

Universidad Nacional Autónoma de México
Posgrado en Ciencias de la Tierra,
Instituto de Geología



Estratigrafía, petrología y estilo eruptivo del centro volcánico
silícico de La Goleta-Sultec, estados de México y Guerrero

TESIS

Que para obtener el grado de:
Maestro en Ciencias de la Tierra
(Geoquímica y Petrografía)

P r e s e n t a

Beatriz Adriana Díaz Bravo

Director: Dr. Dante J. Morán Zenteno

México D.F. 2008



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Mi principal agradecimiento es sin duda para el Dr. Dante J. Morán Zenteno quien a lo largo de mi estancia en el instituto de Geología me brindó su calidez humana y confianza. Gracias por el entusiasmo e interés académico que mostró en todo momento durante mi estancia en el instituto. Le agradezco abiertamente su solidaridad y enseñanzas. Mil gracias.

Igualmente agradezco al maestro Enrique González Torres quien siempre se mostró interesado en mi formación académica, pero sobre todo por ser un amigo.

Muchas gracias a la Dra. Barbara Martiny quien además de compartir conmigo parte de su experiencia, entusiastamente en repetidas ocasiones me auxilió en varios de los aspectos de la preparación de esta tesis.

Este trabajo fue elaborado gracias al apoyo del proyecto CONACYT 60470 durante su segunda y tercera etapa a cargo del Dr. Dante J. Morán Zenteno y la primera etapa fue apoyada por el proyecto CONACYT 35509-T a cargo del Dr. Luca Ferrari.

Por la revisión, comentarios y sugerencias a este trabajo agradezco a los miembros de mi comité de evaluación: Barbara Martiny, Peter Schaaf, Luca Ferrari, Dante Morán y Gerardo Carrasco.

Por otra parte, agradezco las observaciones y evaluación del Dr. Raymundo Martínez Serrano y Hugo Delgado Granados, quienes formaron parte de mi comité de examen intermedio anual.

Gracias a los técnicos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS): a Rufino Lozano Santacruz por lo análisis de elementos mayores, a Elena Lounejeva Baturino y Juan Pablo Bernal Uruchurtu por los elementos traza, a Gabriela Solís Pichardo, Juan Julio Morales Contreras, María del Sol Hernández Bernal y a Teodoro Hernández Treviño por los análisis isotópicos.

Quiero agradecer también al Dr. Víctor Valencia del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona en Tucson, por la ayuda en la medición de los fechamientos U-Pb. Especialmente por recibirme en Tucson y en el lab. como un amigo.

Gracias también a Santiago Avilés Puntos por su apoyo en la preparación de la química de elementos mayores y a Diego Aparicio por la elaboración de las secciones delgadas. Igualmente agradezco a Rosario Flores Ramos por su apoyo en parte de la impresión de esta tesis y de los mapas geológicos.

Durante el trabajo de campo conté con la participación y apoyo de muchas personas que siempre lograron hacer de esta experiencia una muy divertida: muchas gracias a Erika Sohn, a Barbara Martiny y Lety Alba; a Norma y Martín, y a Miche; al Dr. Dante y a Alma y Gaby Busy; a mis amigos María, Javier y Miguel; a Carlos Ortega y a Jesse Silverman durante su estancia en México.

Unas gracias muy especiales se las doy a Julia Oliveira quien durante su estancia en México junto con María Chapela me ayudaron con los concentrados de zircones, que no se hubieran logrado igual sin su agradable compañía.

Agradecimientos especiales

Agradezco muchísimo la compañía de Javier Mancera y María Chapela por su amistad y momentos divertidos que hemos compartido; a Liz Nava por su amistad y complicidad que nos ha unido más allá de todo; a Miguel Morales por su amistad y apoyo en momentos difíciles; a la amistad a distancia pero incondicional de Zuly Villanueva, a Oscar Dávalos por su grata amistad y recientemente gracias a Laura Mori por su amistad y compañía entusiasta.

Con mucho cariño agradezco a mi amigo de siempre Juan Carlos quien por mucho, se ha convertido en una persona muy especial a través de todos estos años que nos hemos conocido, desde que éramos peques.

Finalmente, agradezco el apoyo y cariño constante de mi pequeña familia mi mami Beatriz y mis hermanitos Pamela y Diego, quienes ocupan un espacio muy importante en mi corazón. También agradezco a Héctor por su comprensión y cariño. Ah, y a mi Coco.

Resumen	i
Abstract	iii
1. Introducción	1
1.1. <i>Planteamiento del problema</i>	1
1.2. <i>Ubicación, objetivos y metodología del área de estudio</i>	3
2. Marco geológico regional	7
2.1. <i>Basamento</i>	8
2.2. <i>Volcanismo cenozoico</i>	10
2.3. <i>Estructuras tectónicas cenozoicas</i>	12
3. Estratigrafía	13
3.1. <i>Grupo Balsas</i>	16
3.2. <i>Andesita Sultepequito</i>	17
3.3. <i>Ignimbrita La Goleta</i>	17
3.4. <i>Pórfido Tecomates</i>	19
3.5. <i>Toba Diego Sánchez</i>	20
3.6. <i>Ignimbrita La Ciénega</i>	22
3.7. <i>Ignimbrita La Lobera</i>	22
3.8. <i>Ignimbrita El Potrero</i>	23
3.9. <i>Complejo de diques piroclásticos</i>	24
3.9.1 <i>Dique lávico riolítico</i>	28
4. Estructura Volcánica	29
5. Geocronología	34
5.1. <i>Geocronología K-Ar</i>	34
5.2. <i>Geocronología U-Pb en zircones</i>	35
5.2.1 <i>Metodología U-Pb</i>	35
5.2.2 <i>Resultados U-Pb</i>	38
6. Geoquímica	44
6.1. <i>Elementos mayores</i>	44
6.2. <i>Elementos traza</i>	48
6.3. <i>Isótopos de Sr y Nd</i>	52
7. Discusión y conclusiones	56
7.1. <i>Estratigrafía y evolución volcánica</i>	56

