3	334	2,1	3525	23,0947	14,1	0,0338	14,3	0,0057	2,6	0,18	36,4	0,9	33,7	4,8	-150,3	351,0	36,4	0,9	-7,8
HU453-4	241	1,9	3535	22,5416	156,0	0,0347	156,1	0,0057	2,1	0,01	36,5	0,7	34,6	53,2	-90,5	0,0	36,5	0,7	-5,3
HU453-31	361	2,1	3360	20,7195	21,0	0,0378	21,1	0,0057	2,7	0,13	36,5	1,0	37,6	7,8	112,2	499,8	36,5	1,0	3,1
HU453-9	465	1,0	3434	22,9220	13,5	0,0342	13,7	0,0057	2,2	0,16	36,6	0,8	34,2	4,6	-131,7	334,6	36,6	0,8	-7,0
HU453-25	612	1,9	4074	20,1673	20,6	0,0389	20,6	0,0057	0,9	0,04	36,6	0,3	38,8	7,9	175,6	485,7	36,6	0,3	5,6
HU453-37	123	2,8	1211	23,7082	36,1	0,0332	37,4	0,0057	9,6	0,26	36,7	3,5	33,1	12,2	-215,8	933,6	36,7	3,5	-10,7
HU453-6	172	1,7	2447	21,5322	469,6	0,0365	469,6	0,0057	3,4	0,01	36,7	1,2	36,4	169,6	20,6	0,0	36,7	1,2	0,7
HU453-10	370	1,5	3623	23,5312	22,7	0,0337	22,8	0,0058	2,0	0,09	37,0	0,7	33,7	7,6	-197,0	574,7	37,0	0,7	-9,9
HU453-39	606	2,2	1726	16,8777	10,1	0,0472	10,3	0,0058	2,4	0,23	37,1	0,9	46,8	4,7	576,3	219,2	37,1	0,9	20,7
HU453-28	195	1,9	2345	25,4199	39,3	0,0314	39,4	0,0058	3,3	0,08	37,2	1,2	31,4	12,2	-394,1	1057,7	37,2	1,2	-18,5
HU453-17	560	1,0	3402	23,6276	16,6	0,0338	16,7	0,0058	1,8	0,11	37,3	0,7	33,8	5,6	-207,2	420,0	37,3	0,7	-10,3
HU453-24	298	1,8	2587	21,0160	539,8	0,0382	539,8	0,0058	2,0	0,00	37,4	0,7	38,1	204,4	78,6	0,0	37,4	0,7	1,7
HU453-34	271	1,6	4400	18,8201	19,6	0,0431	20,0	0,0059	4,3	0,22	37,8	1,6	42,8	8,4	334,6	447,0	37,8	1,6	11,7
HU453-29	599	2,4	3973	20,1679	26,0	0,0403	26,0	0,0059	1,1	0,04	37,9	0,4	40,1	10,2	175,5	615,9	37,9	0,4	5,6
HU453-21	518	2,2	8180	21,4883	17,5	0,0379	17,6	0,0059	1,9	0,11	37,9	0,7	37,7	6,5	25,5	423,6	37,9	0,7	-0,6
HU453-32	502	1,9	2247	14,0106	12,5	0,0584	12,6	0,0059	2,0	0,16	38,1	0,8	57,6	7,1	968,2	255,1	38,1	0,8	33,8

Muestra HU-453: Pórfido Tamazola (continuación)

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas								Edades Aparentes				Edad		% disc.	
	U (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm error (%) (corr.)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	Ma		$\pm 1\sigma$
HU453-23	872	2,2	3406	19,9606	6,4	0,0437	6,6	0,0063	1,5 0,22	40,6	0,6	43,4	2,8	199,6	149,0	40,6	0,6	6,4
HU453-30	303	1,8	2209	19,5568	20,0	0,0447	20,0	0,0063	1,5 0,07	40,7	0,6	44,4	8,7	246,9	464,1	40,7	0,6	8,2
HU453-14	438	3,5	2734	19,3733	13,0	0,0454	13,4	0,0064	3,1 0,23	41,0	1,2	45,1	5,9	268,5	300,1	41,0	1,2	10,0
HU453-40	644	2,7	2275	17,0003	9,7	0,0543	9,7	0,0067	1,0 0,10	43,0	0,4	53,7	5,1	560,5	211,2	43,0	0,4	19,9
HU453-33	311	1,7	3098	14,2957	29,8	0,1329	30,2	0,0138	4,6 0,15	88,2	4,1	126,7	36,0	926,9	626,5	88,2	4,1	30,4
HU453-15	689	9,1	19768	21,0150	3,7	0,1454	9,7	0,0222	8,9 0,93	141,3	12,5	137,9	12,5	78,7	86,8	141,3	12,5	-2,5
HU453-5	277	3,3	15341	13,4418	2,7	0,4053	8,4	0,0395	7,9 0,95	249,8	19,4	345,5	24,6	1052,2	55,0	249,8	19,4	27,7
HU453-7	298	1,8	15995	8,9773	2,5	1,1305	3,7	0,0736	2,7 0,73	457,8	12,0	768,0	20,0	1822,2	45,7	1822,2	45,7	40,4

Tabla AI-2 a Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra HU-333: Ignimbrita Tilzapotla

34.84±0.29

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes				Edad					
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (%)	error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Ma	±1σ	% disc.
HU333-38	159	3,8	1144	17,1785	30,8	0,0404	32,3	0,0050	9,6	0,30	32,4	3,1	40,3	12,8	537,7	690,0	32,4	3,1	19,5
HU333-10	413	2,8	1892	17,5125	17,5	0,0399	18,4	0,0051	5,7	0,31	32,6	1,8	39,7	7,2	495,5	389,1	32,6	1,8	18,0
HU333-23	218	2,1	1248	21,8565	29,9	0,0327	30,2	0,0052	3,9	0,13	33,3	1,3	32,6	9,7	-15,4	737,9	33,3	1,3	-2,0
HU333-20	222	1,9	688	13,9787	16,5	0,0511	17,0	0,0052	4,0	0,23	33,3	1,3	50,6	8,4	972,8	339,3	33,3	1,3	34,2
HU333-47	292	2,5	1972	19,6500	19,1	0,0366	19,2	0,0052	1,6	0,08	33,5	0,5	36,5	6,9	235,9	444,9	33,5	0,5	8,1
HU333-50	427	2,5	2008	20,4440	23,6	0,0352	23,7	0,0052	1,9	0,08	33,6	0,6	35,1	8,2	143,7	561,5	33,6	0,6	4,5
HU333-35	432	2,0	1952	17,2500	17,8	0,0419	17,9	0,0052	1,4	0,08	33,7	0,5	41,7	7,3	528,6	393,6	33,7	0,5	19,1
HU333-19	417	1,2	1972	21,4539	18,6	0,0338	18,7	0,0053	2,2	0,11	33,9	0,7	33,8	6,2	29,3	449,4	33,9	0,7	-0,2
HU333-43	435	2,7	2164	18,3612	16,6	0,0399	16,6	0,0053	1,7	0,10	34,2	0,6	39,7	6,5	390,2	373,9	34,2	0,6	14,0
HU333-25	523	2,1	2664	21,5442	16,2	0,0341	16,5	0,0053	2,8	0,17	34,2	1,0	34,0	5,5	19,3	392,0	34,2	1,0	-0,6
HU333-46	420	2,5	2280	18,3472	9,2	0,0400	9,5	0,0053	2,3	0,24	34,2	0,8	39,8	3,7	391,9	207,9	34,2	0,8	14,1
HU333-31	282	2,1	1480	17,9366	38,1	0,0411	38,2	0,0053	2,4	0,06	34,3	0,8	40,9	15,3	442,5	876,6	34,3	0,8	16,0
HU333-8	328	3,4	1792	19,3893	11,6	0,0380	12,7	0,0053	5,2	0,41	34,4	1,8	37,9	4,7	266,6	266,0	34,4	1,8	9,3
HU333-45	482	2,0	2136	17,3063	9,1	0,0426	9,4	0,0053	2,6	0,27	34,4	0,9	42,4	3,9	521,5	199,7	34,4	0,9	18,8
HU333-48	528	2,9	3332	18,5170	10,7	0,0398	10,8	0,0054	1,3	0,12	34,4	0,4	39,7	4,2	371,2	242,3	34,4	0,4	13,3
HU333-24	363	1,6	1644	19,3794	10,8	0,0381	11,1	0,0054	2,3	0,21	34,5	0,8	38,0	4,1	267,8	248,9	34,5	0,8	9,3
HU333-12	813	3,6	3768	21,0189	10,9	0,0353	10,9	0,0054	1,0	0,09	34,6	0,3	35,3	3,8	78,2	259,0	34,6	0,3	1,8
HU333-18	328	1,9	1592	20,8788	17,5	0,0356	17,7	0,0054	2,9	0,16	34,7	1,0	35,5	6,2	94,1	416,9	34,7	1,0	2,4
HU333-3	498	3,1	2224	18,8362	9,0	0,0398	9,3	0,0054	2,3	0,25	35,0	0,8	39,6	3,6	332,6	205,0	35,0	0,8	11,8
HU333-36	451	3,1	2800	20,1628	13,6	0,0372	13,6	0,0054	1,4	0,10	35,0	0,5	37,1	5,0	176,1	317,7	35,0	0,5	5,7
HU333-11	1011	2,4	3892	19,3696	11,5	0,0389	11,6	0,0055	1,5	0,13	35,1	0,5	38,7	4,4	268,9	264,3	35,1	0,5	5,4
HU333-7	974	2,1	4412	20,9404	7,5	0,0360	8,1	0,0055	2,8	0,35	35,2	1,0	35,9	2,8	87,1	179,1	35,2	1,0	2,1
HU333-21	239	2,0	1336	20,6937	22,7	0,0364	22,9	0,0055	3,0	0,13	35,2	1,1	36,3	8,2	115,1	540,9	35,2	1,1	3,3
HU333-2	198	1,9	884	10,7790	72,6	0,0699	72,8	0,0055	4,6	0,06	35,2	1,6	68,7	48,3	1483,2	1648,5	35,2	1,6	48,8
HU333-22	177	2,3	924	17,9318	42,6	0,0421	42,7	0,0055	3,6	0,08	35,2	1,3	41,8	17,5	443,1	988,7	35,2	1,3	15,9
HU333-1	382	3,3	1572	18,7021	15,4	0,0406	15,4	0,0055	1,4	0,09	35,4	0,5	40,4	6,1	348,8	349,0	35,4	0,5	12,4
HU333-5	334	3,9	1620	20,2204	30,1	0,0377	30,1	0,0055	1,1	0,04	35,5	0,4	37,6	11,1	169,4	717,0	35,5	0,4	5,4

Muestra HU-333: Ignimbrita Tilzapotla (continuación)

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes				Edad		% disc.		
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ		Ma	±1σ
HU333-13	785	2,9	4488	22,1965	11,0	0,0344	11,3	0,0055	2,5 0,22	35,6	0,9	34,3	3,8	-52,8	269,3	35,6	0,9	-3,7
HU333-26	336	3,1	1548	20,7955	20,0	0,0367	20,1	0,0055	1,8 0,09	35,6	0,7	36,6	7,2	103,5	476,6	35,6	0,7	2,8
HU333-34	840	3,8	4204	20,4207	11,3	0,0374	11,3	0,0055	1,0 0,09	35,6	0,4	37,3	4,1	146,4	265,4	35,6	0,4	4,5
HU333-40	529	2,6	2836	18,4939	20,8	0,0414	20,9	0,0055	2,3 0,11	35,7	0,8	41,1	8,4	374,0	473,3	35,7	0,8	13,3
HU333-15	1546	4,6	7856	20,2878	5,5	0,0380	6,2	0,0056	2,8 0,45	36,0	1,0	37,9	2,3	161,7	129,5	36,0	1,0	5,1
HU333-17	717	2,5	1212	16,1897	9,0	0,0477	9,0	0,0056	1,0 0,11	36,0	0,4	47,3	4,2	666,1	192,7	36,0	0,4	23,9
HU333-37	447	2,6	1960	15,7970	15,0	0,0492	15,1	0,0056	2,2 0,14	36,2	0,8	48,8	7,2	718,4	320,0	36,2	0,8	25,7
HU333-33	477	2,1	2740	21,3393	16,9	0,0365	17,3	0,0056	3,8 0,22	36,3	1,4	36,4	6,2	42,2	406,8	36,3	1,4	0,2
HU333-39	526	2,3	3100	21,3366	11,8	0,0368	11,9	0,0057	1,7 0,15	36,6	0,6	36,7	4,3	42,5	282,1	36,6	0,6	0,2
HU333-4	197	1,4	980	15,7062	21,9	0,0503	22,0	0,0057	2,2 0,10	36,9	0,8	49,9	10,7	730,6	470,1	36,9	0,8	26,1
HU333-49	544	2,1	2636	16,5236	18,0	0,0479	18,2	0,0057	2,9 0,16	36,9	1,1	47,6	8,5	622,2	391,4	36,9	1,1	22,3
HU333-27	259	2,3	1712	16,3869	18,0	0,0486	18,3	0,0058	3,4 0,18	37,1	1,2	48,2	8,6	640,1	390,5	37,1	1,2	22,9
HU333-44	272	2,2	1188	15,3928	24,8	0,0521	24,9	0,0058	2,4 0,10	37,4	0,9	51,6	12,5	773,2	529,5	37,4	0,9	27,5
HU333-14	833	2,3	5072	22,2486	12,8	0,0362	13,2	0,0058	3,2 0,24	37,5	1,2	36,1	4,7	-58,5	313,9	37,5	1,2	-4,0
HU333-16	1001	3,3	3960	16,9006	23,8	0,0484	24,6	0,0059	6,4 0,26	38,2	2,4	48,0	11,5	573,3	523,8	38,2	2,4	20,5
HU333-32	798	1,1	2036	15,2974	9,0	0,0537	9,7	0,0060	3,7 0,38	38,3	1,4	53,1	5,0	786,3	188,9	38,3	1,4	27,9
HU333-6	2662	1,8	7728	20,5699	4,4	0,0400	4,6	0,0060	1,2 0,27	38,4	0,5	39,8	1,8	129,3	104,5	38,4	0,5	3,7
HU333-41	415	1,9	1148	11,3190	30,6	0,0732	30,7	0,0060	3,4 0,11	38,6	1,3	71,7	21,3	1390,0	600,9	38,6	1,3	46,2
HU333-28	233	2,1	1536	18,8461	19,3	0,0452	19,3	0,0062	1,1 0,06	39,7	0,4	44,9	8,5	331,4	440,7	39,7	0,4	11,5
HU333-29	322	1,3	1956	18,6671	16,5	0,0460	16,6	0,0062	1,2 0,07	40,1	0,5	45,7	7,4	353,0	375,7	40,1	0,5	12,4

Tabla AI-2 b U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra HU-332: Ignimbrita Tilzapotla (verde)
35.36±0.33