7.1.1. Diques piroclásticos y estructura volcánica	56
7.1.2. Facies intracaldera	60
7.1.3. Facies extracaldera	60
7.2. Geocronología	61
7.2.1. Edad del centro volcánico de la Sierra La Goleta-Sultepec	61
7.2.2. Edades en núcleos heredados	62
7.3. Geoquímica y petrogénesis	65
Conclusiones	72
Referencias bibliográficas	74
Tabla 1G. Análisis de elementos mayores y trazas.	80
Tabla 2G. Composiciones isotópicas de Sr y Nd.	82
Tabla 1GC. Análisis geocronológicos U-Pb.	83
Apéndice A Mineralogía y petrografía de las rocas volcánicas de la Sierra La Goleta-Sultepec.	
Apéndice A1 Secciones delgadas de las principales unidades del centro volcánico Sierra La Goleta-Sultepec.	
Apéndice B Fotografías de afloramientos.	
Índice de Figuras	
Figura 1 Ubicación del centro volcánico La Goleta-Sultepec	2
Figura 2 Mapa de carreteras con vías de acceso al área de estudio	6
Mapa topográfico con ubicación de puntos de campo	
Figura 3 Mapa Geológico de la Sierra de La Goleta-Sultepec	15
Figura 3a Columnas Estratigráficas	14,15
Figura 3b Secciones Geológicas	15
Figura 4 Modelo 3D de la estructura volcánica	30
Figura 5 Modelo 3D de la estructura volcánica y estereodiagramas	32
Figura 6 Esquema de subsidencia tipo <i>trap-door</i>	33
Figura 7 Diagramas de edades de cristalización U-Pb (Tuffzirc)	39
Figura 8 Diagramas de edades de concordia U/Pb y de edad-probabilidad relativa	41
Figura 9 Diagrama de clasificación total de álcalis contra SiO ₂	45
División de rocas alcalinas y subalcalinas	
Diagrama AFM	

	Diagrama de clasificación de aluminosidad, (índice de Shand)	
Figura 10	Diagramas de variación de elementos mayores con respecto al SiO ₂	47
Figura 11	Diagramas de SiO ₂ contra Mg# y MgO contra Mg#	48
Figura 12	Diagrama multielemental normalizado	49
	Diagrama de tierras raras normalizado	
Figura 13	Diagrama de anomalías de Eu (Eu/Eu*) contra Eu. $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \cdot Gd_N)^{1/2}$	50
Figura 14	Diagramas de variación de elementos traza con respecto al SiO ₂	52
Figura 15	Diagrama de las relaciones isotópicas de Sr y Nd	55
Figura 16	Diagrama del modelo AFC	69
Figura 17	Modelo de evolución magmática del centro volcánico de la Sierra La Goleta-Sultepec	71

Resumen

La zona volcánica La Goleta-Sultepec esta representada por un centro volcánico exhumado que forma parte de una franja de centros silíceos del Paleógeno, que se extiende en la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur, desde la región de la Sierra de Huautla, en los límites de los estados de Morelos y Puebla, hasta la Sierra de Nanchititla en el extremo oeste del estado de México.

La estratigrafía revela la presencia de dos dominios principales: uno, ubicado al norte, representado por diques y unidades extrusivas que no revelan ningún colapso o efecto de subsidencia, y otro, ubicado al sur representado por una zona semielíptica que muestra indicios de haber sufrido un colapso parcial.

La sucesión volcánica está integrada esencialmente por flujos piroclásticos silíceos en facies intracaldera y facies extracaldera, así como por un complejo de diques piroclásticos no homogéneos. Las ignimbritas La Goleta, La Ciénega, El Potrero y La Lobera corresponden a cuatro de las unidades de los flujos piroclásticos identificados, por otra parte, la Formación Diego Sánchez se identificó como una unidad de depósitos de caída y flujos de escombros. En conjunto la secuencia volcánica, sobreyace a la sucesión mesozoica volcanosedimentaria del Esquisto Tejupilco y al Grupo Arcelia Palmar-Chico.

La caldera La Goleta se ubica en la porción sur del sistema montañoso La Goleta-Sultepec y está definida por un conjunto de diques piroclásticos que definen una zona semielíptica que limita una acumulación de ignimbritas de varios cientos de metros de espesor. Los ejes de la estructura semielíptica tienen una longitud aproximada de 15 y 12 km. Esta zona corresponde a una estructura de caldera de colapso tipo *trap door*, delimitada por un complejo de cuerpos subvolcánicos piroclásticos exhumados de origen fisural expuestos en paredes de hasta 700 m.

Con base en su extensión y volumen se ha inferido en este trabajo que la Ignimbrita La Goleta corresponde al principal periodo de emisión piroclástica, el cual se relaciona con el colapso parcial de la estructura caldérica

Los fechamientos realizados por K-Ar en sanidino y por U-Pb en zircones individuales indican una evolución rápida de la estructura volcánica. Las cuatro fechas obtenidas para diferentes unidades son indistinguibles dentro del error e indican que la evolución del centro volcánico se dio alrededor de los 36.5 Ma

Por otra parte, en los fechamientos de U-Pb se determinaron también tres principales componentes heredados correspondientes al Cretácico Inferior, Jurásico-Triásico y una componente grenvilliana.

La sucesión volcánica de la secuencia La Goleta-Sultepec presenta características geoquímicas de elementos mayores y traza típicas de arco con un carácter subcalino y rasgos ligeramente peraluminosos. Además, presentan claras anomalías negativas de Sr y Ba en diagramas multielementales.

El modelado de los datos isotópicos de Sr sugiere una evolución magmática caracterizada por procesos de asimilación-cristalización fraccionada (AFC) a partir de magmas menos evolucionados, probablemente andesíticos, formados en la corteza inferior. El proceso principal fue la diferenciación magmática por cristalización fraccionada y subordinadamente la asimilación cortical.

El magmatismo en el centro volcánico La Goleta-Sultepec se puede explicar por medio del desarrollo de una “zona caliente” por el emplazamiento de *sills* en la corteza inferior provenientes del ascenso de magmas basálticos hidratados provenientes de la cuña del manto, con la generación de materiales intermedios y silícicos modificados por procesos de cristalización fraccionada y en menor proporción por asimilación cortical, los cuales, se acumulan en una cámara magmática somera para después formar parte del evento eruptivo de la Sierra La Goleta-Sultepec.

Abstract

The La Goleta-Sultepec volcanic zone is an exhumed volcanic system that is part of a belt of Paleogene silicic centers located in the central-northern portion of the Sierra Madre del Sur, that extends from the Sierra de Huautla region, on the border of the states of Morelos and Puebla, to the Sierra de Nanchititla in the westernmost part of the state of Mexico.

The stratigraphy indicates the presence of two main domains: a first one located in the north consisting of pyroclastic dykes and extrusive units that do not reveal any indications of collapse or subsidence, and a second one located in the south represented by a semi-elliptic zone that displays evidence of a partial collapse.

The volcanic succession is essentially composed of silicic pyroclastic flows of intracaldera and extracaldera facies, and a complex of non-homogeneous pyroclastic dykes. La Goleta, La Ciénega, El Potrero and La Lobera ignimbrites correspond to four of the identified pyroclastic flow units; on the other hand, the Diego Sánchez Formation has been identified as a unit of fall deposits and debris flows. The whole volcanic sequence overlies the Mesozoic volcanosedimentary succession of the Tejupilco Schist and the Arcelia-Palmar Chico Group.

La Goleta caldera is located in the southern part of the La Goleta-Sultepec mountain system. Pyroclastic dykes define a semi-elliptic zone that in turn encloses a huge package of ignimbrites with a thickness of several hundred meters. The axes of the semi-elliptic structure are approximately 15 and 12 km long. This zone corresponds to a trap-door type collapse caldera structure, delimited by a complex of exhumed subvolcanic pyroclastic bodies of fissural origin that are exposed in walls up to 700 m high.

Based on its extension and volume, it has been inferred in this work that La Goleta Ignimbrite corresponds to the main period of pyroclastic emission and is related to the partial collapse of the caldera structure.

K-Ar ages in sanidine and U-Pb ages in individual zircons suggest that the volcanic system that evolved rapidly. The four ages that were obtained for different units are

1. Introducción

almost the same within error, and point out that the evolution of the volcanic center occurred at around 36.5 Ma.

On the other hand, U-Pb ages allowed the recognition of three major inherited components, corresponding to Lower Cretaceous, Jurassic-Triassic, and Grenvillian components.

The volcanic succession of the La Goleta-Sultepec sequence displays typical arc-like major and trace element geochemical features, with a subalkaline affinity and a slightly peraluminous character. Moreover, the multi-element diagrams show clear negative Sr and Ba anomalies.

Geochemical modeling using Sr isotopic data suggests a magmatic evolution that was characterized by assimilation-fractional crystallization processes (AFC) starting from less evolved magmas, maybe andesitic, that originated in the lower crust. Magmatic differentiation by fractional crystallization is considered to be the most important process, with subordinate crustal assimilation.

The magmatic activity of the La Goleta-Sultepec volcanic center might be explained by invoking a “hot zone” in the lower crust produced by the emplacement of mantle-derived hydrous basaltic magmas in sills, with subsequent generation of intermediate and silicic products by fractional crystallization and minor crustal assimilation, which were stored in a shallow magma chamber and later formed part of the La Goleta-Sultepec eruptive event.

1. Introducción

El centro volcánico La Goleta-Sultepec está representado por un conjunto de unidades volcánicas y subvolcánicas expuestas en la zona montañosa que se extiende desde el poblado de Sultepec, en el Estado de México, hasta el límite sur de la Sierra La Goleta en el Estado de Guerrero (Figura 1). Forma parte de un conjunto de centros volcánicos silícicos del Paleógeno que se extienden en la parte norte-central de la Sierra Madre del Sur, desde la región de la Sierra de Huautla, en los límites de los estados de Morelos y Puebla, hasta la Sierra de Nanchititla en el extremo oeste del estado de México (de Cserna y Fries, 1981; de Cserna, 1982; Morán-Zenteno *et al.*, 2007; Rivera-Carranza *et al.*, 1998; Montiel-Escobar *et al.*, 2000). Son parte de estos centros volcánicos el de la Sierra de Nanchititla, La Muñeca, Tejupilco, Valle de Bravo-Temascaltepec, Sierra Picacho-Las Paredes, Campanario-Peña Bramadora, San Vicente, Taxco, Tilzapotla y la Sierra de Huautla (Figura 1). Estas 10 zonas volcánicas silícicas tienen una extensión de aproximadamente 4000 km² y representan un volumen de material extrusivo estimado de 2400 km³. Las características y las evoluciones particulares de estos centros volcánicos son en general poco conocidas y sólo recientemente se han comenzado a desarrollar estudios más detallados sobre su estratigrafía, estructuras tectónicas y evolución volcánica (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Díaz-Bravo, 2005; Chávez-González, 2005; Ramírez-Pérez Amaya, 2005; González-Cervantes, 2007).

1.1. Planteamiento del problema

El estudio del origen y evolución de estos centros volcánicos es relevante porque representan un pulso de magmatismo silícico, que parece representar la continuación al sur de la extensa actividad volcánica silícica del Cenozoico de la Sierra Madre Occidental. Por otra parte, esta actividad magmática silícica se encuentra relativamente apartada de la zona principal del magmatismo silícico cenozoico de la Sierra Madre del Sur, representado por el cinturón de cuerpos graníticos que se distribuye a lo largo de la actual margen continental de los estados de Michoacán, Guerrero y Oaxaca (Figura 1).

1. Introducción

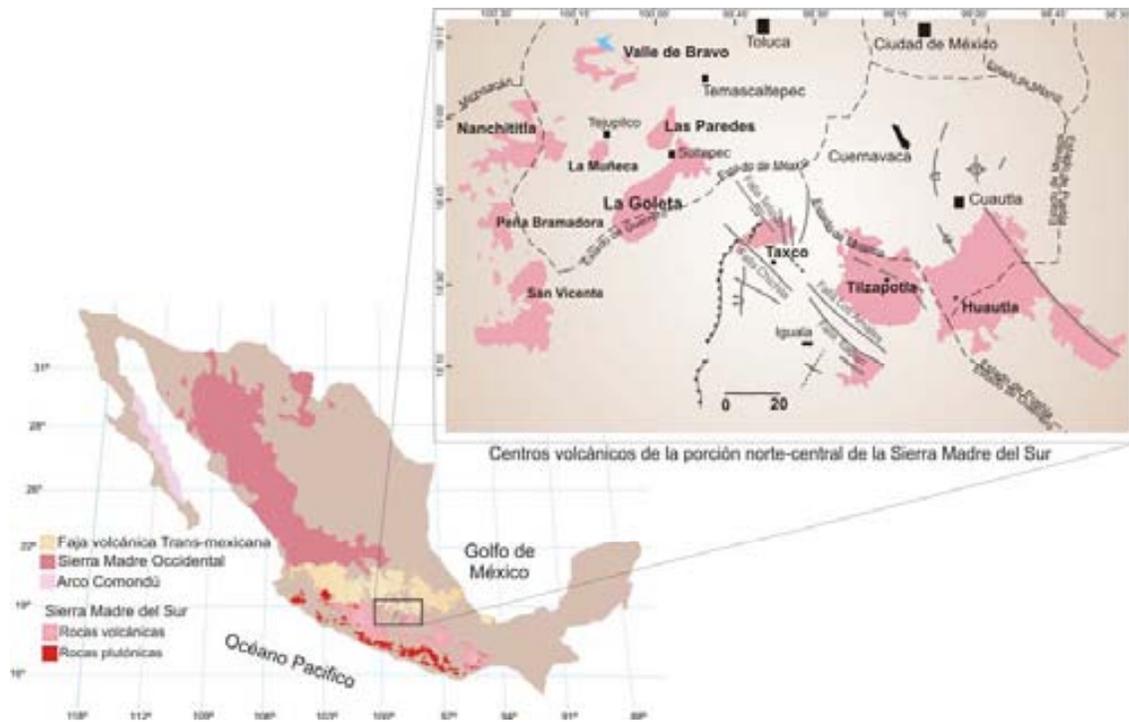


Figura 1. Se muestran las principales provincias magmáticas de México y específicamente los principales centros volcánicos silíceos de la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur, además de la ubicación en esta porción del centro volcánico La Goleta-Sultepec.