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes				Edad		% disc.			
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± error (%) (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ		Ma	±1σ	
HU332-50 11	278	1,8	1224	12,9113	26,7	0,0526	27,9	0,0049	8,0	0,29	31,7	2,5	52,0	14,1	1132,8	541,1	31,7	2,5	39,1
HU332-35 32	269	2,6	788	9,6537	33,1	0,0733	33,3	0,0051	3,7	0,11	33,0	1,2	71,8	23,1	1689,3	628,7	33,0	1,2	54,1
HU332-50 16	577	1,1	2604	20,6168	12,7	0,0356	12,9	0,0053	2,1	0,17	34,2	0,7	35,5	4,5	123,9	299,4	34,2	0,7	3,6
HU332-50 27	650	4,6	3840	21,7254	10,6	0,0338	10,6	0,0053	1,0	0,10	34,2	0,4	33,7	3,5	-0,9	255,5	34,2	0,4	-1,4
HU332-50 26	766	3,4	4308	19,8392	8,6	0,0370	8,9	0,0053	2,3	0,26	34,3	0,8	36,9	3,2	213,7	198,5	34,3	0,8	7,2
HU332-50 9	329	1,8	1792	21,2048	19,6	0,0346	19,8	0,0053	2,5	0,13	34,3	0,9	34,6	6,7	57,3	472,0	34,3	0,9	0,9
HU332-35 36	697	3,2	1668	17,1628	9,7	0,0431	9,8	0,0054	1,0	0,10	34,5	0,3	42,8	4,1	539,7	212,9	34,5	0,3	19,5
HU332-50 8	433	2,9	2000	19,5304	11,5	0,0382	12,0	0,0054	3,3	0,28	34,8	1,2	38,0	4,5	249,9	264,9	34,8	1,2	8,6
HU332-50 7	281	2,1	1372	17,6497	23,3	0,0424	23,4	0,0054	2,1	0,09	34,9	0,7	42,2	9,7	478,2	522,2	34,9	0,7	17,2
HU332-35 40	543	3,3	2840	18,4098	11,3	0,0408	11,4	0,0055	1,6	0,14	35,1	0,6	40,6	4,5	384,3	254,1	35,1	0,6	13,7
HU332-35 45	930	1,5	4244	20,3980	5,9	0,0369	6,3	0,0055	2,0	0,32	35,1	0,7	36,8	2,3	149,0	139,5	35,1	0,7	4,6
HU332-35 42	1558	1,0	5960	20,7097	4,9	0,0365	5,2	0,0055	2,0	0,37	35,3	0,7	36,4	1,9	113,3	114,8	35,3	0,7	3,2
HU332-35 33	354	2,7	2008	17,3495	16,9	0,0436	17,2	0,0055	3,1	0,18	35,3	1,1	43,3	7,3	516,0	373,6	35,3	1,1	18,6
HU332-50 17	842	2,4	3344	19,1066	15,0	0,0397	15,1	0,0055	2,1	0,14	35,3	0,7	39,5	5,9	300,2	342,8	35,3	0,7	10,5
HU332-50 1	238	2,2	1388	19,7249	14,8	0,0385	14,9	0,0055	2,0	0,14	35,4	0,7	38,4	5,6	227,1	343,4	35,4	0,7	7,7
HU332-50 2	409	2,3	1192	19,3215	15,7	0,0393	15,8	0,0055	1,1	0,07	35,4	0,4	39,2	6,1	274,6	362,3	35,4	0,4	9,5
HU332-50 30	340	2,2	1148	14,5381	11,5	0,0524	11,7	0,0055	2,4	0,20	35,5	0,8	51,9	5,9	892,3	237,8	35,5	0,8	31,5
HU332-50 5	214	2,7	1048	20,0918	29,1	0,0380	29,7	0,0055	6,0	0,20	35,6	2,1	37,9	11,0	184,3	690,0	35,6	2,1	6,0
HU332-50 15	564	3,2	2948	20,9614	17,4	0,0365	17,5	0,0056	1,0	0,06	35,7	0,4	36,4	6,3	84,7	416,5	35,7	0,4	2,0
HU332-50 14	622	2,5	3148	19,3270	8,8	0,0397	9,1	0,0056	2,5	0,28	35,8	0,9	39,6	3,5	274,0	201,2	35,8	0,9	9,5
HU332-35 31	357	1,8	2552	15,8517	17,9	0,0487	18,3	0,0056	3,6	0,20	36,0	1,3	48,3	8,6	711,1	384,3	36,0	1,3	25,5
HU332-50 18	264	2,4	1656	22,2521	24,6	0,0347	24,7	0,0056	1,6	0,07	36,0	0,6	34,7	8,4	-58,9	607,8	36,0	0,6	-3,9
HU332-35 34	531	1,4	2384	20,8618	12,0	0,0371	12,1	0,0056	1,7	0,14	36,1	0,6	37,0	4,4	96,0	284,8	36,1	0,6	2,4
HU332-50 25	719	2,1	2208	19,3015	7,3	0,0402	7,5	0,0056	1,4	0,19	36,2	0,5	40,0	2,9	277,0	168,5	36,2	0,5	9,6
HU332-50 10	451	2,2	2096	18,4439	20,8	0,0421	20,8	0,0056	1,0	0,05	36,2	0,4	41,9	8,5	380,1	472,2	36,2	0,4	13,5
HU332-50 23	464	1,2	2608	18,5803	12,8	0,0418	12,9	0,0056	1,5	0,12	36,2	0,5	41,6	5,2	363,5	289,2	36,2	0,5	12,9
HU332-50 6	313	3,4	1840	19,4872	10,2	0,0399	10,3	0,0056	1,2	0,12	36,3	0,4	39,7	4,0	255,0	235,2	36,3	0,4	8,7

Muestra HU-332: Ignimbrita Tilzapotla (verde) - continuación

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes				Edad		% disc.		
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± error (%) (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ		Ma	±1σ
HU332-35 43	585	1,9	1772	18,5178	11,0	0,0425	11,0	0,0057	1,2 0,11	36,7	0,5	42,2	4,6	371,1	247,7	36,7	0,5	13,2
HU332-50 3	2671	1,9	4128	16,8065	7,7	0,0472	7,7	0,0057	1,0 0,13	36,9	0,4	46,8	3,5	585,5	166,6	36,9	0,4	21,0
HU332-50 24	605	2,9	4276	21,3725	8,0	0,0371	8,2	0,0058	2,0 0,24	37,0	0,7	37,0	3,0	38,5	190,9	37,0	0,7	0,1
HU332-35 38	521	3,5	3388	20,8445	10,4	0,0385	10,9	0,0058	3,2 0,30	37,4	1,2	38,3	4,1	98,0	245,7	37,4	1,2	2,3
HU332-50 13	3093	2,2	9752	20,5700	4,9	0,0390	5,0	0,0058	1,0 0,20	37,4	0,4	38,9	1,9	129,3	115,2	37,4	0,4	3,7
HU332-35 49	439	1,9	2440	22,5995	20,2	0,0356	20,2	0,0058	1,0 0,05	37,5	0,4	35,5	7,0	-96,9	500,2	37,5	0,4	-5,6
HU332-35 41	307	2,4	2204	17,2869	14,9	0,0465	14,9	0,0058	1,0 0,07	37,5	0,4	46,2	6,7	524,0	328,1	37,5	0,4	18,8
HU332-35 44	461	1,4	3680	21,9648	21,7	0,0366	21,7	0,0058	1,0 0,05	37,5	0,4	36,5	7,8	-27,3	531,5	37,5	0,4	-2,7
HU332-35 48	300	2,1	1156	13,6392	40,1	0,0591	40,4	0,0058	4,8 0,12	37,6	1,8	58,3	22,9	1022,7	844,8	37,6	1,8	35,5
HU332-50 22	350	2,0	1928	19,6258	18,6	0,0413	18,6	0,0059	1,0 0,05	37,8	0,4	41,1	7,5	238,7	431,7	37,8	0,4	8,0
HU332-50 20	260	1,6	1632	17,5475	20,7	0,0465	20,7	0,0059	1,0 0,05	38,0	0,4	46,1	9,4	491,1	461,5	38,0	0,4	17,6
HU332-50 4	617	0,9	836	10,3792	34,5	0,0791	34,5	0,0060	1,8 0,05	38,3	0,7	77,3	25,7	1554,5	667,8	38,3	0,7	50,5
HU332-50 28	282	2,5	820	11,9450	11,1	0,0688	11,1	0,0060	1,4 0,13	38,3	0,5	67,6	7,3	1286,0	215,9	38,3	0,5	43,3
HU332-50 29	342	1,9	1044	12,2282	13,4	0,0677	13,6	0,0060	2,7 0,20	38,6	1,1	66,5	8,8	1240,2	263,0	38,6	1,1	42,0
HU332-35 50	363	2,2	828	10,2711	39,7	0,0807	39,7	0,0060	1,2 0,03	38,6	0,4	78,8	30,1	1574,1	775,7	38,6	0,4	51,0
HU332-50 12	1817	2,5	9840	21,0958	3,7	0,0406	4,0	0,0062	1,5 0,37	39,9	0,6	40,4	1,6	69,6	88,8	39,9	0,6	1,2
HU332-35 47	150	1,2	916	25,5546	17,8	0,0348	18,2	0,0064	4,0 0,22	41,4	1,7	34,7	6,2	-408,0	467,1	41,4	1,7	-19
HU332-35 46	268	2,5	5020	18,3708	11,3	0,0985	12,8	0,0131	6,1 0,47	84,0	5,1	95,4	11,7	389,0	254,2	84,0	5,1	11,9
HU332-35 37	383	1,7	16312	18,4275	2,4	0,3502	3,9	0,0468	3,1 0,79	294,8	8,9	304,9	10,3	382,1	53,8	294,8	8,9	3,3
HU332-50 19	276	8,9	71156	10,4709	2,4	3,0485	3,8	0,2315	3,0 0,78	1342,4	35,9	1419,8	28,9	1538,0	44,2	1538,0	44,2	5,5

Tabla AI-2 c Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra HU-367: Ignimbrita Maravillas
34.71±0.37

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes					Edad				
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (%)	error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Ma	±1σ	% disc.
HU367-35 8	91	1,1	524	22,6528	48,4	0,0308	49,1	0,0051	8,6	0,18	32,5	2,8	30,8	14,9	-102,6	1255,1	32,5	2,8	-5,6
HU367-35 21	234	1,2	1212	17,0774	33,6	0,0415	34,0	0,0051	5,4	0,16	33,0	1,8	41,3	13,8	550,6	752,8	33,0	1,8	20,0
HU367-35 11	98	1,0	584	14,0877	49,7	0,0505	50,1	0,0052	6,2	0,12	33,2	2,1	50,0	24,5	956,9	1086,0	33,2	2,1	33,7
HU367-35 23	75	1,1	476	15,9337	92,7	0,0447	92,7	0,0052	3,2	0,03	33,2	1,0	44,4	40,3	700,1	456,7	33,2	1,0	25,2
HU367-35 4	238	1,3	1292	21,7885	29,3	0,0327	29,4	0,0052	1,8	0,06	33,2	0,6	32,6	9,4	-7,8	721,3	33,2	0,6	-1,7
HU367-35 49	122	1,0	612	16,5369	48,5	0,0434	48,5	0,0052	1,5	0,03	33,5	0,5	43,1	20,5	620,4	1111,4	33,5	0,5	22,4
HU367-35 45	199	1,3	1192	19,2207	17,7	0,0374	17,8	0,0052	2,1	0,12	33,5	0,7	37,3	6,5	286,6	406,3	33,5	0,7	10,1
HU367-35 17	147	0,9	628	17,3960	39,9	0,0415	40,0	0,0052	3,5	0,09	33,7	1,2	41,3	16,2	510,2	911,1	33,7	1,2	18,5
HU367-35 33	284	1,1	1600	21,3081	27,9	0,0340	28,0	0,0052	2,3	0,08	33,8	0,8	33,9	9,3	45,7	677,2	33,8	0,8	0,5
HU367-35 24	229	1,2	1308	22,8143	33,6	0,0319	33,7	0,0053	2,8	0,08	34,0	1,0	31,9	10,6	-120,1	850,0	34,0	1,0	-6,4
HU367-35 22	350	0,9	1848	21,4156	18,1	0,0341	18,1	0,0053	1,2	0,07	34,0	0,4	34,0	6,1	33,6	435,9	34,0	0,4	0,0
HU367-35 29	116	1,1	704	15,9209	31,4	0,0459	31,5	0,0053	2,5	0,08	34,1	0,8	45,6	14,0	701,8	685,2	34,1	0,8	25,2
HU367-35 3	162	1,4	1000	15,8944	21,8	0,0463	21,9	0,0053	2,2	0,10	34,3	0,7	45,9	9,8	705,4	468,9	34,3	0,7	25,3
HU367-35 50A	222	0,9	1152	19,0813	18,6	0,0386	18,7	0,0053	2,1	0,11	34,3	0,7	38,5	7,1	303,2	426,4	34,3	0,7	10,7
HU367-35 39	166	1,2	744	10,4003	44,6	0,0709	44,6	0,0053	2,8	0,06	34,4	1,0	69,6	30,0	1550,7	884,2	34,4	1,0	50,6
HU367-35 14	449	0,7	1820	20,2917	23,2	0,0364	23,3	0,0054	1,0	0,04	34,4	0,3	36,3	8,3	161,2	550,1	34,4	0,3	5,1
HU367-35 48	109	1,1	704	16,2451	37,6	0,0457	38,0	0,0054	5,5	0,15	34,6	1,9	45,4	16,9	658,7	834,3	34,6	1,9	23,7
HU367-35 44	251	1,2	960	12,8779	25,6	0,0576	25,8	0,0054	2,6	0,10	34,6	0,9	56,9	14,3	1138,0	518,3	34,6	0,9	39,2
HU367-35 50	120	0,7	604	15,2497	20,7	0,0487	22,0	0,0054	7,5	0,34	34,6	2,6	48,3	10,4	792,8	438,3	34,6	2,6	28,3
HU367-35 2	338	1,1	1744	17,9160	12,3	0,0415	12,5	0,0054	2,3	0,18	34,7	0,8	41,3	5,1	445,0	274,6	34,7	0,8	16,0
HU367-35 27	521	0,6	2604	19,4813	10,6	0,0384	10,7	0,0054	1,0	0,09	34,9	0,3	38,3	4,0	255,7	245,3	34,9	0,3	8,8
HU367-35 38	102	1,3	644	14,9843	42,9	0,0500	43,0	0,0054	2,4	0,05	35,0	0,8	49,6	20,8	829,5	937,2	35,0	0,8	29,5
HU367-35 25	131	1,0	640	13,1434	35,4	0,0574	35,5	0,0055	2,5	0,07	35,2	0,9	56,7	19,6	1097,3	731,7	35,2	0,9	37,9
HU367-35 12	161	0,9	916	20,9449	34,8	0,0361	34,9	0,0055	2,6	0,07	35,2	0,9	36,0	12,3	86,6	846,9	35,2	0,9	2,1
HU367-35 37	133	0,9	688	17,9316	34,0	0,0424	34,0	0,0055	1,2	0,03	35,4	0,4	42,1	14,0	443,1	776,3	35,4	0,4	15,9
HU367-35 13	472	0,7	1892	15,7009	43,5	0,0485	43,8	0,0055	5,1	0,12	35,5	1,8	48,1	20,5	731,3	965,9	35,5	1,8	26,2
HU367-35 26	291	1,0	1624	21,2124	23,1	0,0360	23,2	0,0055	2,0	0,09	35,6	0,7	35,9	8,2	56,4	556,9	35,6	0,7	0,9

Muestra HU-367: Ignimbrita Maravillas (continuación)

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes				Edad		% disc.		
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± 1σ	Ma	±1σ				
HU367-35 32	288	1,1	1604	18,8694	11,1	0,0404	11,2	0,0055	1,7 0,15	35,6	0,6	40,3	4,4	328,6	252,6	35,6	0,6	11,6
HU367-35 30	374	0,8	1768	20,2745	13,9	0,0377	14,0	0,0055	1,0 0,07	35,6	0,4	37,6	5,1	163,2	326,8	35,6	0,4	5,2
HU367-35 46	156	1,1	544	8,6499	15,2	0,0893	15,3	0,0056	1,4 0,09	36,0	0,5	86,8	12,7	1889,4	275,7	36,0	0,5	58,5
HU367-35 6	958	0,9	2148	15,4703	6,1	0,0501	6,3	0,0056	1,3 0,21	36,1	0,5	49,6	3,0	762,6	129,3	36,1	0,5	27,2
HU367-35 15	178	1,1	1152	18,8343	27,3	0,0414	27,8	0,0057	5,4 0,19	36,4	2,0	41,2	11,2	332,8	628,9	36,4	2,0	11,7
HU367-35 10	175	0,8	760	16,3965	13,8	0,0477	14,0	0,0057	2,4 0,17	36,4	0,9	47,3	6,5	638,8	298,9	36,4	0,9	22,9
HU367-35 9	254	0,8	1436	21,8350	34,8	0,0358	34,9	0,0057	1,8 0,05	36,5	0,6	35,7	12,2	-13,0	864,8	36,5	0,6	-2,0
HU367-35 41	184	0,9	440	5,5900	39,8	0,1401	40,7	0,0057	8,9 0,22	36,5	3,2	133,1	50,9	2642,6	691,8	36,5	3,2	72,6
HU367-35 47	87	1,5	480	10,2796	19,7	0,0763	21,3	0,0057	8,1 0,38	36,5	2,9	74,6	15,3	1572,6	372,9	36,5	2,9	51,0
HU367-35 16	583	3,4	1980	15,7866	15,0	0,0497	15,1	0,0057	1,0 0,07	36,6	0,4	49,2	7,2	719,8	321,0	36,6	0,4	25,7
HU367-35 7	480	0,9	1284	12,6293	15,0	0,0627	15,3	0,0057	2,7 0,17	36,9	1,0	61,8	9,1	1176,7	298,7	36,9	1,0	40,2
HU367-35 40	304	0,9	524	5,4770	45,1	0,1458	45,5	0,0058	5,9 0,13	37,2	2,2	138,2	58,8	2676,4	793,6	37,2	2,2	73,1
HU367-35 20	195	1,2	472	7,4687	20,3	0,1074	21,0	0,0058	5,4 0,26	37,4	2,0	103,6	20,7	2149,6	358,2	37,4	2,0	63,9
HU367-35 28	163	1,2	456	6,9796	12,6	0,1150	13,2	0,0058	3,9 0,29	37,4	1,4	110,5	13,8	2267,2	218,1	37,4	1,4	66,1
HU367-35 36	186	1,1	440	5,4726	24,4	0,1505	25,2	0,0060	6,5 0,26	38,4	2,5	142,3	33,5	2677,8	409,8	38,4	2,5	73,0
HU367-35 31	56	1,4	492	23,3688	44,4	0,0353	45,3	0,0060	8,6 0,19	38,4	3,3	35,2	15,7	-179,7	1159,8	38,4	3,3	-9,2
HU367-35 34	147	0,9	516	7,4173	34,2	0,1113	34,5	0,0060	4,6 0,13	38,5	1,8	107,1	35,1	2161,7	616,2	38,5	1,8	64,1
HU367-35 18	235	1,0	504	7,3807	16,0	0,1136	16,1	0,0061	1,7 0,11	39,1	0,7	109,3	16,7	2170,3	281,0	39,1	0,7	64,2
HU367-35 1	416	0,5	440	5,2221	15,1	0,1783	15,1	0,0068	1,0 0,07	43,4	0,4	166,6	23,3	2755,0	249,8	43,4	0,4	74,0