La presencia de un cinturón de rocas volcánicas silíceas en la parte norte de la Sierra Madre del Sur plantea interrogantes relevantes acerca de los factores que han determinado la ocurrencia de grandes volúmenes de magmatismo silíceo en esta región, y si estas zonas volcánicas silíceas se desarrollaron por los mismos factores que generaron la cubierta ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental y la margen continental del sur de México.

Por otra parte, el carácter exhumado de estos centros volcánicos ofrece la posibilidad de estudiar desde otra perspectiva la evolución y estilo eruptivo de este tipo de manifestaciones volcánicas y el papel que juegan los rasgos tectónicos contemporáneos o preexistentes en el volcanismo. Particularmente, los estudios en el centro volcánico La Goleta-Sultepec pretenden hacer contribuciones sobre algunas interrogantes acerca de su petrogénesis y estilo eruptivo. En aspectos acerca de su carácter predominantemente silíceo, la probable influencia de material hidratado de composición máfica-intermedia de la corteza inferior como una de las fuentes de los magmas y las diferentes contribuciones de

1. Introducción

materiales del manto y la corteza antigua; además de aspectos relacionados con los procesos de diferenciación durante el ascenso de los magmas.

1.2. Ubicación, objetivos y metodología del área de estudio

El centro volcánico La Goleta-Sultepec se encuentra en el límite de los estados de México y Guerrero al sureste de los centros volcánicos de Nanchititla, Valle de Bravo-Temascaltepec, La Muñeca y Las Paredes; y al nor-noroeste de los centros volcánicos de Taxco, Tilzapotla y Sierra de Huautla (Figura 1). Los poblados más importantes son Sultepec de Pedro Ascencio de Alquisiras, al que se accede por la carretera federal Núm. 134 Lerma-Toluca, tomando la desviación hacia la carretera estatal Núm. 10 y, el poblado La Goleta ubicado al interior de la sierra de mismo nombre (Figura 2).

El objetivo de este estudio fue el de describir los rasgos estratigráficos, petrográficos, geoquímicos y tectónicos generales de la sucesión volcánica La Goleta-Sultepec, así como hacer determinaciones sobre la edad del volcanismo. Estos datos sirvieron como base para realizar interpretaciones sobre su evolución volcánica, estilo eruptivo y petrogénesis, así como para hacer algunas inferencias sobre sus posibles relaciones tectónicas. Este estudio forma parte de un proyecto de mayor escala que se realiza en las zonas volcánicas silíceas del Paleógeno de la parte norte-central de la Sierra Madre del Sur.

Las principales metas del presente estudio fueron las siguientes:

1. Elaborar un mapa geológico a detalle del centro volcánico La Goleta-Sultepec y construir secciones geológicas y columnas estratigráficas que indiquen las principales relaciones estructurales y estratigráficas de las unidades.
2. Definir la estratigrafía volcánica, incluyendo análisis petrográficos que expresen las diferentes facies de las unidades volcánicas.
3. Realizar análisis isotópicos por U-Pb de circones selectos que puedan dar información sobre la edad de las componentes corticales de la asimilación.

1. Introducción

4. Realizar fechamientos de K-Ar y U-Pb para definir la cronología del magmatismo del centro volcánico.
5. Desarrollar un modelo general de diferenciación a partir de los datos de elementos mayores, traza e isotópicos.
6. Formular un modelo general de evolución volcánica y estilo eruptivo y su posible relación con las estructuras de falla cenozoicas en el área.

El estudio consistió principalmente en tres tipos de actividades: a) trabajos de gabinete previos, b) trabajo de campo, c) trabajos de laboratorio y d) trabajos de gabinete de procesamiento y análisis de resultados.

La metodología incluyó a) la fotointerpretación geológica de fotografías aéreas escala 1:25,000, durante la cual se analizaron los principales rasgos geomorfológicos, estableciendo una primera hipótesis de las relaciones espaciales y temporales entre las distintas unidades identificadas; además se reconocieron lineamientos importantes y estructuras principales. b) siete campañas de campo con las que se cubrieron 37 días de trabajo de campo, obteniendo la información necesaria para el levantamiento geológico de la secuencia volcánica y de las estructuras y lineamientos principales, realizando descripciones detalladas de las unidades, y verificando contactos y sus relaciones estratigráficas. c) Muestreo sistemático de cada unidad de la secuencia volcánica, para los trabajos de petrografía, geoquímica, geocronología e isótopos en los diferentes laboratorios. De esto, los análisis petrográficos consistieron en el análisis de 40 láminas delgadas por medio de un microscopio petrográfico de luz polarizada. Las muestras de geocronología se procesaron utilizando técnicas de molienda y cribado, técnicas de separación por densidad utilizando la mesa Wilfley, técnicas de separación magnética por medio del Frantz, y técnicas de separación por densidad por medio de líquidos pesados como el politungstato de sodio, yoduro de metileno y bromoformo. Todas estas técnicas se aplicaron hasta llegar a concentrados óptimos de sanidino, plagioclasa y zircones. Las muestras para geoquímica de elementos mayores y traza e isótopos sólo recibieron tratamiento de molienda y cuarteado para su homogenización. Estas técnicas se desarrollaron en los laboratorios de separación de minerales y talleres de molienda del Instituto de Geología.

1. Introducción

Posteriormente, se realizaron 12 análisis geoquímicos de fluorescencia de rayos X, 11 análisis de elementos traza por Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) y, 8 análisis isotópicos de Sm-Nd y Rb-Sr en un espectrómetro de masas de ionización térmica con colectores múltiples. Todos estos análisis se realizaron en los distintos laboratorios que componen el Laboratorio Universitario de Geoquímica

Isotópica (LUGIS) de los institutos de Geofísica y Geología de la UNAM. Los detalles de cada uno de los procedimientos aplicados se describen respectivamente en: Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995) o consultar

http://132.248.20.40/geoq/lugis/L_FRX_WEB_3_0/fluorescencia.html; procedimiento

basado en Eggins *et al.* (1998); y manual de procedimientos en:

<http://www.geologia.unam.mx/geoq/lugis/manual.html> y Schaaf *et al.* (2005).

Adicionalmente, se realizaron análisis por U-Pb en zircones en el *Arizona Laserchron Center*, del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona en Tucson, por medio del Laser-Ablation Multicollector ICP Mass Spectrometer, y esta metodología se indica en el Capítulo 5 de Geocronología.

d) El procesamiento y análisis de resultados, consistió en la integración del levantamiento geológico, el análisis de datos petrográficos, geoquímicos, estructurales y geocronológicos, para finalmente integrar todos estos datos y aspectos para la propuesta de una buena interpretación del área de estudio.

1. Introducción

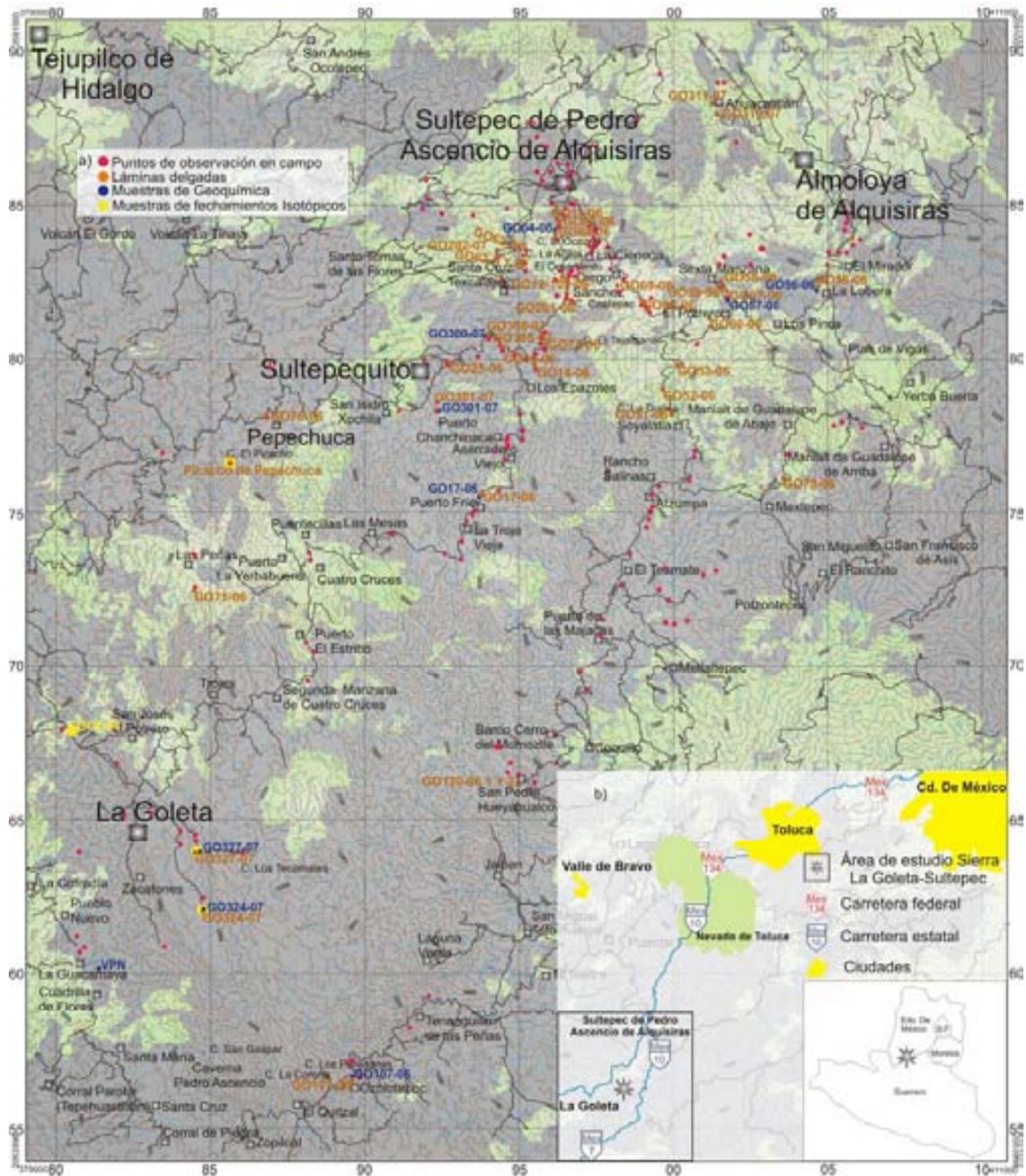


Figura 2. a) Mapa topográfico del área de estudio cartas INEGI: E14A56, E14A57, E14A66 y E14A67. Se muestra la ubicación de puntos de observación de campo, muestras de láminas delgadas, de geoquímica y de fechamientos isotópicos. b) Ubicación y vías de acceso al área de estudio.

2. Marco geológico regional

Las rocas magmáticas cenozoicas de la Sierra Madre del Sur forman dos cinturones de magmatismo extintos orientados al oeste-noroeste. Uno de ellos es una cadena de plutones casi continua a lo largo del margen continental y el otro, localizado en el interior del continente, está formado por una serie de centros volcánicos parcialmente exhumados y constituidos tanto por rocas silíceas como por rocas intermedias (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992, Morán Zenteno *et al.*, 1999, 2007; de Cserna y Fries 1981; de Cserna, 1982). La edad de las rocas magmáticas a lo largo de estos dos cinturones expresa una tendencia decreciente, desde el Cretácico Tardío en el occidente de Jalisco, hasta el Mioceno en el sureste de Oaxaca (Schaaf *et al.*, 1995; Morán Zenteno *et al.*, 1999).

Con base en la naturaleza calcialcalina de estas rocas y la cinemática convergente inferida para la margen occidental de Norteamérica en el Paleógeno, se ha considerado que los cinturones magmáticos de la Sierra Madre del Sur fueron originados como resultado de la subducción de la Placa de Farallón (e.g. Demant, 1975; Ratschbacher *et al.*, 1991; Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995; Morán Zenteno *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 1999). La extinción del magmatismo en la Sierra Madre del Sur y su ubicación actual a lo largo del Cinturón Volcánico Transmexicano ha sido relacionada al truncamiento y reorganización de la margen continental durante el Oligoceno.