Tabla AI-2 d Edades U-Pb de zircones de la muestra HU-496: Formación Huautla (1)
32.9±0.6

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes				Edad				
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (%)	error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Ma	±1σ
HU496 1			0,0457	3,3	0,0332	0,2	186,8220	2,4		34,4	0,8	33,2	1,7	3,3	55,9	34,4	0,8	<10
HU496 2			0,1249	1,2	2,1726	6,2	7,8137	1,9		776,3	14,0	1172,3	19,5	2027,3	20,3	776,3	14,0	<10
HU496 3			0,0439	3,2	0,0308	0,2	193,4124	2,4		33,2	0,8	30,8	1,5	0,0	0,0	33,2	0,8	<10
HU496 4			0,0463	2,1	0,0319	0,1	197,5412	2,0		32,6	0,6	31,8	1,1	12,8	49,8	32,6	0,6	<10
HU496 6			0,0467	1,8	0,0339	0,1	187,0088	1,7		34,4	0,6	33,9	1,1	32,6	43,2	34,4	0,6	<10
HU496 7			0,0485	2,4	0,0332	0,1	198,6464	1,9		32,4	0,6	33,1	1,3	123,3	55,3	32,4	0,6	<10
HU496 8			0,0468	2,1	0,0325	0,1	195,4535	2,0		32,9	0,7	32,5	1,2	36,8	48,9	32,9	0,7	<10
HU496 9			0,0462	2,2	0,0314	0,1	199,9266	1,9		32,2	0,6	31,4	1,2	10,5	52,4	32,2	0,6	<10
HU496 10			0,0490	2,2	0,0349	0,1	191,0881	1,9		33,6	0,6	34,8	1,3	148,0	50,3	33,6	0,6	<10
HU496 11			0,0494	2,7	0,0436	0,3	154,0327	4,6		41,7	1,9	43,3	2,5	167,6	62,4	41,7	1,9	<10
HU496 12			0,0461	2,1	0,0330	0,1	190,2196	1,9		33,8	0,6	32,9	1,2	0,0	53,1	33,8	0,6	<10
HU496 13			0,0559	1,3	0,5595	1,9	13,5860	2,6		457,8	11,4	451,2	12,5	449,3	29,1	457,8	11,4	<10
HU496 14			0,0561	2,0	0,1606	1,7	47,4894	9,9		134,3	13,2	151,2	14,5	456,7	42,8	134,3	13,2	<10
HU496 16			0,0474	2,0	0,0315	0,1	204,5223	1,8		31,4	0,6	31,5	1,1	69,5	46,1	31,4	0,6	<10
HU496 17			0,0488	1,9	0,0325	0,1	204,0116	1,7		31,5	0,5	32,5	1,1	137,0	44,5	31,5	0,5	<10
HU496 18			0,0461	2,2	0,0363	0,1	192,1091	1,8		33,5	0,6	32,6	1,2	0,5	54,2	33,5	0,6	<10
HU496 19			0,0471	1,8	0,0318	0,1	201,3213	1,8		31,9	0,6	31,8	1,0	53,6	40,5	31,9	0,6	<10
HU496 21			0,0472	2,5	0,0342	0,2	189,7430	2,8		33,9	1,0	34,2	1,5	61,2	58,1	33,9	1,0	<10
HU496 20			0,0489	2,0	0,0331	0,1	203,0708	1,8		31,7	0,6	33,0	1,1	141,9	45,7	31,7	0,6	<10

Tabla AI-2 e Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra HU-432: Granodiorita Chiautla
32.46±0.59

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes					Edad				
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (%)	error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Ma	±1σ	% disc.
HU432 24	123	1,7	368	21,6367	145,0	0,0260	145,3	0,0041	8,0	0,05	26,3	2,1	26,1	37,4	9,0	1450,9	26,3	2,1	-0,7
HU432 31	127	2,1	348	23,0246	33,8	0,0250	34,8	0,0042	8,4	0,24	26,8	2,2	25,1	8,6	-142,8	858,7	26,8	2,2	-7,1
HU432 50 4	87	1,7	480	16,9606	33,6	0,0361	33,8	0,0044	3,8	0,11	28,5	1,1	36,0	12,0	565,6	752,2	28,5	1,1	0,2
HU432 16	70	2,4	250	17,7948	66,2	0,0352	66,7	0,0045	8,1	0,12	29,2	2,4	35,1	23,0	460,1	1662,3	29,2	2,4	16,8
HU432 35 3	115	1,5	288	25,9844	69,7	0,0245	70,1	0,0046	7,4	0,11	29,7	2,2	24,5	17,0	-451,7	2088,9	29,7	2,2	35,8
HU432 35 9	125	1,4	413	41,4438	39,8	0,0154	39,9	0,0046	3,5	0,09	29,7	1,0	15,5	6,1	-1886,1	1497,2	29,7	1,0	-91,9
HU432 35 A	122	1,7	403	23,5172	62,1	0,0272	62,9	0,0046	9,9	0,16	29,8	2,9	27,2	16,9	-195,5	1714,7	29,8	2,9	-9,5
HU432 50 12	84	1,7	257	17,7368	38,0	0,0363	38,4	0,0047	5,3	0,14	30,1	1,6	36,2	13,7	467,3	870,7	30,1	1,6	17,0
HU432 34	143	1,7	395	15,9000	30,9	0,0406	32,0	0,0047	8,3	0,26	30,1	2,5	40,4	12,7	704,6	672,2	30,1	2,5	25,5
HU432 35 6	82	2,3	288	35,7197	161,9	0,0181	162,0	0,0047	4,4	0,03	30,2	1,3	18,2	29,3	-1376,7	0,0	30,2	1,3	-65,6
HU432 18	161	1,1	725	17,4920	34,6	0,0376	34,8	0,0048	2,9	0,08	30,7	0,9	37,5	12,8	498,0	785,1	30,7	0,9	18,1
HU432 50 14	179	2,5	410	13,4775	23,7	0,0492	23,7	0,0048	1,9	0,08	30,9	0,6	48,7	11,3	1046,8	483,9	30,9	0,6	36,6
HU432 21	107	1,5	290	17,4018	23,8	0,0384	24,9	0,0048	7,4	0,30	31,1	2,3	38,2	9,3	509,4	529,2	31,1	2,3	18,5
HU432 22	87	2,0	383	8,4351	112,3	0,0793	112,4	0,0048	5,1	0,04	31,2	1,6	77,5	84,0	1934,5	223,0	31,2	1,6	59,7
HU432 35 13	80	2,0	305	10,9389	61,8	0,0612	62,0	0,0049	4,4	0,07	31,2	1,4	60,4	36,3	1455,3	1321,5	31,2	1,4	48,2
HU432 50 1	123	1,6	278	13,3304	23,3	0,0505	23,5	0,0049	3,4	0,14	31,4	1,1	50,0	11,5	1068,9	473,6	31,4	1,1	37,2
HU432 35	107	1,6	443	25,9168	39,5	0,0261	39,9	0,0049	5,1	0,13	31,5	1,6	26,1	10,3	-444,8	1075,8	31,5	1,6	-20,6
HU432 50 10	93	1,8	274	14,9928	17,4	0,0464	17,8	0,0050	3,7	0,21	32,4	1,2	46,1	8,0	828,4	366,0	32,4	1,2	29,6
HU432 50 6	110	1,7	266	13,7823	38,7	0,0508	38,9	0,0051	4,0	0,10	32,7	1,3	50,4	19,1	1001,6	816,8	32,7	1,3	35,1
HU4323 50 5	78	1,7	264	20,9046	37,5	0,0335	37,7	0,0051	3,9	0,10	32,7	1,3	33,5	12,4	91,2	917,2	32,7	1,3	2,4
HU432 50 7	509	4,4	1128	17,0790	9,9	0,0413	11,6	0,0051	6,0	0,52	32,9	2,0	41,1	4,7	550,4	217,5	32,9	2,0	39,5
HU432 35 7	107	2,5	250	12,8219	35,9	0,0550	36,6	0,0051	7,1	0,19	32,9	2,3	54,4	19,4	1146,6	736,5	32,9	2,3	20,0
HU432 50 3	116	1,4	269	13,6356	19,8	0,0518	19,9	0,0051	2,2	0,11	33,0	0,7	51,3	10,0	1023,3	404,3	33,0	0,7	-20,8
HU432 50 13	58	2,2	240	13,2051	53,9	0,0542	54,1	0,0052	4,9	0,09	33,4	1,6	53,6	28,3	1087,9	1171,4	33,4	1,6	37,7
HU432 28	113	1,5	338	20,6949	58,2	0,0348	58,2	0,0052	1,7	0,03	33,6	0,6	34,7	19,9	115,0	1496,2	33,6	0,6	3,3
HU432 50 2	163	2,3	372	15,9177	22,7	0,0453	22,7	0,0052	1,6	0,07	33,6	0,5	44,9	10,0	702,2	488,6	33,6	0,5	25,3
HU432 50 9	89	1,6	262	15,4170	21,1	0,0469	21,1	0,0052	1,4	0,07	33,7	0,5	46,5	9,6	769,9	448,1	33,7	0,5	27,6
HU432 50 11	310	2,8	814	18,8753	6,6	0,0388	7,5	0,0053	3,7	0,49	34,1	1,3	38,7	2,9	327,9	148,9	34,1	1,3	11,6
HU432 35 4	400	2,4	5450	20,3546	2,7	0,1591	5,9	0,0235	5,3	0,89	149,7	7,9	149,9	8,3	154,0	62,3	149,7	7,9	20,7
HU432 35 5	213	4,1	3613	20,1450	6,3	0,1748	7,6	0,0255	4,3	0,56	162,6	6,9	163,6	11,6	178,2	147,4	162,6	6,9	2,4

Tabla AI-2 f Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra HU-492: Ignimbrita San Gregorio (Taxco)
35.77±0.42

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes					Edad				
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (%)	error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Ma	±1σ	% disc.
HU492 12	125	4,1	684	28,5302	60,1	0,0251	60,2	0,0052	3,4	0,06	33,5	1,1	25,2	15,0	-704,7	1816,4	33,5	1,1	-32,7
HU492 18	420	3,5	1788	20,5440	14,3	0,0359	14,4	0,0054	1,4	0,10	34,4	0,5	35,8	5,1	132,2	338,4	34,4	0,5	4,0
HU492 13	154	2,4	897	21,4224	27,6	0,0348	27,7	0,0054	2,3	0,08	34,7	0,8	34,7	9,4	32,9	672,1	34,7	0,8	-0,1
HU492 23	282	2,7	1020	18,1207	8,4	0,0414	8,7	0,0054	2,4	0,27	35,0	0,8	41,2	3,5	419,7	188,2	35,0	0,8	15,1
HU492 14	282	4,2	1053	14,7683	25,6	0,0514	25,8	0,0055	3,3	0,13	35,4	1,2	50,9	12,8	859,8	539,4	35,4	1,2	30,5
HU492 4	229	2,3	1092	21,3561	14,2	0,0356	14,5	0,0055	2,7	0,18	35,4	0,9	35,5	5,1	40,3	342,1	35,4	0,9	0,2
HU492 11	126	2,0	369	10,5241	38,0	0,0725	38,2	0,0055	4,1	0,11	35,6	1,5	71,1	26,2	1528,4	743,4	35,6	1,5	49,9
HU492 20	309	2,2	1347	19,3609	11,3	0,0394	11,3	0,0055	1,1	0,10	35,6	0,4	39,2	4,4	269,9	258,8	35,6	0,4	9,4
HU492 15	665	4,1	2997	21,6882	6,9	0,0353	7,0	0,0056	1,0	0,14	35,7	0,4	35,2	2,4	3,2	166,1	35,7	0,4	-1,3
HU492 9	457	1,7	1779	20,6932	7,1	0,0372	7,3	0,0056	1,5	0,20	35,9	0,5	37,1	2,6	115,2	168,0	35,9	0,5	3,2
HU492 21	221	2,9	1020	20,5076	12,5	0,0376	12,6	0,0056	1,8	0,14	36,0	0,7	37,5	4,6	136,4	293,8	36,0	0,7	4,1
HU492 17	81	3,7	438	18,8809	32,2	0,0410	32,3	0,0056	2,0	0,06	36,1	0,7	40,8	12,9	327,2	748,5	36,1	0,7	11,5
HU492 25	339	2,8	1239	20,1646	14,6	0,0384	14,8	0,0056	2,1	0,14	36,1	0,8	38,2	5,6	175,9	343,2	36,1	0,8	5,6
HU492 22	1792	4,1	8544	20,8585	7,2	0,0374	7,5	0,0057	2,0	0,26	36,4	0,7	37,3	2,7	96,4	170,8	36,4	0,7	2,4
HU492 16	922	3,1	3129	20,7092	6,0	0,0379	7,8	0,0057	5,0	0,64	36,6	1,8	37,8	2,9	113,4	141,2	36,6	1,8	3,1
HU492 8	2845	2,9	7245	20,5133	1,5	0,0386	3,6	0,0057	3,3	0,91	36,9	1,2	38,4	1,4	135,7	35,4	36,9	1,2	4,0
HU492 2B	221	2,6	963	19,2607	16,5	0,0412	16,5	0,0058	1,3	0,08	37,0	0,5	41,0	6,6	281,8	379,5	37,0	0,5	9,8
HU492 3	507	3,2	1173	18,7520	23,1	0,0424	23,3	0,0058	3,2	0,14	37,1	1,2	42,2	9,6	342,7	528,7	37,1	1,2	12,1
HU492 10	454	2,5	1074	14,6954	15,2	0,0542	15,3	0,0058	1,9	0,12	37,1	0,7	53,6	8,0	870,0	316,2	37,1	0,7	30,7
HU492 19B	454	3,2	2226	22,5080	12,9	0,0363	12,9	0,0059	1,2	0,09	38,1	0,5	36,2	4,6	-86,9	316,6	38,1	0,5	-5,2
HU492 5	748	4,4	2550	20,7191	6,9	0,0398	7,0	0,0060	1,2	0,17	38,5	0,5	39,7	2,7	112,2	162,2	38,5	0,5	3,0
HU492 7	366	1,8	1137	18,8349	11,4	0,0442	11,6	0,0060	1,9	0,16	38,8	0,7	43,9	5,0	332,7	259,4	38,8	0,7	11,6
HU492 1	257	2,7	1398	21,5681	10,8	0,0387	10,9	0,0061	1,1	0,10	38,9	0,4	38,6	4,1	16,6	261,2	38,9	0,4	-0,9
HU492 6	101	3,5	567	25,2503	72,6	0,0335	73,0	0,0061	7,7	0,11	39,4	3,0	33,4	24,0	-376,8	2177,1	39,4	3,0	-17,8

Tabla AI-2 g Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra VALLEB: Ignimbrita Valle de Bravo
35.59±0.40

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes				Edad					
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (%)	error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Ma	±1σ	% disc.
VALLEB 20A	138	2,9	1256	11,5567	82,2	0,0455	82,3	0,0038	2,7	0,03	24,5	0,7	45,2	36,3	1350,0	36,9	24,5	0,7	45,7
VALLEB 3	106	3,4	2208	6,2842	63,1	0,0870	63,3	0,0040	5,4	0,09	25,5	1,4	84,7	51,5	2446,4	789,2	25,5	1,4	69,9
VALLEB 20	154	3,6	4136	11,0042	77,7	0,0557	78,1	0,0044	8,7	0,11	28,6	2,5	55,1	41,9	1444,0	123,8	28,6	2,5	48,0
VALLEB 14	380	3,1	4256	29,0753	118,4	0,0216	118,5	0,0045	3,6	0,03	29,3	1,0	21,7	25,4	-757,5	1928,5	29,3	1,0	-35,0
VALLEB 21	195	2,9	552	32,7059	109,0	0,0200	109,0	0,0048	3,2	0,03	30,6	1,0	20,1	21,7	-1100,9	2161,7	30,6	1,0	-51,7
VALLEB 8	140	4,3	2228	16,0402	265,1	0,0408	265,1	0,0048	5,0	0,02	30,6	1,5	40,7	106,0	685,9	1699,4	30,6	1,5	48,6
VALLEB 5 6	236	3,1	1584	21,8544	52,5	0,0310	52,6	0,0049	2,4	0,04	31,6	0,7	31,0	16,0	-15,1	1357,0	31,6	0,7	-1,9
VALLEB 35	122	3,1	724	18,5067	131,5	0,0371	131,5	0,0050	2,8	0,02	32,0	0,9	37,0	47,8	372,5	1004,6	32,0	0,9	13,4
VALLEB 11	364	2,8	2948	19,0321	89,2	0,0361	89,5	0,0050	7,7	0,09	32,0	2,5	36,0	31,7	309,1	701,3	32,0	2,5	11,0
VALLEB 24	266	3,8	1276	40,6262	71,8	0,0172	71,8	0,0051	1,2	0,02	32,5	0,4	17,3	12,3	-1814,1	2915,1	32,5	0,4	-88,2
VALLEB 2	379	3,1	2224	15,0904	19,2	0,0467	19,8	0,0051	4,9	0,24	32,8	1,6	46,3	9,0	814,8	405,6	32,8	1,6	29,1
VALLEB 25	105	3,3	812	13,6881	190,5	0,0517	190,6	0,0051	6,6	0,03	33,0	2,2	51,1	95,3	1015,5	868,9	33,0	2,2	35,5
VALLEB 19	348	3,5	2508	8,5925	79,5	0,0824	79,5	0,0051	3,6	0,05	33,0	1,2	80,4	61,6	1901,4	384,8	33,0	1,2	58,9
VALLEB 25A	313	4,1	3636	29,9215	107,4	0,0239	107,4	0,0052	1,8	0,02	33,4	0,6	24,0	25,5	-838,9	1860,0	33,4	0,6	-39,1
VALLEB 28	261	3,1	1116	19,5696	24,9	0,0370	25,2	0,0053	3,7	0,15	33,8	1,2	36,9	9,1	245,3	581,6	33,8	1,2	8,5
VALLEB 7	585	2,4	3048	19,7429	8,3	0,0369	8,8	0,0053	2,9	0,33	34,0	1,0	36,8	3,2	225,0	193,0	34,0	1,0	7,7
VALLEB 50 3	148	3,6	1060	19,3447	20,3	0,0378	20,6	0,0053	3,4	0,16	34,1	1,1	37,7	7,6	271,9	470,6	34,1	1,1	9,5
VALLEB 50 4	175	4,0	1292	18,8867	13,5	0,0391	13,7	0,0054	2,3	0,17	34,5	0,8	39,0	5,2	326,5	308,1	34,5	0,8	11,6
VALLEB 50 1	90	3,8	604	17,5085	30,9	0,0423	31,4	0,0054	5,5	0,18	34,6	1,9	42,1	12,9	496,0	695,5	34,6	1,9	17,9
VALLEB 5	114	3,0	1428	13,7588	63,6	0,0539	63,9	0,0054	6,0	0,09	34,6	2,1	53,3	33,2	1005,0	1455,9	34,6	2,1	35,1
VALLEB 13	323	2,7	2540	16,8401	35,6	0,0444	35,7	0,0054	2,8	0,08	34,9	1,0	44,1	15,4	581,1	796,2	34,9	1,0	21,0
VALLEB 30	323	3,5	1188	15,5961	11,0	0,0481	11,3	0,0054	2,4	0,21	35,0	0,8	47,7	5,3	745,5	233,6	35,0	0,8	26,7
VALLEB 50 8	258	3,7	1556	19,1867	10,8	0,0391	11,3	0,0054	3,1	0,27	35,0	1,1	38,9	4,3	290,6	248,5	35,0	1,1	10,2
VALLEB 33	155	5,2	800	19,0869	43,5	0,0393	43,9	0,0054	5,7	0,13	35,0	2,0	39,2	16,9	302,5	1038,4	35,0	2,0	10,6
VALLEB 50 10	296	3,7	1572	20,8364	19,0	0,0361	19,1	0,0055	1,0	0,05	35,1	0,4	36,0	6,7	98,9	453,8	35,1	0,4	2,6
VALLEB 50 2	391	3,4	1772	19,5049	6,2	0,0386	6,3	0,0055	1,0	0,16	35,1	0,4	38,5	2,4	252,9	143,8	35,1	0,4	8,7
VALLEB 37	393	3,1	2132	20,9213	14,6	0,0361	14,8	0,0055	2,1	0,14	35,3	0,8	36,1	5,2	89,3	347,8	35,3	0,8	2,2
VALLEB 20B	377	3,5	7380	26,6275	40,8	0,0284	40,9	0,0055	1,9	0,05	35,3	0,7	28,4	11,5	-516,6	1130,0	35,3	0,7	-24,0
VALLEB 26	247	3,9	1696	26,8720	100,1	0,0282	100,1	0,0055	1,6	0,02	35,3	0,6	28,2	27,9	-541,0	1484,0	35,3	0,6	-25,1

Muestra ValleB: Ignimbrita Valle de Bravo (continuación)

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes				Edad		% disc.		
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± error (%) (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ		Ma	±1σ
VALLEB 1	242	2,9	2052	10,9482	45,1	0,0693	45,3	0,0055	4,5 0,10	35,4	1,6	68,0	29,8	1453,7	907,1	35,4	1,6	48,0
VALLEB 50 5	371	2,9	2068	20,5749	15,1	0,0370	15,2	0,0055	1,9 0,12	35,5	0,7	36,9	5,5	128,7	356,7	35,5	0,7	3,8
VALLEB 24A	755	1,8	2396	15,6842	24,8	0,0485	24,8	0,0055	1,5 0,06	35,5	0,5	48,1	11,7	733,6	532,3	35,5	0,5	26,2
VALLEB 12	472	2,9	102616	26,3367	27,9	0,0289	27,9	0,0055	1,8 0,07	35,5	0,6	29,0	8,0	-487,3	751,4	35,5	0,6	-22,7
VALLEB 21A	333	5,0	1568	11,1015	38,4	0,0692	38,5	0,0056	2,2 0,06	35,8	0,8	67,9	25,3	1427,2	763,3	35,8	0,8	47,3
VALLEB 36	250	3,9	1048	18,1095	29,9	0,0425	30,0	0,0056	2,8 0,09	35,9	1,0	42,2	12,4	421,1	681,5	35,9	1,0	15,1
VALLEB 17	580	2,5	6512	16,3770	40,3	0,0472	40,4	0,0056	2,6 0,06	36,0	0,9	46,8	18,5	641,4	902,3	36,0	0,9	23,0
VALLEB 50 7	454	2,8	2200	19,7119	9,4	0,0393	9,5	0,0056	1,2 0,13	36,1	0,4	39,2	3,7	228,6	218,3	36,1	0,4	7,7
VALLEB 50 9	254	3,4	1000	16,4814	9,3	0,0474	9,4	0,0057	1,4 0,14	36,4	0,5	47,0	4,3	627,7	200,3	36,4	0,5	22,5
VALLEB 31	326	3,1	1584	18,1132	18,4	0,0437	18,5	0,0057	2,2 0,12	36,9	0,8	43,4	7,9	420,7	413,3	36,9	0,8	15,0
VALLEB 4	7894	3,4	27816	20,8168	3,5	0,0380	3,7	0,0057	1,0 0,27	36,9	0,4	37,9	1,4	101,1	83,3	36,9	0,4	2,6
VALLEB 29	177	4,0	684	11,3866	53,0	0,0702	53,2	0,0058	4,5 0,09	37,3	1,7	68,9	35,5	1378,6	1103,6	37,3	1,7	45,9
VALLEB 10	306	2,8	2840	11,4058	56,4	0,0707	56,4	0,0058	1,8 0,03	37,6	0,7	69,4	37,8	1375,3	1190,0	37,6	0,7	45,8
VALLEB 27	273	4,2	1360	10,8633	37,3	0,0749	37,3	0,0059	1,1 0,03	37,9	0,4	73,3	26,4	1468,5	734,1	37,9	0,4	48,3
VALLEB 15	7275	3,4	8084	19,0003	6,0	0,0435	6,1	0,0060	1,2 0,19	38,5	0,4	43,2	2,6	312,9	136,9	38,5	0,4	10,9
VALLEB 9	146	4,3	840	10,7933	38,3	0,0766	38,6	0,0060	4,9 0,13	38,6	1,9	75,0	27,9	1480,7	755,5	38,6	1,9	24,8
VALLEB 32	157	4,1	900	12,7967	26,5	0,0655	26,8	0,0061	3,6 0,13	39,1	1,4	64,5	16,7	1150,5	536,4	39,1	1,4	39,4

Tabla AI-2 h Edades U-Pb de zircones con el método LA-MC-ICPMS de la muestra MU 100: Toba El Sauz
34.43±0.51 Ma

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas								Edades Aparentes					Edad		% disc.
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Ma	±1σ	
MU100 -10	300	2,4	1452	22,6634	28,7	0,0303	28,9	0,0050	3,7 0,13	32,1	1,2	30,4	8,6	-103,8	717,2	32,1	1,2	-5,7
MU100 -8	282	3,1	1860	20,3512	33,9	0,0338	34,2	0,0050	4,1 0,12	32,1	1,3	33,8	11,3	154,4	814,9	32,1	1,3	5,0
MU100 -9	533	2,1	3572	24,5390	21,9	0,0280	22,0	0,0050	1,8 0,08	32,1	0,6	28,1	6,1	-303,1	566,3	32,1	0,6	-14,3
MU100-3	535	2,3	2060	19,9117	17,2	0,0346	17,3	0,0050	1,5 0,09	32,1	0,5	34,5	5,9	205,2	402,1	32,1	0,5	7,0
MU100 -11	306	2,7	1368	14,2481	33,8	0,0486	34,1	0,0050	4,0 0,12	32,3	1,3	48,2	16,0	933,7	713,8	32,3	1,3	33,0
MU100-34	304	3,0	2904	14,1899	79,2	0,0492	79,4	0,0051	5,0 0,06	32,6	1,6	48,8	37,8	942,1	2027,5	32,6	1,6	33,2
MU100-29	381	2,5	1680	11,3830	48,8	0,0615	49,3	0,0051	6,9 0,14	32,6	2,2	60,6	29,0	1379,2	1003,4	32,6	2,2	46,1
MU100-6	257	3,3	1192	18,8529	14,9	0,0374	15,0	0,0051	1,3 0,09	32,9	0,4	37,3	5,5	330,6	340,5	32,9	0,4	11,8
MU100-31	178	3,4	1484	18,3873	105,5	0,0384	105,8	0,0051	8,0 0,08	32,9	2,6	38,3	39,8	387,0	781,3	32,9	2,6	13,9
MU100-32	427	2,4	3972	21,0283	48,5	0,0336	48,5	0,0051	1,7 0,04	33,0	0,6	33,6	16,0	77,2	1218,3	33,0	0,6	1,8
MU100-22	323	3,0	2984	15,8284	41,3	0,0450	41,4	0,0052	2,8 0,07	33,3	0,9	44,7	18,1	714,2	915,1	33,3	0,9	25,7
MU100-23	307	3,2	1864	12,6760	16,1	0,0564	16,9	0,0052	5,2 0,31	33,4	1,7	55,7	9,2	1169,3	321,0	33,4	1,7	40,2
MU100-1	509	2,3	2324	19,1353	19,7	0,0375	19,8	0,0052	1,0 0,05	33,4	0,3	37,3	7,2	296,8	454,4	33,4	0,3	10,5
MU100-24	537	2,1	1548	14,1649	24,5	0,0507	24,6	0,0052	2,5 0,10	33,5	0,8	50,2	12,1	945,7	508,8	33,5	0,8	33,3
MU100-28	446	2,7	2800	18,8086	31,6	0,0383	31,7	0,0052	2,4 0,08	33,5	0,8	38,1	11,9	335,9	733,0	33,5	0,8	12,0
MU100-2	300	3,3	1600	16,9799	56,6	0,0424	56,6	0,0052	1,5 0,03	33,6	0,5	42,2	23,4	563,1	1342,4	33,6	0,5	20,4
MU100-16	328	2,8	1576	13,4148	27,9	0,0538	28,4	0,0052	5,4 0,19	33,7	1,8	53,2	14,7	1056,2	571,8	33,7	1,8	36,7
MU100-18	361	2,7	880	11,2156	23,6	0,0645	23,9	0,0052	3,5 0,15	33,7	1,2	63,4	14,7	1407,6	458,5	33,7	1,2	46,8
MU100-27	394	2,1	6724	31,0689	107,8	0,0235	107,8	0,0053	1,9 0,02	34,0	0,6	23,6	25,1	-947,9	1978,0	34,0	0,6	-44,3
MU100-35	275	2,8	3316	8,3638	70,6	0,0872	70,8	0,0053	5,0 0,07	34,0	1,7	84,9	57,7	1949,7	465,5	34,0	1,7	59,9
MC-100 50 2	278	2,8	1712	20,7169	16,9	0,0354	17,0	0,0053	1,2 0,07	34,2	0,4	35,4	5,9	112,5	401,6	34,2	0,4	3,2
MC-100 50 10	345	2,5	1760	20,2264	17,1	0,0365	17,2	0,0054	1,6 0,09	34,4	0,5	36,4	6,1	168,7	401,8	34,4	0,5	5,4
MU100-25	609	1,9	2556	20,4762	46,8	0,0361	46,9	0,0054	1,6 0,03	34,5	0,5	36,0	16,6	140,0	1158,4	34,5	0,5	4,3
MU100-30	434	2,3	2420	10,4922	38,7	0,0708	38,9	0,0054	4,0 0,10	34,6	1,4	69,5	26,1	1534,2	757,4	34,6	1,4	50,1
MU100-26	387	2,8	3292	19,7446	33,4	0,0378	33,6	0,0054	3,9 0,12	34,8	1,4	37,6	12,4	224,8	791,1	34,8	1,4	7,6
MC-100 50 1	292	2,8	1964	19,5874	11,8	0,0382	12,0	0,0054	2,0 0,16	34,9	0,7	38,0	4,5	243,2	273,1	34,9	0,7	8,3
MU100-19	357	2,5	3004	18,2786	16,3	0,0410	16,4	0,0054	1,2 0,07	34,9	0,4	40,8	6,5	400,3	367,9	34,9	0,4	14,4

Muestra MU 100: Toba El Sauz (continuación)

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes				Edad					
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (%)	error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Ma	±1σ	% disc.
MU100-5	231	2,9	1288	17,1592	24,7	0,0437	24,8	0,0054	2,8	0,11	35,0	1,0	43,4	10,6	540,2	547,6	35,0	1,0	19,5
MU100-4	368	2,6	2200	16,4965	22,7	0,0455	22,9	0,0054	2,6	0,11	35,0	0,9	45,2	10,1	625,7	496,2	35,0	0,9	22,5
MU100-7	376	2,6	2280	23,0026	21,2	0,0327	21,4	0,0055	2,7	0,13	35,1	1,0	32,7	6,9	-140,4	530,9	35,1	1,0	-7,3
MU100-33	275	2,4	6200	40,4979	71,7	0,0186	71,8	0,0055	1,8	0,02	35,1	0,6	18,7	13,3	-1802,8	2906,1	35,1	0,6	-87,7
MC-100 50 8	444	2,4	2004	19,5105	8,3	0,0386	8,5	0,0055	1,6	0,19	35,1	0,6	38,5	3,2	252,3	191,4	35,1	0,6	8,7
MU100-17	316	2,7	2516	12,5884	40,1	0,0601	40,2	0,0055	2,8	0,07	35,3	1,0	59,3	23,2	1183,1	827,0	35,3	1,0	40,5
MC-100 50 4	758	1,4	3584	20,7996	6,2	0,0364	6,3	0,0055	1,3	0,20	35,3	0,4	36,3	2,3	103,1	147,0	35,3	0,4	2,8
MC-100 50 11	406	2,6	1920	17,9152	17,3	0,0424	17,3	0,0055	1,0	0,06	35,4	0,4	42,2	7,1	445,1	386,3	35,4	0,4	16,0
MC-100 50 6	343	2,3	916	10,0497	27,8	0,0761	28,0	0,0055	3,4	0,12	35,6	1,2	74,4	20,1	1614,8	528,3	35,6	1,2	52,1
MC-100 50 9	279	3,4	1280	17,8570	15,5	0,0432	15,6	0,0056	1,4	0,09	36,0	0,5	43,0	6,6	452,4	346,7	36,0	0,5	16,2
MU100-15	338	2,2	420	4,8642	36,1	0,1608	36,5	0,0057	4,9	0,13	36,5	1,8	151,4	51,3	2871,0	610,6	36,5	1,8	75,9
MU100-21	527	2,3	1312	7,8111	46,8	0,1004	46,9	0,0057	3,1	0,07	36,5	1,1	97,1	43,5	2071,0	879,8	36,5	1,1	62,4
MC-100 50 5	301	2,4	1760	20,3691	15,8	0,0388	15,9	0,0057	1,0	0,06	36,8	0,4	38,6	6,0	152,3	372,9	36,8	0,4	4,7
MU100-12	285	2,8	1648	22,1180	39,7	0,0362	39,8	0,0058	2,1	0,05	37,3	0,8	36,1	14,1	-44,2	1000,5	37,3	0,8	-3,4
MC-100 50 3	322	2,6	840	10,6662	9,3	0,0750	9,4	0,0058	1,0	0,11	37,3	0,4	73,5	6,6	1503,2	176,4	37,3	0,4	49,2
MU100-14	246	3,1	596	8,3665	30,1	0,0968	30,2	0,0059	2,2	0,07	37,8	0,8	93,8	27,1	1949,1	552,1	37,8	0,8	59,8
MC-100 50 7	385	2,2	752	10,1329	13,6	0,0835	13,6	0,0061	1,1	0,08	39,4	0,4	81,4	10,7	1599,5	255,1	39,4	0,4	51,6

Los análisis fueron realizados por ablación láser con espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción (LA-ICP-MS) en el Laboratorio Laser Chron del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, con excepción de la HU-492 fue analizada por el Dr. Valencia en el Departamento de Geología de la Universidad de Washington State (1)

Todas las incertidumbres son reportadas a nivel de 1-sigma, incluidos solo los errores de las mediciones. Adicionalmente los errores sistemáticos pueden incrementar la incertidumbre de la edad entre 1 y 2%.