En la porción norte central de la Sierra Madre del Sur se tiene una franja discontinua de zonas volcánicas silíceas del Paleógeno (Morán-Zenteno *et al.*, 1999; 2000; 2004). La mayoría de ellas han sido identificadas, pero solo algunas han sido estudiadas en sus detalles estratigráficos y petrológicos. Esta franja incluye los centros volcánicos de Nanchititla, La Muñeca, Valle de Bravo-Temascaltepec, Sierra Picacho-Las Paredes, Campanario-Peña Bramadora, San Vicente, Taxco, Tilzapotla, la Sierra de Huautla y el área de este estudio, Sierra La Goleta-Sultepec. Hacia el sur, en la región de Ciudad Altamirano, Martini *et al.*, (en prensa) han identificado otras zonas de volcanismo silíceo del Paleógeno en áreas como Placeres del Oro, San Jerónimo-Guayameo y Montecillos.

2. Marco Geológico Regional

Los centros volcánicos silíceos de la Sierra Madre del Sur cubren basamentos de distinta naturaleza. De acuerdo a la división de terrenos tectonoestratigráficos de Campa y Coney (1983) la región de la Sierra Madre del Sur incluye los terrenos Guerrero, Mixteco, Oaxaca y Xolapa; mientras que en la división de Sedlock *et al.* (1993), similar en varios aspectos a la de Campa y Coney, comprende los terrenos Náhuatl, Mixteco, Zapoteco y Chatino. En la clasificación tectonoestratigráfica de Campa y Coney (1983), la Sierra La Goleta-Sultepec se encuentra en el terreno Guerrero, mientras que para la subdivisión de Sedlock *et al.* (1993) se encuentra sobre el terreno Náhuatl (Figura 1), sin embargo, es importante mencionar que a pesar de tener nombres distintos se trata del mismo terreno.

2.1. Basamento

El terreno Guerrero está compuesto por los terrenos ubicados de la costa de pácifico hacia el interior del continente de oeste a este, Zihuateanejo, Tahue, Guanajuato, Arcelia y Teloloapan (Centeno García *et al.*, 2008). En su conjunto se caracteriza por haberse formado por una intensa actividad volcánica submarina durante el Jurásico (Titoniano) al Cretácico (Cenomaniano) y sufrido un proceso de deformación durante el Cretácico Tardío (Centeno García *et al.*, 2008).

La Sierra La Goleta-Sultepec fue edificada principalmente sobre las rocas del Grupo Arcelia Palmar-Chico y las del Esquisto Tejupilco. Las rocas del Grupo Arcelia Palmar-Chico del terreno Arcelia se encuentra al noroeste del área de estudio, y corresponden a una secuencia marina volcanosedimentaria compuesta por lavas almohadilladas basálticas, cuerpos ultramáficos, pizarras negras, pedernal y turbiditas volcánicas que se encuentran parcialmente metamorfoseadas y deformadas; y a las que se le asigna un rango de edad del Albiano al Cenomaniano (Talavera Mendoza *et al.*, 2007; Elías-Herrera *et al.*, 2000; Delgado-Argote *et al.*, 1992). Estas rocas están en contacto discordante y tectonizado posteriormente por una cabalgadura sobre las rocas del Esquisto Tejupilco (Elías-Herrera, 2004). La traza de esta cabalgadura tiene una orientación general N-S y se ubica al oeste de la porción noroccidental de la Sierra La Goleta-Sultepec.

El Esquisto Tejupilco es descrito como una secuencia deformada volcanosedimentaria de 2000 m de espesor con metamorfismo regional en facies de esquisto verde (Elías-Herrera *et al.*, 2000, Elías-Herrera, 2004). Estas rocas, han sido propuestas como el posible basamento

2. Marco Geológico Regional

del terreno Arcelia y Teloloapan (Elías-Herrera y Sánchez Zavala, 1992). Esta inferencia se basa en edades de Pb común en menas de sulfuros que varían del Triásico Tardío (227 Ma) al Jurásico Tardío (156 Ma). Así mismo, esta edad precretácica asignada para el Esquisto Tejupilco también es inferida por Martini *et al.* (en prensa) con edades U-Pb en zircones detríticos de esta unidad de 259 y 274 Ma, además de una edad máxima Pérmica de 471 Ma.

Por otra parte, Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Elías-Herrera, 2004 reportaron la presencia de xenolitos corticales, probablemente premesozoicos, contenidos en el cuerpo subvolcánico félsico del Picacho de Pepechuca, localizado en el borde NW de la Sierra La Goleta. Tentativamente, Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997 y Elías-Herrera (2004) correlacionan este cuerpo subvolcánico con el cuello volcánico del Cerro El Peñón ubicado 30 km al norte de Temascaltepec-Zacazonapan, para el cual se han obtenido edades de 31 Ma (Elías-Herrera *et al.*, 2000) y de 34.87 ± 0.15 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (Blatter *et al.*, 2001). Los xenolitos consisten en paragneises y ortogneises de 1 a 20 cm de diámetro, cuya mineralogía consiste en orden decreciente de cuarzo, feldespato K (ortoclasa y pertita), plagioclasa, biotita, silimanita, cordierita, apatito, espinela, zircón, corindón, rutilo y topacio (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997).

Los datos isotópicos que reportaron Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Elías-Herrera, 2004 de Rb-Sr y Sm-Nd para los xenolitos del Picacho de Pepechuca muestran valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7040$ a 0.7121 , $\epsilon\text{Nd}(i) = -4.4$ a -5.9 , y edades modelo Nd de 1.2 a 1.6 Ga. Estos valores corresponden a una fuente evolucionada con afinidad de corteza continental, y son similares a las de rocas de origen sedimentario del basamento grenvilliano y a xenolitos de corteza inferior del centro y norte de México (Ruiz *et al.*, 1988a; 1988b). Los escenarios tectónicos que propone Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Elías-Herrera, 2004 para la existencia de estos xenolitos son que estos formen parte de las raíces de un arco volcánico mesozoico o que sean la evidencia de un basamento siálico premesozoico.

Dentro de los xenolitos encontrados en el Picacho de Pepechuca Elías-Herrera (2004) reporta también xenolitos de granitos deformados similares a los del Granito de Tizapa, ubicado al norte del área de estudio, al cual asigna una edad U-Pb (zircón) de 186 Ma.