Las concentraciones de U y U/Th son calibradas con el estándar NIST 610 con una exactitud de ~20%.

Las relaciones isotópicas de plomo son corregidas por el Pb común, usando la medición ²⁰⁴Pb, asumiendo el valor inicial de Pb de Stacey y Kramers (1975) e incertidumbres de 1.0, 0.3 y 2.0% para el ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, y ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, respectivamente.

Para las muestras analizadas el error sistemático fue de 1.5% para el ²⁰⁶Pb/²³⁸U, y de 1.7% para el ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb

Las constantes de decaimiento consideradas son: ²³⁸U = 9.8485x10⁻¹⁰, ²³⁵U = 1.55125x10⁻¹⁰ y la composición isotópica del uranio es: ²³⁸U/²³⁵U = 137.88

Los renglones con números en negritas no se incluyeron en el cálculo ponderado de la edad media por presentar una discordancia o error mayor comentado en el texto

Tabla AI- 3 Detalles de los calentamientos por pasos y los resultados integrados de los fechamientos Ar-Ar (Muestras 335 y 496)

HU 335 biotite

VG5400 laser step heating experiments

Pwr in Watts	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Age in Ma	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
0.20	0.0180	3.14 ± 2.52	17.2 ± 13.8	6.38	315.64	< 0.001
0.50	0.0607	5.41 ± 0.82	29.6 ± 4.4	§ 16.95	355.80	0.087
1.00	0.0573	5.93 ± 0.76	32.5 ± 4.1	§ 20.57	372.04	0.076
1.50	0.1124	5.75 ± 0.38	31.5 ± 2.1	§ 38.85	483.28	0.035
2.00	0.1225	5.87 ± 0.26	32.1 ± 1.4	§ 60.09	740.44	0.039
2.50	0.1432	5.35 ± 0.20	29.3 ± 1.1	§ 66.35	878.03	0.069
3.50	0.2482	5.87 ± 0.14	32.1 ± 0.7	§ 84.20	1870.02	0.044
5.00	0.2378	6.17 ± 0.09	33.8 ± 0.5	§ 81.20	1571.76	0.049

Integrated results

³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Age in Ma	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
4.366E-04	5.78 ± 0.11	31.6 ± 0.7	48.05	568.83	0.051

§ t_p = 32.6 ± 0.6 Ma, 92.1 % of ³⁹Ar released, SumS / (n-1) = 2.3 for n = 7

§ t_c = 33.0 ± 0.7 Ma; (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 288 ± 10; SumS / (n-2) = 2.5 for n = 8

HU 335 plagioclase

VG5400 laser step heating experiments

Pwr in Watts	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Age in Ma	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1.00	0.0854	14.43 ± 0.67	78.0 ± 3.5	30.70	426.40	0.71
2.00	0.1032	5.67 ± 0.20	31.1 ± 1.1	§ 72.88	1089.74	1.38
3.00	0.0900	5.66 ± 0.22	31.0 ± 1.2	§ 83.57	1798.69	2.10
4.00	0.0906	5.96 ± 0.18	32.6 ± 1.0	§ 90.50	3111.76	1.64
6.00	0.1247	5.98 ± 0.15	32.7 ± 0.8	§ 90.80	3210.97	1.77
8.40	0.5061	6.40 ± 0.13	35.0 ± 0.7	90.31	3049.97	2.36

Integrated results

³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Age in Ma	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
7.866E-04	6.85 ± 0.10	37.4 ± 0.6	65.68	861.09	1.96

§ t_p = 32.1 ± 0.5 Ma, 40.8 % of ³⁹Ar released, SumS / (n-1) = 0.8 for n = 4

t_c = 32.4 ± 1.1 Ma; (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 370 ± 21; SumS / (n-2) = 5.7 for n = 6

J = 0.003061 ± 0.000026

HU 496 plagioclase

VG5400 laser step heating experiments

Pwr in Watts	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Age in Ma	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
0.50	0.0043	71.9 ± 18.3	337 ± 78.4	28.62	414.01	0.002
1.00	0.0317	13.33 ± 5.16	67.4 ± 25.6	22.00	378.84	< 0.001
2.00	0.0966	12.95 ± 1.79	65.5 ± 8.9	49.88	589.54	3.224
3.00	0.1043	7.50 ± 0.74	38.3 ± 3.8	47.39	561.73	3.986
4.00	0.0409	9.48 ± 1.23	48.2 ± 6.2	72.44	1072.29	4.026
4.50	0.7220	5.38 ± 0.15	27.5 ± 0.7	44.29	530.41	4.655
1.00	0.0128	- 46.2 ± 28.4	- 255 ± 168	-22.26	241.70	0.001
2.00	0.0465	- 23.1 ± 7.43	-123 ± 41	-30.57	226.32	2.965
3.00	0.0867	2.11 ± 2.66	10.8 ± 14	12.13	336.30	3.041
4.00	0.0444	9.05 ± 5.43	46.0 ± 27	20.80	7650.03	1.736
4.70	0.0223	3.35 ± 3.57	17.2 ± 18	47.97	567.91	1.553
4.75	0.0992	10.09 ± 0.90	51.3 ± 4.5	89.11	2714.57	2.054
5.80	0.6882	5.18 ± 0.25	26.5 ± 1.3	40.51	496.70	4.698

Integrated results

³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Age in Ma	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
2.566E-04	7.04 ± 0.29	35.93 ± 1.48	42.73	515.96	4.253
1.931E-04	3.56 ± 0.63	18.27 ± 3.24	19.64	367.70	3.950

$$J = 0.002857 \pm 0.000026$$

ANEXO 2

Tabla AII- 1 Análisis químico de los elementos mayores y traza de las unidades de Huautla y zonas vecinas

Unidad	C. Frío	C. Frío	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita
Muestra	HU190305A 1/	HU190305B 1/	Chimalacatlan A-C 2/	Chimalacatlan A-C-2 2/	Chimalacatlan A-C-T-2 2/	Chimalacatlan HU190305D-bis 1/	Chimalacatlan HU4-2005 4/	Chimalacatlan HU10 4/
Lon. W	18° 27'51"	18° 27'51"	18° 37'20"	18° 37'13"	18° 36'33"	18° 27'08"	18° 31'29"	18° 33'40"
Lat. N	99° 04'11"	99° 04'37"	98° 59'16"	98° 58'53"	98° 58'53"	99° 06'24"	99° 03'23"	99° 01'52"
Elementos Mayores		Wt %						
SiO ₂	64.32	64.51	57.65	58.12	62.24	59.50	60.16	60.02
TiO ₂	0.64	0.69	0.90	0.93	0.85	0.89	0.88	0.88
Al ₂ O ₃	16.81	17.09	18.91	18.82	17.39	17.20	16.21	17.21
Fe ₂ O ₃	4.82	4.87	6.21	6.40	5.53	6.18	6.07	6.44
MnO	0.06	0.09	0.06	0.08	0.12	0.07	0.07	0.05
MgO	1.04	0.73	1.71	1.54	1.30	2.30	2.79	2.10
CaO	4.66	4.22	5.90	5.58	4.80	6.61	5.73	6.32
Na ₂ O	4.06	3.87	4.34	4.15	3.92	3.55	3.09	3.33
K ₂ O	2.41	2.42	2.19	2.16	2.08	1.71	2.76	1.73
P ₂ O ₅	0.16	0.15	0.23	0.23	0.20	0.30	0.15	0.26
LOI	0.94	1.32	2.17	1.94	2.42	1.60	1.99	1.70
Total	99.92	99.96	100.27	99.95	100.86	99.91	99.90	100.04
Elementos Trazas		ppm						
Sc	8.13	9.38	13.17			11.46	16.66	
V	95.42	40.52	146.53			94.58	143.38	
Co	11.04	11.68	15.22			12.85	14.75	
Ni	26.92	21.48	30.56			30.52	26.85	
Zn	109.12	73.03	114.88			71.99	80.14	
Be	1.20	0.99	1.40			1.06	1.70	
Rb	61.74	48.87	65.44			28.19	108.23	
Sr	439.85	400.90	628.29			1017.6	306.22	
Y	19.05	19.21	17.12			24.31	31.34	
Zr	167.05	92.91	108.93			73.90	230.92	
Nb	6.09	6.67	5.48			5.50	10.06	
Sn	1.32	1.14	1.09			0.84	2.22	
Cs	3.45	0.79	7.66			1.68	6.13	
Ba	642.30	613.51	470.33			526.27	533.44	
La	20.30	21.19	16.88			26.83	25.85	
Ce	39.23	44.23	32.85			51.98	54.16	
Pr	4.95	5.40	4.70			7.02	6.57	
Nd	20.39	22.18	20.26			29.36	26.33	
Sm	4.33	4.69	4.49			5.90	5.69	
Eu	1.16	1.22	1.31			1.76	1.29	
Gd	3.96	4.35	3.99			5.20	5.57	
Tb	0.62	0.67	0.60			0.77	0.92	
Dy	3.15	3.31	2.99			3.91	4.95	
Ho	0.61	0.63	0.56			0.76	1.02	
Er	1.68	1.70	1.48			2.08	2.95	
Tm	0.24	0.24	0.20			0.28	0.42	
Yb	1.68	1.62	1.39			1.91	3.04	
Lu	0.27	0.24	0.21			0.29	0.48	
Hf	4.31	3.06	3.10			2.31	6.16	
Ta	0.52	0.61	0.46			0.42	0.75	
Pb	7.85	8.82	5.28			20.94	22.84	
Th	3.87	5.06	3.29			2.48	10.88	
U	1.35	1.09	0.99			0.63	3.10	

Unidad	Andesita	Andesita						
Muestra	Chimalacatlan	Tepalcingo						
	HU11 4/	HU12 4/	HU4 4/	HU-227 4/	HU-242 4/	CHI105-05 2/	CHI15(1) 2/	HU-384 4/
Lon. W	18° 33'56"	18° 32'50"	18° 31'18"	18° 25'22"	18° 27'43"	18° 36'25"	18° 36'56"	18° 36'23"
Lat. N	99° 01'16"	99° 01'00"	99° 02'40"	98°56'23"	99° 02'30"	98° 56'48"	98° 55'17"	98° 53'48"

Elementos Mayores	Wt %							
SiO ₂	60.15	58.34	59.87	62.88	63.25	60.24	59.50	58.28
TiO ₂	0.88	0.92	0.87	0.80	0.79	1.03	1.09	1.03
Al ₂ O ₃	17.21	16.66	16.52	16.16	16.55	17.30	17.31	16.43
Fe ₂ O ₃	6.44	6.64	6.52	5.01	5.05	6.46	6.58	7.19
MnO	0.05	0.09	0.05	0.07	0.07	0.05	0.08	0.09
MgO	2.10	2.79	1.80	1.99	1.98	2.14	1.91	5.42
CaO	6.32	6.11	5.39	4.43	4.46	5.72	5.13	6.54
Na ₂ O	3.33	3.33	3.32	4.08	4.10	3.89	3.81	3.24
K ₂ O	1.73	2.18	2.80	1.98	1.98	1.90	1.97	1.41
P ₂ O ₅	0.26	0.21	0.21	0.20	0.21	0.26	0.29	0.22
LOI	1.70	1.68	2.50	2.09	1.22	1.20	2.29	0.89
Total	100.17	98.95	99.85	99.69	99.66	100.19	99.96	100.74

Elementos Traza	ppm							
Sc			12.10	8.59	7.17			15.64
V			144.86	98.47	93.10			147.98
Co			24.22	10.64	9.16			21.36
Ni			7.49	7.74	6.68			104.32
Zn			76.69	75.00	65.80			81.86
Be			1.82	1.23	1.07			1.27
Rb			104.10	25.10	37.85			34.88
Sr			276.07	455.12	322.70			407.51
Y			27.50	17.48	12.41			19.77
Zr			202.20	155.43	125.19			148.92
Nb			14.06	6.89	6.05			6.65
Sn			3.07	1.33	1.08			1.60
Cs			5.16	0.58	1.36			1.27
Ba			556.08	573.83	498.56			384.34
La			25.81	18.42	13.29			15.94
Ce			49.65	37.73	28.54			33.96
Pr			6.81	4.84	3.63			4.39
Nd			26.75	21.49	16.09			19.61
Sm			6.00	4.60	3.59			4.48
Eu			1.49	1.21	0.97			1.23
Gd			5.23	3.91	3.04			3.90
Tb			0.84	0.64	0.52			0.69
Dy			5.05	3.24	2.72			3.64
Ho			1.09	0.65	0.53			0.73
Er			2.60	1.73	1.44			2.00
Tm			0.44	0.26	0.22			0.30
Yb			2.83	1.56	1.35			1.80
Lu			0.44	0.22	0.19			0.25
Hf			5.52	4.31	3.63			4.09
Ta				0.54	0.44			0.53
Pb			8.84	9.17	5.36			6.72
Th			9.13	3.86	3.50			3.18
U			2.31	1.07	1.16			1.18

Unidad	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita
	Tepalcingo	Tepalcingo	Tepalcingo	Tepalcingo	Tepalcingo	Tepalcingo	Tepalcingo	Tepalcingo
		CHI-1305L	CHI-10905					
Muestra	CHI-1305 2/	2/	2/	HU-38 4/	JOL-14 3/	JOL-28 3/	HU-454 4/	CHI97-05 2/
Lon. W	18° 30'29"	18° 30'27"	18° 36'15"	18° 25'09"	18° 23'18"	18° 25'21"	18° 22'32"	18° 35'23"
Lat. N	98° 51'34"	98° 51'49"	98° 53'45"	98° 51'31"	98° 49'58"	98° 51'26"	98° 49'35"	98° 56'50"

Elementos Mayores	Wt %							
SiO ₂	61.99	62.87	56.02	58.91	60.05	59.87	58.85	58.91
TiO ₂	0.78	0.73	1.05	0.97	0.89	0.96	0.88	0.99
Al ₂ O ₃	17.28	16.90	17.04	17.51	17.56	17.88	17.85	17.92
Fe ₂ O ₃	5.27	5.00	7.32	6.32	6.10	6.58	5.71	6.42
MnO	0.05	0.05	0.12	0.07	0.05	0.08	0.06	0.03
MgO	1.11	2.51	4.98	3.15	3.35	3.21	2.92	2.12
CaO	2.48	4.92	6.57	5.96	6.25	6.05	5.80	5.86
Na ₂ O	3.16	3.93	3.39	3.68	3.74	3.57	3.62	4.18
K ₂ O	5.36	2.41	1.45	1.58	1.59	1.53	1.44	1.74
P ₂ O ₅	0.23	0.19	0.24	0.23	0.23	0.25	0.20	0.23
LOI	2.81	1.38	1.01	1.12	0.97	0.77	2.18	1.73
Total	100.52	100.89	99.19	99.48	100.77	100.76	99.51	100.13

Elementos Traza	ppm		
Sc	11.92	16.43	13.13
V	102.92	143.36	125.95
Co	6.52	23.83	14.64
Ni	6.96	203.50	9.90
Zn	61.57	28.18	72.15
Be	1.77	1.03	1.33
Rb	158.98	39.61	32.64
Sr	419.26	457.57	497.20
Y	23.03	23.07	17.75
Zr	87.46	128.25	150.24
Nb	7.40	3.60	6.16
Sn	0.77	1.37	0.91
Cs	10.49	1.55	2.06
Ba	649.15	394.86	450.26
La	29.36	18.20	17.56
Ce	47.72	37.94	36.68
Pr	6.77	4.64	4.38
Nd	27.20	20.97	19.33
Sm	5.36	4.86	4.43
Eu	1.42	1.44	1.27
Gd	4.84	4.51	3.98
Tb	0.72	0.77	0.60
Dy	3.66	4.03	3.14
Ho	0.72	0.82	0.63
Er	2.01	2.23	1.62
Tm	0.28	0.26	0.22
Yb	1.94	1.98	1.46
Lu	0.30	0.30	0.21
Hf	2.71	3.29	4.09
Ta	0.71	0.30	0.44
Pb	10.41	6.88	5.71
Th	8.83	3.35	3.20
U	2.32	1.09	0.74

Unidad	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita
	Agua Fría	Agua Fría	Agua Fría	Agua Fría	Agua Fría	Agua Fría	Agua Fría	Agua Fría
Muestra	CHI-1605 2/	CHI5-05 2/	HU-407 4/	HU-409 4/	HU-437 4/	HU-457 4/	HU-4-03 4/	HU-501 4/
Lon. W	18° 35'07"	18° 32'33"	18° 27'55"	18° 28'16"	18° 27'50"	18° 27'52"	18° 29'10"	18° 31'42"
Lat. N	98° 58'10"	98° 59'54"	98° 59'00"	98° 59'45"	98° 58'20"	98° 58'26"	99° 00'23"	99° 00'27"