2. Marco Geológico Regional

2.2. Volcanismo cenozoico

Dentro de las primeras descripciones enfocadas al volcanismo cenozoico de la Sierra Madre del Sur se encuentran las realizadas por Fries (1956; 1960), de Cserna y Fries (1981) y de Cserna (1982). En estos trabajos se le asigna el nombre de Riolita Tilzapotla a una serie de derrames piroclásticos, ampliamente distribuidos en la parte occidental y central de México, con una composición predominantemente riolítica y en menor grado dacítica. Las primeras descripciones y cartografía de esta unidad se realizó en las regiones de Tilzapotla y Taxco y se le asignó una edad de Oligoceno temprano con base en fechamientos de K-Ar (35.5 ± 1.2 (Feldespatos K) y 36.9 ± 1.3 (roca entera) Ma) realizados por de Cserna y Fries (1981) en rocas que afloran al este de la ciudad de Taxco. De acuerdo a la más reciente versión de la Carta Estratigráfica Internacional de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas dichas fechas corresponderían más bien al Eoceno tardío. Posteriormente se identificaron secuencias silíceas similares a la llamada Riolita Tilzapotla en otras cinco áreas, correspondientes a las Sierras de Sultepec y La Goleta (de Cserna, 1982; Rivera-Carranza *et al.*, 1998; Montiel-Escobar *et al.*, 2000), al centro volcánico La Muñeca (Chapela-Lara, 2008) ubicado al suroeste del poblado de Tejupilco de Hidalgo, a la Sierra Nanchititla (Serrano-Durán, 2005, González-Cervantes, 2007), y los centros volcánicos localizados al oeste de los poblados Palmar Grande y Palmar Chico y la Sierra San Vicente (Montiel-Escobar *et al.*, 2000). El principal criterio que se ha utilizado para correlacionar este tipo de unidades, es la conservación de la misma relación de sobreyacencia respecto a la Formación Balsas, la cuál se ha encontrado en todas las áreas donde fue descrita la Riolita Tilzapotla. Los resultados geocronológicos obtenidos para estas unidades muestran, sin embargo, que existen variaciones que van de 37.8 a 35.6 Ma en la Sierra de Nanchititla (González-Cervantes, 2007), de 38 a 32 Ma en Taxco (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2002) y de 35 a 32 Ma en la caldera de Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004).

En las cartas Geológico-Mineras del Servicio Geológico Mexicano (antes COREMI), escala 1:50000 Tejupilco de Hidalgo E14-A56 (Librado-Flores *et al.*, 1996) y Amatepec E14-A66 (Vidal-Serratos *et al.*, 2000), al igual que de Cserna, se correlacionan las rocas volcánicas cenozoicas que afloran en la Sierra La Goleta-Sultepec con la Riolita Tilzapotla y se les asigna una edad del Oligoceno.

2. Marco Geológico Regional

Recientemente se han elaborado estudios más detallados de varios de los centros volcánicos de la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur. En ellos se han diferenciado e identificado distintas fuentes para los flujos piroclásticos antes identificados como Riolita Tilzapotla, y se han descrito los rasgos vulcanológicos, geoquímicos, geocronológicos y tectónicos más sobresalientes. Por ejemplo, al norte de la Sierra de Huautla Díaz-Bravo (2005) describe magmatismo de composición andesítica-dacítica, que incluye una zona de colapso de 5 km identificada como caldera El Tepehuaje. Al sureste de esta área, Díaz-Bravo, (2005) y Chávez-González, (2005) reportan edades de 31.8 y 30.9 Ma para las unidades de este estudio. Por otra parte, al oeste de este centro volcánico Moran-Zenteno *et al.* (2004) confirma la presencia de una caldera de colapso de 34.3 Ma, a través de la identificación de un anillo semielíptico con rocas hipabisales y la presencia de una gruesa sucesión de ignimbritas en contacto subvertical con las rocas preexistentes. Se trata de una estructura de 34 por 23 km, a la que rodea un domo estructural regional expresado en la actitud de las capas de las rocas marinas del Cretácico (formaciones Morelos y Mezcala). Un detalle sobresaliente de esta estructura es el carácter exhumado del relleno de caldera que en primera instancia no sugiere una estructura de colapso, pero que en realidad se trata de un relieve invertido por la erosión. En este centro volcánico se ha documentado un evento de resurgencia. Otro centro volcánico importante se encuentra en la región de Taxco, donde Alaníz-Álvarez *et al.* (2002) asignan a las sucesiones volcánicas que la integran edades de 38 a 32 Ma para las ignimbritas de la base. Adicionalmente identificaron diques máficos con edades mínimas de 54 Ma que se encontraban acompañando las fracturas mineralizadas de orientación NW-SE en la misma zona. En estos estudios no se reconoció la existencia de una caldera mayor, a pesar de la presencia de una gruesa sucesión de ignimbritas, pero si se observó la presencia de numerosos conductos lávicos de riolita. Por último, González-Cervantes (2007) describe el centro volcánico Nanchichitla ubicada al noroeste de la Sierra La Goleta-Sultepec, como un centro formado por cuerpos magmáticos máficos y félsicos con generación de productos volcánicos como coladas de lava, domos, diques, pórfidos subvolcánicos y depósitos piroclásticos, formados en un rango de edad de entre 37.8 a 35.6 Ma.

2. Marco Geológico Regional

2.3. Estructuras tectónicas cenozoicas

Las estructuras cenozoicas más representativas de la región corresponden con dos episodios de fallamiento lateral reconocidos para el Eoceno e inicios del Oligoceno. Se tratan principalmente de fallamientos laterales izquierdos, y parecen haber ocasionado la reactivación de fallas anteriores de orientación NW y posteriormente N-S (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán Zenteno *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Las fallas N-S han sido reconocidas sólo en la parte norte de la Sierra Madre del Sur, mientras que las fallas NW se mantuvieron activas en el Oligoceno en la margen continental de Oaxaca. Morán Zenteno *et al.* (2005) sugieren que las direcciones de extensión relacionadas al fallamiento lateral variaron de NNW-SSE a NE-SW y activaron las fallas normales preexistentes.

Las fallas NW-SE y N-S han sido documentadas por Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) en la zona de Taxco e interpretadas como producto de un cambio en la dirección de elongación hacia el NE al inicio del Oligoceno. En la zona volcánica de Tilzapotla Morán-Zenteno *et al.* (2004) reportan fallas laterales izquierdas con orientación NW-SE, además de fallas laterales izquierdas con orientación E-W. Estas mismas orientaciones son también documentadas por Díaz-Bravo (2005) y González-Chávez (2005) en la porción norte del centro volcánico de la Sierra de Huautla. En la región noroccidental de Oaxaca, Martiny (2008) encuentra también el mismo patrón de fallamiento N-S predominantemente y E-W. Por otra parte, González-Cervantes (2007) reporta, en el área de la Sierra de Nanchititla, un control estructural para la distribución de domos, pórfidos subvolcánicos, diques e intrusivos de orientación WNW-ESE. Por último, en la zona entre Huetamo y Zihuatanejo, Martini *et al.* (en prensa) encuentran dos grupos principales de lineamientos posteriores al Eoceno temprano. El primer grupo incluye fallas laterales izquierdas y fallas laterales derechas de orientación NW-SE, paralelas a la costa actual del suroeste de México y fallas de orientación N-S a NNW-SSE laterales derechas. El segundo grupo que reportan son fallas normales con orientación NW-SE originadas por la reactivación de fallas laterales izquierdas y fallas laterales derechas preexistentes.