Elementos Mayores	Wt %							
SiO ₂	63.13	63.82	65.13	68.29	65.52	63.93	67.92	63.83
TiO ₂	0.89	0.64	0.58	0.49	0.64	0.65	0.66	1.01
Al ₂ O ₃	16.34	16.37	14.53	14.83	15.89	15.80	15.56	16.95
Fe ₂ O ₃	5.61	4.72	4.28	2.93	4.06	4.20	4.09	4.28
MnO	0.06	0.03	0.06	0.11	0.06	0.06	0.08	0.03
MgO	1.40	1.81	1.57	0.78	1.64	1.95	0.69	1.18
CaO	4.60	4.49	4.74	3.00	3.91	3.99	4.01	4.60
Na ₂ O	3.99	4.32	3.54	3.17	3.99	3.96	3.82	4.10
K ₂ O	2.37	2.20	2.49	3.93	2.39	2.47	2.59	2.00
P ₂ O ₅	0.23	0.19	0.17	0.14	0.17	0.18	0.17	0.27
LOI	1.48	1.68	2.62	1.99	1.91	2.46	0.80	1.58
Total	100.12	100.26	99.72	99.66	100.18	99.63	100.38	99.84

Elementos Traza	ppm						
Sc	10.01		6.37	5.17	6.06	7.81	5.09
V	111.16		36.62	44.80	66.66	65.49	70.93
Co	11.37		9.16	4.97	7.42	6.92	12.63
Ni	22.38		7.15	3.47	4.02	4.06	5.02
Zn	87.42		55.91	403.99	68.99	64.73	57.25
Be	1.63		1.09	1.54	1.32	1.50	1.29
Rb	70.64		51.57	114.00	57.79	57.26	42.62
Sr	427.81		325.69	309.96	302.25	359.00	302.58
Y	22.37		14.34	14.67	13.92	13.92	7.11
Zr	128.45		56.00	109.09	104.96	112.41	122.00
Nb	7.73		5.17	7.53	6.26	6.35	7.64
Sn	1.40		0.02	0.83	0.04	1.30	1.10
Cs	7.85		0.69	1.77	1.36	1.30	5.74
Ba	543.19		611.05	978.43	682.07	667.33	620.45
La	23.64		17.92	24.53	23.11	22.65	12.88
Ce	48.00		35.93	51.33	46.00	45.57	28.19
Pr	6.02		4.61	6.39	5.82	5.68	3.63
Nd	24.89		18.62	25.17	23.19	23.01	15.46
Sm	5.41		3.82	5.16	4.62	4.55	3.21
Eu	1.32		0.94	0.94	1.06	1.10	0.76
Gd	4.90		3.54	4.59	4.00	3.71	2.43
Tb	0.74		0.52	0.63	0.56	0.57	0.39
Dy	3.64		2.60	2.91	2.68	2.75	1.94
Ho	0.68		0.47	0.50	0.46	0.48	0.35
Er	1.85		1.32	1.33	1.27	1.33	0.89
Tm	0.25		0.18	0.17	0.16	0.18	0.14
Yb	1.70		1.21	1.16	1.10	1.18	0.85
Lu	0.26		0.17	0.16	0.16	0.15	0.11
Hf	3.63		1.50	3.12	2.89	3.51	3.70
Ta	0.65		0.42	0.62	0.47	0.48	1.33
Pb	8.12		4.43	233.57	9.36	9.95	10.66
Th	5.48		3.55	6.51	4.76	5.27	4.83
U	1.37		0.85	1.67	1.12	1.17	1.39

Unidad	Dacita Agua Fria	Dacita Agua Fria	Dacita Agua Fria CHI106-05 2/	Dacita Agua Fria	Dacita Agua Fria	Dacita Agua Fria	Granodiorita de Chiauulla	Granodiorita de Chiauulla
Muestra	HU5 1/	CHI-9205 2/		HU-213 4/	HU-213B 4/	CHI95-05 2/	HU-432 4/	HU-432G 4/
Lon. W	18° 31' 17"	18° 35' 26"	18° 36' 22"	18° 19' 00"	18° 19' 00"	18° 35' 20"	18° 20' 45"	18° 20' 45"
Lat. N	99° 00' 25"	98° 56' 56"	98° 55' 18"	99° 06' 19"	99° 06' 19"	98° 57' 07"	98° 25' 33"	98° 25' 33"

Elementos Mayores	Wt %							
SiO ₂	62.17	67.78	62.83	62.97	62.81	64.48	63.48	63.05
TiO ₂	0.95	0.57	0.64	0.80	0.81	0.63	0.77	0.80
Al ₂ O ₃	16.09	15.61	16.79	16.47	16.08	16.01	17.11	17.20
Fe ₂ O ₃	5.40	4.03	5.11	5.58	5.39	4.50	4.31	4.51
MnO	0.04	0.01	0.03	0.07	0.06	0.05	0.07	0.07
MgO	1.42	0.72	1.40	2.40	2.24	1.76	1.83	2.05
CaO	4.53	2.91	4.66	5.06	5.06	4.39	4.59	4.71
Na ₂ O	4.03	3.84	3.69	3.43	3.26	3.46	4.02	4.26
K ₂ O	1.71	3.50	2.11	2.74	2.69	2.38	2.05	1.87
P ₂ O ₅	0.27	0.17	0.20	0.17	0.16	0.17	0.19	0.18
LOI	3.14	1.38	3.36	-0.03	1.77	2.68	0.57	0.51
	99.75	100.51	100.81	99.65	100.32	100.50	98.98	99.20

Elementos Traza	ppm							
Sc	7.80				24.51		6.22	
V	77.74				172.06		75.22	
Co					37.39		7.87	
Ni	6.85				174.73		4.14	
Zn	84.49				96.52		68.99	
Be	1.51				2.25		1.31	
Rb	41.19				21.14		59.62	
Sr	449.45				541.61		496.74	
Y	14.18				33.84		13.65	
Zr	206.23				299.93		11.29	
Nb	13.62				25.76		6.25	
Sn	3.01				2.20			
Cs	5.37				0.63		1.77	
Ba	692.17				362.64		558.92	
La	25.54				28.04		18.24	
Ce	53.47				61.45		39.12	
Pr	6.93				7.02		5.13	
Nd	28.04				28.53		21.33	
Sm	5.94				6.98		4.51	
Eu	1.55				2.10		1.23	
Gd	4.18				6.59		3.90	
Tb	0.59				1.06		0.58	
Dy	3.06				5.89		2.72	
Ho	0.54				1.22		0.47	
Er	1.34				3.32		1.27	
Tm	0.17				0.45		0.16	
Yb	1.07				3.05		1.09	
Lu	0.18				0.47		0.14	
Hf	4.64				6.33		0.35	
Ta					1.54		0.45	
Pb	8.37				4.84		6.97	
Th	3.26				3.17		4.30	
U	0.66				0.75		1.33	

Unidad	Ignimbrita					Huatla		Andesita
	Maravillas	Maravillas	Maravillas	Maravillas	Maravillas	Huatla	Huatla	El Limón
Muestra	HUE-14 1/	HUE-16 1/	HUE-18 1/	JOL-22-B 3/	HU-367 4/	HU-243 4/	HU-375 4/	CHI36-05 2/
Lon. W	18° 17'04"	18° 22'59"	18° 22'36"	18° 21'35"	18° 25'29"	18° 27'49"	18° 26'22"	18° 31'56"
Lat. N	98°43'28"	98°52'35"	98°44'19"	98°53'48"	98°48'35"	99°00'34"	99°00'52"	98°55'45"

Elementos Mayores	Wt %							
SiO ₂	65.26	64.31	73.43	74.17	75.691	61.24	61.80	62.22
TiO ₂	0.59	0.75	0.50	0.31	0.478	0.79	0.57	0.78
Al ₂ O ₃	17.16	16.18	12.69	13.80	11.19	15.90	15.04	16.39
Fe ₂ O ₃	4.66	4.89	2.51	1.64	2.28	5.29	4.11	5.24
MnO	0.08	0.04	0.06	0.04	0.038	0.08	0.07	0.08
MgO	0.56	1.84	0.15	0.31	0.321	1.81	2.02	2.42
CaO	2.82	3.47	0.22	1.16	0.295	4.73	3.81	4.46
Na ₂ O	3.44	3.16	1.61	3.23	1.46	3.79	2.70	3.97
K ₂ O	4.37	3.01	8.56	4.31	7.27	1.55	4.18	2.63
P ₂ O ₅	0.21	0.18	0.03	0.04	0.068	0.24	0.15	0.22
LOI	1.24	2.11	0.54	1.61	0.42	4.13	5.06	2.19
Total	100.38	99.95	100.30	100.62	99.511	99.55	99.51	100.60

Elementos Traza	ppm	
Sc	7.96	8.00
V	69.39	65.18
Co	11.16	9.21
Ni	11.40	6.91
Zn	56.47	56.20
Be	1.24	1.89
Rb	90.68	153.00
Sr	389.23	237.35
Y	11.41	14.00
Zr	66.65	91.64
Nb	5.68	7.56
Sn	0.80	14.66
Cs	15.55	12.90
Ba	502.77	613.67
La	12.51	16.69
Ce	27.24	34.21
Pr	3.35	3.97
Nd	14.39	16.17
Sm	3.07	3.44
Eu	0.83	0.86
Gd	2.63	3.08
Tb	0.45	0.52
Dy	2.35	2.74
Ho	0.47	0.56
Er	1.29	1.55
Tm	0.20	0.24
Yb	1.25	1.51
Lu	0.17	0.21
Hf	2.20	2.88
Ta	0.53	0.89
Pb	6.30	14.45
Th	6.99	11.43
U	3.30	3.36

Unidad	Andesita							
	El Limón	El Limón	Linderos	Linderos	Linderos	Linderos	Linderos	Linderos
Muestra	CHI* 2/	CHI13* 2/	HUE-02 1/	HUE-09 1/	HU-329 4/	HU-331 4/	HUE-48 4/	HUE-48 4/
Lon. W	18° 31' 54"	18° 31' 18"	18° 22' 22"	18° 17' 58"	18° 17' 18"	18° 13' 53"	18° 18' 20"	18° 18' 20"
Lat. N	98°56'00"	98°57'01"	98°43'25"	98°44'30"	98°43'13"	98°42'05"	98°42'13"	98°42'13"

Elementos Mayores	Wt %							
SiO ₂	58.15	59.07	58.30	60.55	53.74	54.22	61.78	60.99
TiO ₂	1.03	0.95	0.88	1.02	1.26	1.14	0.93	0.94
Al ₂ O ₃	18.76	17.73	18.18	17.38	17.29	16.60	16.82	17.20
Fe ₂ O ₃	6.03	6.43	6.17	5.83	8.14	8.24	5.12	5.12
MnO	0.06	0.10	0.04	0.08	0.08	0.11	0.04	0.04
MgO	2.47	2.79	2.91	2.74	5.42	6.89	1.96	1.94
CaO	6.32	6.26	6.82	6.01	8.00	8.09	5.40	5.47
Na ₂ O	4.73	4.17	3.24	3.20	3.41	3.26	3.70	3.76
K ₂ O	1.32	1.44	1.83	2.07	0.94	0.92	1.79	1.80
P ₂ O ₅	0.25	0.23	0.20	0.25	0.25	0.21	0.24	0.24
LOI	1.71	1.60	1.53	1.42	1.31	1.10	1.73	1.21
Total	100.84	100.77	100.09	100.53	99.83	100.78	99.49	98.71
Elementos traza	ppm							
Sc	10.92	11.36			22.63	21.23	10.60	13.98
V	137.08	130.04			176.75	167.56	112.37	126.65
Co	15.10	15.66			24.96	27.31	10.15	10.56
Ni	35.41	35.53			38.33	90.67	5.63	4.29
Zn	115.09	83.16			86.75	77.74	62.19	64.16
Be	1.29	0.98			0.91	0.82	1.11	1.57
Rb	32.17	35.94			21.04	17.17	54.87	55.26
Sr	632.02	581.76			496.27	359.60	613.54	637.19
Y	14.07	16.42			19.75	18.81	20.47	20.82
Zr	114.57	128.75			145.42	135.20	139.84	152.85
Nb	5.46	5.59			8.87	5.37	6.40	6.74
Sn	1.00	1.13			0.84	0.93	0.04	1.55
Cs	6.20	1.61			5.65	0.69	12.25	11.91
Ba	338.34	354.48			338.65	292.99	470.00	471.17
La	15.33	15.21			17.52	13.70	19.31	21.32
Ce	31.76	32.27			37.52	30.45	40.35	43.44
Pr	4.31	4.23			4.83	3.90	5.29	5.08
Nd	18.75	18.31			22.05	17.87	22.10	21.70
Sm	4.11	4.05			5.03	4.17	4.52	4.64
Eu	1.29	1.23			1.49	1.21	1.39	1.36
Gd	3.64	3.65			4.42	3.72	4.08	4.14
Tb	0.53	0.55			0.75	0.66	0.66	0.65
Dy	2.55	2.73			3.87	3.54	3.54	3.55
Ho	0.47	0.52			0.77	0.73	0.67	0.73
Er	1.19	1.38			2.07	1.99	2.00	1.98
Tm	0.16	0.20			0.30	0.30	0.27	0.27
Yb	1.09	1.34			1.81	1.82	1.86	1.90
Lu	0.16	0.20			0.25	0.26	0.27	0.28
Hf	3.08	3.50			4.07	3.80	3.76	4.12
Ta	0.46	0.49			0.65	0.38	0.48	0.54
Pb	4.54	4.35			4.05	4.21	6.37	6.14
Th	3.27	3.90			2.56	2.42	3.57	4.34
U	0.97	1.21			0.70	0.57	0.98	1.09

Unidad	Andesita	Ignimbrita	Ignimbrita	Ignimbrita	Ignimbrita	Ignimbrita	Ignimbrita	Intrusivo
	Linderos	Tilzapotla	Tilzapotla	Tilzapotla	Tilzapotla	Tilzapotla	Tilzapotla	Chautle
Muestra	HU-399 4/	HU1-2005 4/	HU2-2005 4/	CHI-6-05 2/	CHI6-PC 2/	HU-333 4/	POMEZ 2/	CHAU 4/
Lon. W	18° 18'32"	18° 27'08"	18° 27'09"	18° 36'24"	18° 37'44"	18° 14'31"	18° 37'06"	18° 25'58"
Lat. N	98°58'05"	99°03'45"	99°03'44"	99°00'17"	98°59'25"	98°42'25"	98°59'09"	99°09'08"

Elementos Mayores	Wt %							
SiO ₂	61.58	68.14	66.29	70.72	65.90	67.93	65.85	
TiO ₂	0.97	0.50	0.49	0.40	0.51	0.53	0.48	
Al ₂ O ₃	17.57	14.69	14.57	14.17	15.37	14.90	15.22	
Fe ₂ O ₃	5.65	2.90	2.58	3.41	4.23	3.97	3.68	
MnO	0.06	0.05	0.07	0.04	0.08	0.04	0.06	
MgO	1.72	0.32	0.62	0.82	1.69	0.91	1.63	
CaO	5.53	2.83	3.52	2.92	3.08	2.59	3.01	
Na ₂ O	3.60	3.53	2.67	3.28	3.61	2.81	3.13	
K ₂ O	2.09	4.79	5.50	4.13	3.96	3.92	5.28	
P ₂ O ₅	0.25	0.09	0.08	0.07	0.11	0.13	0.12	
LOI	1.66	1.98	3.54	0.84	1.65	1.51	1.57	
Total	100.66	99.82	99.93	100.79	100.19	99.25	100.05	
Elementos Traza	ppm							
Sc	12.46					7.04		22.41
V	100.53					47.44		147.36
Co	9.22					4.75		16.34
Ni	7.73					4.12		29.89
Zn	69.95					52.11		108.31
Be	1.53					2.11		1.32
Rb	48.42					113.77		52.14
Sr	519.31					223.22		404.32
Y	19.44					26.75		25.81
Zr	155.33					55.02		19.29
Nb	8.25					9.96		8.62
Sn	1.20					0.02		1.51
Cs	2.01					2.84		6.18
Ba	524.20					780.60		414.42
La	24.30					29.27		18.18
Ce	46.51					57.14		38.69
Pr	6.41					7.19		5.04
Nd	26.99					28.62		21.48
Sm	5.48					5.89		4.81
Eu	1.51					1.13		1.30
Gd	4.84					5.55		4.77
Tb	0.74					0.89		0.74
Dy	3.77					4.54		4.59
Ho	0.68					0.87		0.91
Er	1.86					2.55		2.51
Tm	0.26					0.35		
Yb	1.64					2.32		2.37
Lu	0.23					0.34		0.35
Hf	4.45					1.69		0.65
Ta	0.60					0.88		0.59
Pb	7.30					15.15		7.03
Th	4.58					9.19		4.41
U	1.08					1.93		1.02

Unidad	Intrusivo Tepehuaje CHI108-05	Ignimbrita Tepehuaje CHI12-05	Ignimbrita Tepehuaje	Dique Tepehuaje	Pórfido Tamazola	Intrusivo Coxcatlan
Muestra	2/	2/	CHI-12 2/	CHI-11* 2/	HU-453 4/	COXCA 4/
Lon. W	18° 34'56"	18° 35'25"	18° 31'14"	18° 35'40"	18° 19'29"	18° 21'05"
Lat. N	98°56'37"	99°58'58"	99°57'16"	98°59'04"	98°51'41"	98°34'15"

Elementos Mayores wt %

SiO ₂	64.42	63.46	65.96	59.11	67.03	66.02
TiO ₂	0.67	0.63	0.66	0.93	0.65	0.57
Al ₂ O ₃	16.19	14.91	15.69	16.10	16.71	14.91
Fe ₂ O ₃	4.57	4.19	4.83	6.02	3.38	4.77
MnO	0.07	0.07	0.11	0.13	0.01	0.07
MgO	1.57	1.53	1.37	3.58	0.48	1.41
CaO	4.66	4.35	3.71	2.51	1.18	3.44
Na ₂ O	3.86	2.26	4.22	3.28	2.97	3.51
K ₂ O	2.25	3.71	2.16	4.84	6.07	3.42
P ₂ O ₅	0.24	0.18	0.18	0.25	0.11	0.16
LOI	1.04	5.50	1.94	3.23	1.51	1.41
Total	99.54	100.79	100.82	99.98	100.10	99.69

Elementos traza

	ppm	
Sc	9.09	12.18
V	43.07	80.13
Co	2.68	7.62
Ni	3.61	4.13
Zn	33.18	82.22
Be	1.79	2.47
Rb	267.86	139.23
Sr	270.00	238.77
Y	48.34	39.72
Zr	109.29	25.27
Nb	14.44	12.06
Sn	3.75	0.04
Cs	4.32	11.07
Ba	902.35	611.40
La	30.72	26.96
Ce	62.01	58.19
Pr	7.61	7.54
Nd	32.13	30.84
Sm	7.75	7.03
Eu	1.84	1.03
Gd	7.64	6.87
Tb	1.27	1.18
Dy	6.68	6.61
Ho	1.33	1.31
Er	3.94	3.98
Tm	0.56	0.58
Yb	3.87	3.80
Lu	0.56	0.55
Hf	3.30	0.85
Ta	1.13	1.31
Pb	9.98	15.17
Th	8.08	8.81
U	2.85	2.91

1/ Chávez- Gonzalez, 2005; 2/Díaz-Bravo, 2005; 3/Ramirez-Pérez, 2005; 4/ Este trabajo

Tabla AII- 2 Composiciones isotópicas de Sr y Nd obtenidas para las rocas magmáticas del Campo Volcánico de Huautla y regiones adyacentes

Muestra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	$1\sigma_{\text{abs}}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	$1\sigma_{\text{abs}}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$(\epsilon\text{Nd})_0$	$(\epsilon\text{Nd})_i$	T_{DM} (Ga)
Lavas y rocas hipabisales de composición intermedia															
HU-242 1/	50.04	382.85	3.85	18.31	0.704412	±39	0.378	0.704262	0.512666	±20	0.127	0.512643	0.55	0.79	0.72
HU-227 1/	21.88	507.59	4.61	21.94	0.704132	±40	0.125	0.704082	0.512700	±22	0.127	0.512677	1.21	1.46	0.67
HU-243 2/	91.40	461.01	3.57	17.50	0.704298	±39	0.574	0.704029	0.512662	±21	0.123	0.512635	0.47	0.78	0.70
HU-329 2/	19.10	481.83	4.25	19.30	0.704464	±39	0.115	0.704410	0.512623	±21	0.133	0.512594	-0.29	-0.03	0.84
HU-331 2/	18.38	414.82	4.24	18.78	0.704386	±38	0.128	0.704326	0.512654	±19	0.136	0.512625	0.31	0.57	0.82
HU-375 2/	148.98	234.19	3.38	16.93	0.705334	±40	1.841	0.704471	0.512610	±14	0.121	0.512584	-0.55	-0.23	0.76
HU-384 1/	32.91	446.62	4.29	19.62	0.704537	±39	0.213	0.704452	0.512593	±14	0.132	0.512569	-0.88	-0.65	0.88
HU-213B 3/	94.00	268.93	4.73	22.70	0.705633	±38	1.011	0.705188	0.512556	±13	0.126	0.512530	-1.60	-1.32	0.89
CHI-13 2/	35.18	589.61	3.76	17.49	0.704052	±37	0.173	0.703971	0.512740	±18	0.130	0.512712	1.99	2.22	0.62
Lavas de composición silícica															
HU-403 3/	52.70	344.97	3.80	19.64	0.704783	±39	0.442	0.704588	0.512591	±14	0.117	0.512567	-0.92	-0.60	0.76
HU-190305A 1/	82.60	448.15	4.14	20.01	0.704231	±38	0.533	0.704019	0.512727	±21	0.125	0.512704	1.74	1.99	0.61
CHI-1605 3/	42.02	423.28	5.13	24.30	0.704690	±39	0.287	0.704564	0.512630	±21	0.128	0.512604	-0.16	0.12	0.78
HU-406 3/	190.41	144.83	5.47	24.01	0.707122	±35	3.805	0.705447	0.512512	±19	0.138	0.512484	-2.46	-2.23	1.09
HU-407 3/	46.84	345.61	3.43	16.99	0.704238	±38	0.392	0.704065	0.512735	±20	0.122	0.512710	1.89	2.19	0.58
HU-409 3/	114.31	303.14	5.11	26.13	0.705470	±34	1.091	0.704990	0.512452	±20	0.118	0.512428	-3.63	-3.32	0.97
HU-437 3/	56.30	311.05	4.55	23.58	0.704901	±39	0.524	0.704670	0.512524	±19	0.117	0.512500	-2.22	-1.91	0.85
Rocas piroclásticas															
HU-333 4/	117.05	232.66	6.02	28.04	0.706506	±29	1.456	0.705844	0.512524	±19	0.130	0.512497	-2.22	-1.95	0.98
HU-367 4/	233.39	41.86	4.87	24.91	0.712758	±34	16.145	0.705420	0.512531	±20	0.118	0.512572	-2.09	-1.77	0.86
Rocas Intrusivas de Chiautla y Coxcatlan															
HU-432 4/	58.09	505.19	3.77	17.93	0.704818	±39	0.333	0.704667	0.512493	±24	0.127	0.512666	-2.83	-2.54	1.00
COXCA 5/	175.78	269.42	7.47	32.30	0.705933	±35	1.888	0.704968	0.512605	±25	0.140	0.512534	-0.64	-0.38	0.95
Centro Volcánico de la Muñeca															
VA-73 6/	72.43	413.81	4.67	21.07	0.704664	±33	0.506	0.704419	0.512696	±19	0.134	0.512670	1.13	1.40	0.72
VA-72 6/	211.68	141.07	7.30	32.65	0.707541	±41	4.342	0.705444	0.512564	±22	0.135	0.512537	-1.44	-1.18	0.97

Los análisis de Sr, Sm y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas FINNIGAN MAT 262, y las mediciones de Rb se realizaron con un espectrómetro de masas NBS en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM. Los detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS pueden consultarse en <http://www.geologia.unam.mx/geoq/lugis/manual.html>

Las concentraciones de los elementos se obtuvieron por dilución isotópica con TIMS.

Las relaciones iniciales de ϵNd y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron calculadas para la edad de las muestras: 1/ 28 Ma; 2/ 33 Ma; 3/ 31 Ma; 4/ 32 Ma; 5/ 36 Ma y 6/ 34 Ma.

Los valores $\pm 1\sigma_{\text{abs}} = 1\text{sd}$ (desviación estándar absoluta). Estos valores se refieren a errores durante la medición en los últimos dos dígitos

Tabla AII- 3 Composiciones isotópicas de Pb obtenidas para las rocas magmáticas del Campo Volcánico de Huautla y regiones adyacentes

Muestra	Coordenadas		Unidad	Roca	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$1\sigma_{\text{rel}}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$1\sigma_{\text{rel}}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$1\sigma_{\text{rel}}$	n
	N	W									
Lavas y rocas hipabisales de composición intermedia											
HU-242	99° 02'30"	18° 27'43"	Andesita Chimalacatlan	andesita	18.7807	0.083	15.6287	0.095	38.6310	0.102	71
HU-227	98°56'23"	18° 25'22"	Andesita Chimalacatlan	andesita	18.7003	0.024	15.5850	0.026	38.4636	0.029	94
HU-243	99°00'34"	18° 27'49"	Complejo Volc. Huautla	andesita	18.9252	0.031	15.6192	0.036	38.6606	0.039	94
HU-329	98°43'13"	18° 17'18"	Andesita Linderos	andesita-bas	18.7409	0.032	15.6029	0.036	38.5422	0.034	30
HU-331	98°42'05"	18° 13'53"	Andesita Linderos	andesita-bas	18.7207	0.093	15.5989	0.093	38.5367	0.094	88
HU-375	99°00'52"	18° 26'22"	Complejo Volc. Huautla	andesita	18.8311	0.036	15.6126	0.037	38.6497	0.043	95
HU-384	98° 53'48"	18° 36'23"	Andesita Tepalcingo	andesita	18.7720	0.057	15.5936	0.061	38.5391	0.065	89
HU-213B	99° 06'19"	18° 19'00"	Agua Fria	andesita	18.8976	0.039	15.6280	0.043	38.7501	0.048	93
CHI-13	98° 51'34"	18° 30'29"	Andesita Tepalcingo	andesita	18.7778	0.037	15.5866	0.039	38.4931	0.038	97
Lavas de composición silícica											
HU-4-03	99° 00'23"	18° 29'10"	Dacita Agua Fria	dacita	18.7595	0.020	15.5978	0.019	38.5554	0.020	94
HU-190305A	99° 04'11"	18° 27'51"	Cerro Frio	dacita	18.7235	0.044	15.5815	0.044	38.4687	0.045	98
CHI-1605	98° 58'10"	18° 35'07"	Dacita Agua Fria	dacita	18.7901	0.045	15.6127	0.047	38.6132	0.053	97
HU-406	99° 02'56"	18° 23'24"	Dacita Agua Fria	dacita	18.8513	0.019	15.6372	0.021	38.7512	0.024	98
HU-407	98° 59'00"	18° 27'55"	Dacita Agua Fria	dacita	18.7356	0.021	15.6050	0.028	38.5395	0.033	37
HU-409	98° 59'45"	18° 28'16"	Dacita Agua Fria	dacita	18.8052	0.018	15.6396	0.019	38.7044	0.019	99
HU-437	98° 58'20"	18° 27'50"	Dacita Agua Fria	dacita	18.7923	0.065	15.6394	0.069	38.7039	0.080	51
Rocas piroclásticas											
HU-333	98° 42'25"	18° 14'31"	Ignimbrita Tilzapotla	ignimbrita	18.8225	0.027	15.6378	0.032	38.7148	0.039	94
HU-367	98° 48'35"	18° 25'29"	Ignimbrita Maravillas	ignimbrita	19.0093	0.039	15.6454	0.054	38.7817	0.075	86
Rocas intrusivas Chiautla y Coxcatlan											
HU-432	98° 25'33"	18° 20'45"	Granodiorita de Chiautla	granodiorita	18.7958	0.036	15.6363	0.039	38.7098	0.037	98
COXCA	99° 27'29"	18° 29'47"	Granodiorita Coxcatlan	granodiorita	18.8001	0.022	15.6339	0.027	38.6717	0.031	38
Campo Volcánico de la Muñeca											
VA-73	100° 10'34"	18° 52'04"	Andesita El Potrero	andesita-bas	18.8690	0.059	15.6401	0.088	38.7192	0.118	88
VA-72 WR	100° 11'02"	18° 51'50"	Riolita Peña Larga	riolita	18.9097	0.025	15.6309	0.031	38.7463	0.043	58

ANEXO 3 TABLA AIII- 1: Síntesis petrográfica de las rocas volcánicas e hipabisales del Centro Volcánico de Huautla

Unidad	Muestra	Coordenadas		Clasificación	Textura	Fenocristales y microfenocristales								Matriz	Minerales en la matriz y (%)
		N	W			Feld	Qz (%)	K (%)	Plg (%)	Biot (%)	Hornb (%)	Cpx (%)	Opx (%)		
Cerro Frio															
	HU190305A	99° 04'11"	18° 27'51"	Dacita	Porfídica - serial		~5	~40		~5				Criptocristalina	Plg, vid ~50
	HU190305B	99° 04'37"	18° 27'51"	Dacita	Porfídica - serial		~10	~25		~5				Criptocristalina	Plg, px ~60
Andesita Chimalacatlán															
	A-C	98° 59'16"	18° 37'20"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica				~17	<1	~1	~2	op, zr	intergranular	plg, px, feld ~80
	A-C-2	98° 58'53"	18° 37'13"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica		~2	~10		<1		~2	op	intergranular	plg, px, feld ~85
	A-C-T(2)	98° 58'53"	18° 36'33"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica		~2	~10			~1	~2	op	intergranular	plg,px, feld ~85
	Chi6-05	99° 00'17"	18° 36'23"	Andesita	Porfídica - serial		~2	~20		<1		~3	op	intergranular	plg, px, feld ~75
	Chi-8	98° 52'19"	18° 37'25"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica	~1	~2	~18		~1		~3	op	intergranular	plg, px, feld ~75
	Chi 15(1)	98° 55'17"	18° 36'56"	Andesita	Porfídica			~10		~1	~2	~2	op	intergranular	plg,px, feld ~85
	HU190305D-bis	99° 06'24"	18° 27'08"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica		~1	~8		<1	~2	~2	op, zr	intergranular	plg, px, feld ~85
	HU0204E	99° 06'06"	18° 27'12"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica		~2	~10		~1	~1	~2	op, zr	intergranular	plg, px, feld ~84
	HU0204F	99° 05'56"	18° 27'22"	Andesita	Hipocristalina porfídica		~1	~10		<1	~2	~2	op	intergranular	plg, px, feld ~85
	HU0204G	99° 00'09"	18° 27'29"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica		~1	~9		~1	~2	~2		intergranular	plg,px,feld ~85
	HU4-2005	99° 03'23"	18° 31'29"	Andesita	Hipocristalina porfídica		~2	~20		~2	~2	~4	op	intergranular	plg,px,feld ~70
	HU-227	98°56'23"	18° 25'22"	Dacita	Hipocristalina porfídica		~2	~13		~2			apat, zr	intersertal	plg, feld, qz ~85
	HU-242	99° 02'30"	18° 27'43"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica	<1	~3	~14		~1	~2		op	intergranular	plg, px, feld ~80
	HU-16	98° 58'33"	18° 34'49"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica		~3	~10		~2	~3	~2	op	intersertal	plg, px, vid ~80
Andesita Tepalcingo															
	HU-384	98° 53'48"	18° 36'23"	Andes - basal	Hipocristalina porfídica			~3			~3	~4	op	traquítica	plg, px ~90
	HU-36	98° 52'47"	18° 24'37"	Andesita	Hipocristalina porfídica			~5			~1	~2	op	intergranular	plg, px ~92
	Chi-14-05	98° 52'37"	18° 37'31"	Andesita	Hipocristalina porfídica	~1		~14		~1		~3	zr	pilotaxítica	plg, px, vd ~80
	Chi13-05 (L)	98° 51'49"	18° 30'27"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica	~2	~1	~18		~2		~2	apa	intergranular	plg, px, vid ~75
	Chi-105	98° 56'25"	18° 35'51"	Andesita	Porfídica	<1	~1	~20		~1	~2	~2	op	intersertal	plg, px, vd ~70
	Chi13-05	98° 51'34"	18° 30'29"	Andesita	Hipocristalina porfídica	~2	<1	~12		~3	~2		op, zr	intersertal - criptocris	plg, px, feld, vid ~80
	Chi-106	98° 55'20"	18° 36'19"	Dacita	Hipocristalina porfídica		~1	~15	~1	~2		~1		intersertal	plg, vd ~80
	Chi 109-05	98° 53'45"	18° 36'15"	Andes - basal	Porfídica - pilotaxítica			~3		~1	~2	~4		intergranular	plg, px ~90
	Jol-28	98° 51'26"	18° 25'21"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica	~1	~1	~3		<1		<1	op-ap	intergranular	plg, px ~95

TABLA AIII-1: SINTESIS PETROGRAFICA DE LAS ROCAS VOLCANICAS E HIPABISALES DE LA SIERRA DE HUAUTLA(Continuación)

Unidad	Muestra	Coordenadas		Clasificación	Textura	Fenocristales y microfenocristales								Matriz	Minerales en la matriz y (%)
		N	W			Feld	Qz (%)	K (%)	Plg (%)	Biot (%)	Hornb (%)	Cpx (%)	Opx (%)		
Dacita Agua Fria															
	Chi16-05@	98° 60'54"	18° 31'58"	Dacita	Hipocristalina porfídica	~3	~14		~5	~2	<1	op	intersertal	plg, qz, feld, vid ~75	
	Chi5-05	98° 59'54"	18° 32'33"	Dacita	Porfídica - pilotaxítica	~4	~20		~4			op	intersertal - hialopilitica	plg, qz, feld, vid ~72	
	Chi2-05(L)	99° 00'12"	18° 33'03"	Dacita	Porfídica - pilotaxítica	~4	~25		~4	~2		op, zr	intersertal - hialopilitica	plg, qz, feld, vid ~65	
	Chi-92-05	98° 56'56"	18° 35'26"	Dacita	Hipocristalina porfídica	~4	~15		~3		~2	esf, zr	intersertal	plg, qz, feld, vid ~75	
	HU-4-03	99° 00'23"	18° 29'10"	Dacita	Porfídica - pilotaxítica	~3	~24		~3			zr, op	intersertal	plg, qz, feld, vid ~70	
	HU-385	98° 53'26"	18° 36'54"	Dacita	Porfídica - pilotaxítica	~1	~3	~10			<1		intersertal	plg, feld, vid, cpx ~85	
	HU-437	98° 58'20"	18° 27'50"	Dacita	Hipocristalina porfídica	~2	~5	~20		~3	<1	op	felsítica	plg, qz, feld, vid ~70	
	HU-407 (2)	98° 59'00"	18° 27'55"	Dacita	Hipocristalina porfídica	~2	~5	~20		~3	<1	op	felsítica	plg, qz, feld, vid ~70	
	HU-409 (2)	98° 59'45"	18° 28'16"	Dacita	Hipocristalina porfídica	~2	~3	~13	~2	~5		op	intersertal - hialopilitica	plg, qz, feld, vid ~75	
	HU-457	98° 58'26"	18° 27'52"	Dacita	Hipocristalina porfídica	~2	~3	~22		~3	<1	op, zr	felsítica	plg, qz, feld, vid ~70	
	HU-458	98° 57'33"	18° 28'16"	Dacita	Hipocristalina porfídica	<1	~5	~10	~2	~5		op, zr	criptocrist - hialopilitica	plg, feld, vid ~75	
	HU-213B	99° 06'19"	18° 19'00"	Dacita	Hipocristalina porfídica	~5	~15	~4	~1			zr, op	felsítica	plg, feld, vid ~75	
Complejo Volcánico Huautla															
	HU-08	99°00'03"	18° 27'20"	Dacita	Hipocristalina porfídica	~1	~3	~22		~2		<1	intergranular	plg, px ~70	
	HU-9-03	99°00'44"	18° 27'11"	Dacita	Hipocristalina porfídica	~1	~3	~25				clorit	felsítica	plg, feld, qz ~70	
	HU-09	99°00'58"	18° 25'46"	Dacita	Hipocristalina porfídica	<1	~3	~20	<1	~2		op, zr	felsítica	plg, feld, qz ~75	
	HU-23	99°59'27"	18° 26'37"	Dacita	Hipocristalina porfídica	~2	~2	~20		x		<1	intergranular	plg, feld, qz ~75	
	HU-24	99°56'51"	18° 25'43"	Andesita	Hipocristalina porfídica	<1	<1	~18		x		op, mag	intersertal	plg, vid ~80	
	HU-29	99°00'01"	18° 26'12"	Andesita	Hipocristalina porfídica	~1		~15		<1		op, zr	felsítica	plg, vid ~80	
	HU-35	99°00'01"	18° 26'12"	Andesita	Hipocristalina porfídica	<1	~15	<1	X			op	intersertal	plg, vid ~70	
	HU-230	98°56'55"	18° 25'50"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica	<1	~1	~14		~1	~1	op, zr	intergranular	plg, vid, px ~80	
	HU-243	99°00'34"	18° 27'49"	Andesita	Hipocristalina porfídica	<1	~1	~15		~3	<<1	op, mag	intersertal	plg, px, vid ~80	
	HU-312	99°29'38"	18° 25'25"	Andesita	Hipocristalina porfídica			~15		~4			intersertal	plg, feld, vid ~80	

TABLA AIII-1: SINTESIS PETROGRAFICA DE LAS ROCAS VOLCANICAS E HIPABISALES DE LA SIERRA DE HUAUTLA(Continuación)

Unidad	Muestra	Coordenadas		Clasificación	Textura	Fenocristales y microfenocristales								Matriz	Minerales en la matriz y (%)
		N	W			Feld	Qz (%)	K (%)	Plg (%)	Biot (%)	Anf (%)	Cpx (%)	Opx (%)		
Complejo Volcánico Huautla (continuación)															
	HU-375	99°00'52"	18° 26'22"	Andesita	Hipocristalina porfídica	<1	~1	~12	~1	x				intersertal	plg, px, vid ~85
	HU-381	98°59'03"	18° 26'22"	Andesita	Hipocristalina porfídica			~12			~1	~2	tit-mg op- mag	intergranular	plg, px ~85
	HU-496	99°00'34"	18° 27'49"	Dacita	Hipocristalina porfídica	<1	~2	~15		~2	<<1			intersertal	plg, px, vid ~80
	HU0204A	99°07'26"	18° 25'52"	Riolita	Hipocristalina porfídica	~1	~2	~2						vitrea	vid ~95
	HU28-5/I	99°07'09"	18° 22'45"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica	~2	~20				~2	~3	op op- mag	intergranular	plg, vid ~75
	HU28-5/III	99°06'40"	18° 22'29"	Andesita	Hipocristalina porfídica	<1	~20				~4	~6		intergranular	plg, vid ~70
Andesita El Limón - Linderos															
	HU-390	98°57'33"	18° 32'05"		Hipocristalina porfídica			~13			~3	~2	op	intergranular	plg, feld,px ~82
	Chi*	99°56'00"	18° 31'54"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica	~2	~10				~3		op	intergranular	plg,cpx,opx ~85
	Chi-13*	98°57'01"	18° 31'18"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica	~1	~6				~3	~1		intergranular	plg, cpx, feld ~90
	Chi-36-05	98°55'23"	18° 31'51"	Andesita	Hipocristalina porfídica			~25		~3	~3		op	intersertal	plg, feld, vid ~70
	HUE-2	98°43'25"	18° 22'22"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica			~3			~1	~1	op <1	intersertal	plg, px, vid ~95
	HUE-9	98°44'30"	18° 17'58"	Andesita	Porfídica - pilotaxítica	~1	~24				~4	~1	op <1	intersertal	plg, px, vid ~70
	Jol-14	98°44'49"	18° 16'03"	Andesita	Hipocristalina porfídica	~2	~18				~5		op <1	intergranular	plg, px ~75
	HU-329	98°43'13"	18° 17'18"	Andes - basal	Pilotaxítica						~3	~1	op <1	intergranular	plg,opx,cpx ~96
	HU-331	98°42'05"	18° 13'53"	Andes - basal	Pilotaxítica						~4	~2	op <1	intergranular	plg,opx,cpx ~94
	HUE-48	98°42'13"	18° 18'20"	Andesita	Porfídica	~1	~8		<1		~4	~2	op <1	felsítica	plg, vid, fm ~85

TABLA AIII-1: SINTESIS PETROGRAFICA DE LAS ROCAS VOLCANICAS E HIPABISALES DE LA SIERRA DE HUAUTLA
(Continuación)

Unidad	Muestra	Coordenadas		Clasificación	Textura	Fenocristales y microfenocristales								Matriz (%)	Minerales en la matriz y (%)
		N	W			Qz (%)	Feld (%)	K (%)	Plg (%)	Biot (%)	Anf (%)	Cpx (%)	Opx (%)		
Formación Tepehuaje															
	Chi-108-05	98°56'37"	18° 34'56"	Dacita	Porfídica	~1	~3	~10	~1	<1		ap	Intersetal	plg, px, feld, vid ~85	
	Chi-108-05 dique	98°56'37"	18° 34'56"	Dacita	Porfídica	<1	~3	~15	~4				felsítica	plg, feld, qz ~78	
	Chi16-05(L)	98°58'10"	18° 35'07"	Dacita	Porfídica		~3	~14	~3*			op-zr	criptocristalina	plg, px, vid ~80	
	Chi12-05	99°58'58"	18° 35'25"	Andesita	Porfídica	~1	~1	~2	~1				criptocristalina	plg, px, vid ~95	
	Chi-90 sección	98°59'15"	18° 35'15"	Dacita	Porfídica	~1	~3	~12	~1	<1		zr	criptocristalina	plg, px, vid ~82	
	Chi-12	99°57'16"	18° 31'14"	Dacita	Porfídica		~6	~18	~2	~3	<1	op	Intersetal	plg, feld, vid ~70	
	Chi-12*	99°58'03"	18° 30'45"	Dacita	Porfídica		~5	~15	~2	~2		zr	felsítica	plg, feld, qz ~75	
	Chi-11*	98°59'04"	18° 35'40"	Andesita	Porfídica		~2	~8				op	felsítica	plg, feld, qz ~75	
Pórfido Tamazola															
	HU-453	98°51'41"	18° 19'29"	Granodiorita	Porfídica	~5	~8	~12	~1	~4		op	microcristalia	plg, qz, feld ~70	
	Jol-8	98°51'43"	18° 19'24"	Granodiorita	Porfídica	~6	~10	~10	~2	~3		op	microcristalia	plg, qz, feld ~70	
Pórfido Intrusivo El Chautle															
	HU-28-5-XII	99°09'08"	18° 25'58"	Pórfido andes	Porfídica			~54	~2		~6	~8	op-zr	microcristalina	plag, px ~30%
Granito de Chiautla															
	HU-432G	98°25'33"	18°20'45"	Granodiorita	Holocristalina	~18	~15	~40	~2	~25			op-zr		

ANEXO 4

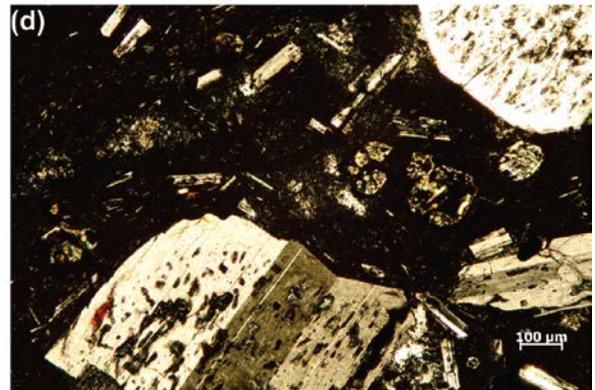
Láminas Petrográficas



Andesita Chimalacatlan (A-C-2)



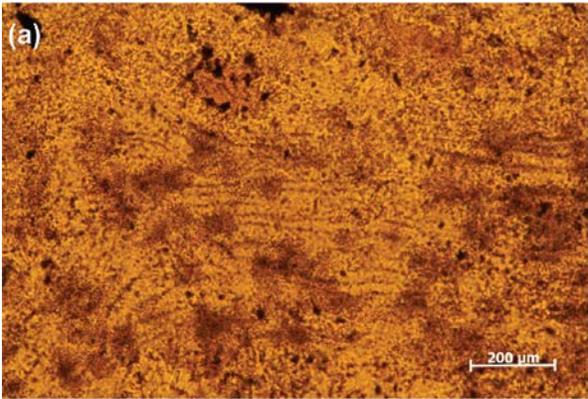
Andesita Tepalcingo (HU-384)



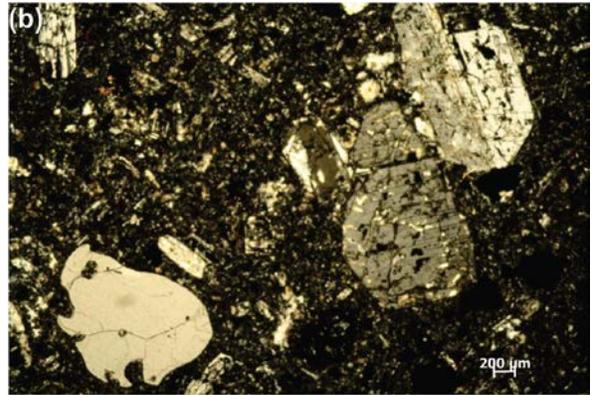
Dacita Agua Fría (Chi5-05)

Lámina 1

Microfotografías de láminas delgadas: (a) Andesita Chimalacatlan (A-C-2) fenocrystal de plagioclasa con textura de tamiz en una matriz con microlitos de plagioclasa y vidrio (nicoses cruzados); (b) Andesita Tepalcingo (HU-384) Andesita basáltica con fenocristales de ortopiroxeno en una matriz traquítica (nicoses cruzados); (c, d) Dacita Agua Fría (Chi5-05) fenocritales de plagioclasa con texturas de tamiz embebidos en una matriz microcristalina con textura hialopilitica (nicoses cruzados)



Ignimbrita Maravillas (Jol-20)



Andesita Huautla (HU-23)



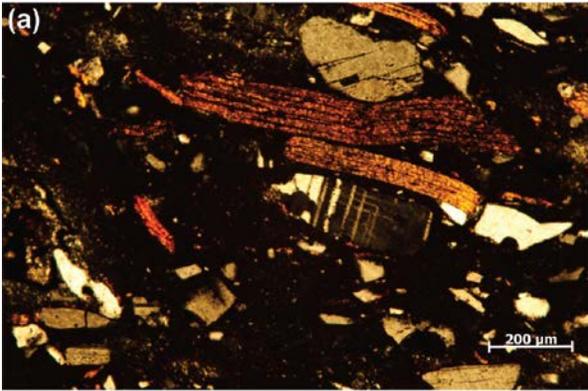
Andesita el Limón (Chi*)



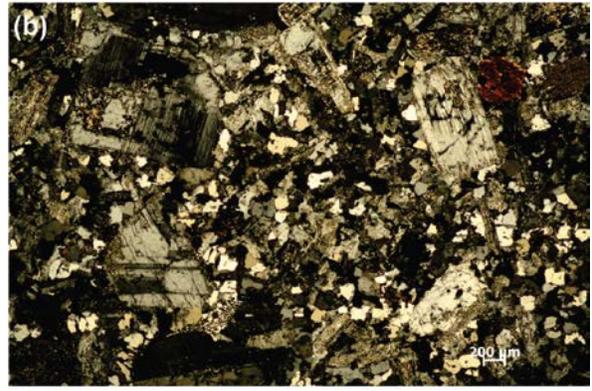
Andesita Linderos (HU-329)

Lámina 2

Microfotografías de láminas delgadas: (a) Ignimbrita Maravillas (Jol-20) ignimbrita pumicítica con textura eutaxítica en que se advierten fantasmas de “shards” (luz paralela); (b) Andesita Huautla (HU-23) Fenocristales de plagioclasa con seritización y fenocristal de cuarzo con bordes engolfados (nicos cruzados); (c) Andesita el Limón (Chi*) fenocristales de plagioclasa con textura de tamiz embebidos en una matriz pilotaxítica intergranular compuesta de plagioclasa y piroxeno (nicos cruzados); (d) Andesita Linderos (HU-329) andesita con textura intergranular en la cual el clinopiroxeno ocupa los intersticios entre los cristales de plagioclasa (nicos cruzados).



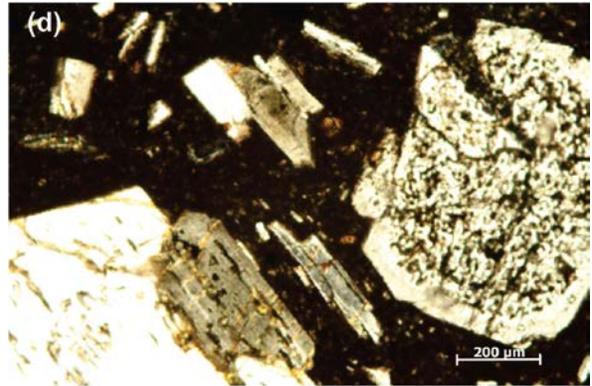
Ignimbrita Tilzapotla (Chi6-bi)



Pórfido Tamazola (HU-453)



Intrusivo el Chautle



Formación Cerro Frío (HU190305A)

Lámina 3

Microfotografías de láminas delgadas: (a) Ignimbrita Tilzapotla (Chi6-bi) ignimbrita rica en cristales de plagioclasa, feldespato, cuarzo y biotita, ésta última ligeramente flexionada embebidos en una matriz producto de desvitrificación (nicoses cruzados); (b) Pórfido Tamazola (HU-453) fenocristales de plagioclasa con seritización, cuarzo, ortoclasa, hornblenda en una matriz microcristalina de plagioclasa y cuarzo (nicoses cruzados); (c) Intrusivo el Chautle, pórfido con fenocristales de plagioclasa y orto-clinopiroxenos. Las primeras con zonaciones concéntricas, en una matriz microcristalina con las mismas fases minerales (nicoses cruzados); (d) Formación Cerro Frío (HU190305A) fenocristales de feldespato y plagioclasa con textura de tamiz embebidos en una matriz microcristalina con textura hialopilitica (nicoses cruzados).