3. Estratigrafía

Rasgos generales

La zona volcánica de La Goleta-Sultepec está constituida por una sucesión dominada por flujos piroclásticos silíceos, aunque existen algunos cuerpos intercalados de depósitos de cenizas y flujos de escombros, además de una unidad lávica andesítica en la base y un porfido riolítico al centro de la estructura principal. Es también característico de la estratigrafía de este centro volcánico un complejo de conductos volcánicos exhumados que corresponden a diques piroclásticos con diferencias texturales y de componentes. El espesor máximo expuesto para toda la sucesión volcánica es de 1000 m y representa un volumen estimado de 462 km³.

La sucesión volcánica en conjunto sobreyace a las unidades mesozoicas representadas por el Esquisto Tejupilco y por la Formación Arcelia Palmar-Chico (Elías-Herrera, 2004); así como a un conglomerado de esquisto no afectado por plegamiento alguno. También cubre de manera parcial a un pórfido andesítico previamente reportado como del Terciario (Vidal-Serratos *et al.*, 1999) pero que en este trabajo se infiere como mesozoico, por presentar rasgos de deformación y una posición estratigráfica subyacente con respecto a las secuencias volcánicas del Paleógeno. La sucesión volcánica estudiada subyace a unidades volcánicas de la Faja Volcánica Transmexicana de edad aparentemente cuaternaria. Estas rocas volcánicas se encuentran relacionadas a conos cineríticos y derrames lávicos máficos e intermedios que no afloran en el área de estudio, pero que se encuentran a 5 km al norte en el Cerro Jesús del Monte y Volcán el Molcajete, ambos al oeste del poblado de Texcaltitlán. Otros aparatos cuaternarios cercanos al área son el Volcán Gordo y el Volcán La Tinaja, ubicados al noroeste del área de estudio a 14 km en la zona de Tejupilco.

Las inferencias previas acerca de la edad paleógena-oligocénica (de Cserna, 1982; Elías-Herrera, 2004; Librado-Flores *et al.*, 1996; Montiel-Escobar *et al.*, 2000) de las rocas volcánicas de La Goleta-Sultepec no están basadas en fechamientos isotópicos sino en correlaciones tentativas con unidades similares en la región de Taxco.

Para la descripción de la estratigrafía de la sucesión volcánica, el área de estudio fue dividida en dos zonas que corresponden, según la interpretación del presente estudio, a una zona de extracaldera y una zona de intracaldera (Figuras 3b y 4.1). La primera se extiende

3. Estratigrafía

en el norte del área de estudio, desde el lineamiento Las Peñas-El Estribo hasta los alrededores del poblado de Sultepec. (Figuras 3, 3a, 3b). La inferencia de que en esta zona las unidades representan facies de extracaldera proviene del hecho de que debajo de los espesores moderados de rocas volcánicas se observa el contacto horizontal con el basamento mesozoico o con un conglomerado. La zona interpretada en este trabajo como de intracaldera se extiende al sur desde el lineamiento Las Peñas-El Estribo hasta la terminación sur de la Sierra La Goleta. En esta zona semicircular la sucesión volcánica presenta un mayor espesor (> 600 m) y solo en su flanco oriental se observa sobreyaciendo al basamento mesozoico o al conglomerado prevolcánico. El resto de los bordes de la zona semicircular están ocupados por diques piroclásticos.

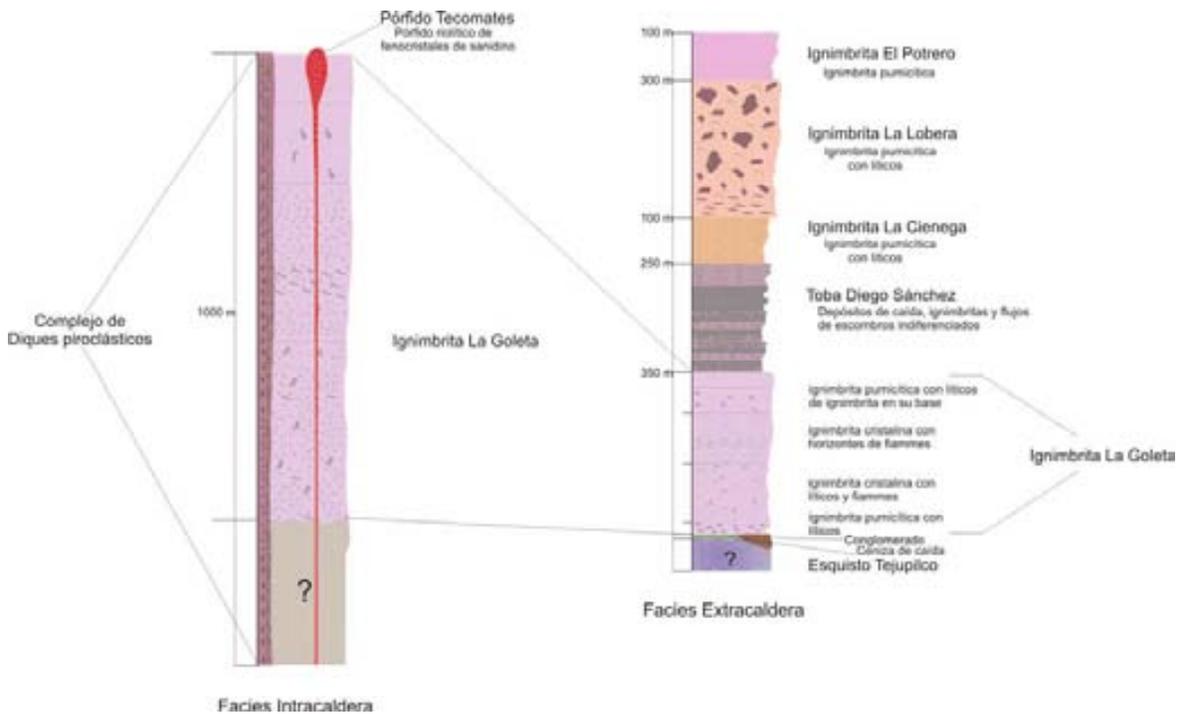


Figura 3a. Columnas Estratigráficas de la porción SW y NE de la Sierra La Goleta-Sultepec.

A continuación se presentan descripciones detalladas de las unidades que integran la estratigrafía del volcánica de la Sierra La Goleta-Sultepec, las cuales, pueden ser observadas en el mapa geológico y secciones geológicas de las figura 3 y 3b. El resumen de la mineralogía y petrografía de las unidades, así como algunas fotomicrografías y fotografías de campo, se muestran en los apéndices A, A1 y B.

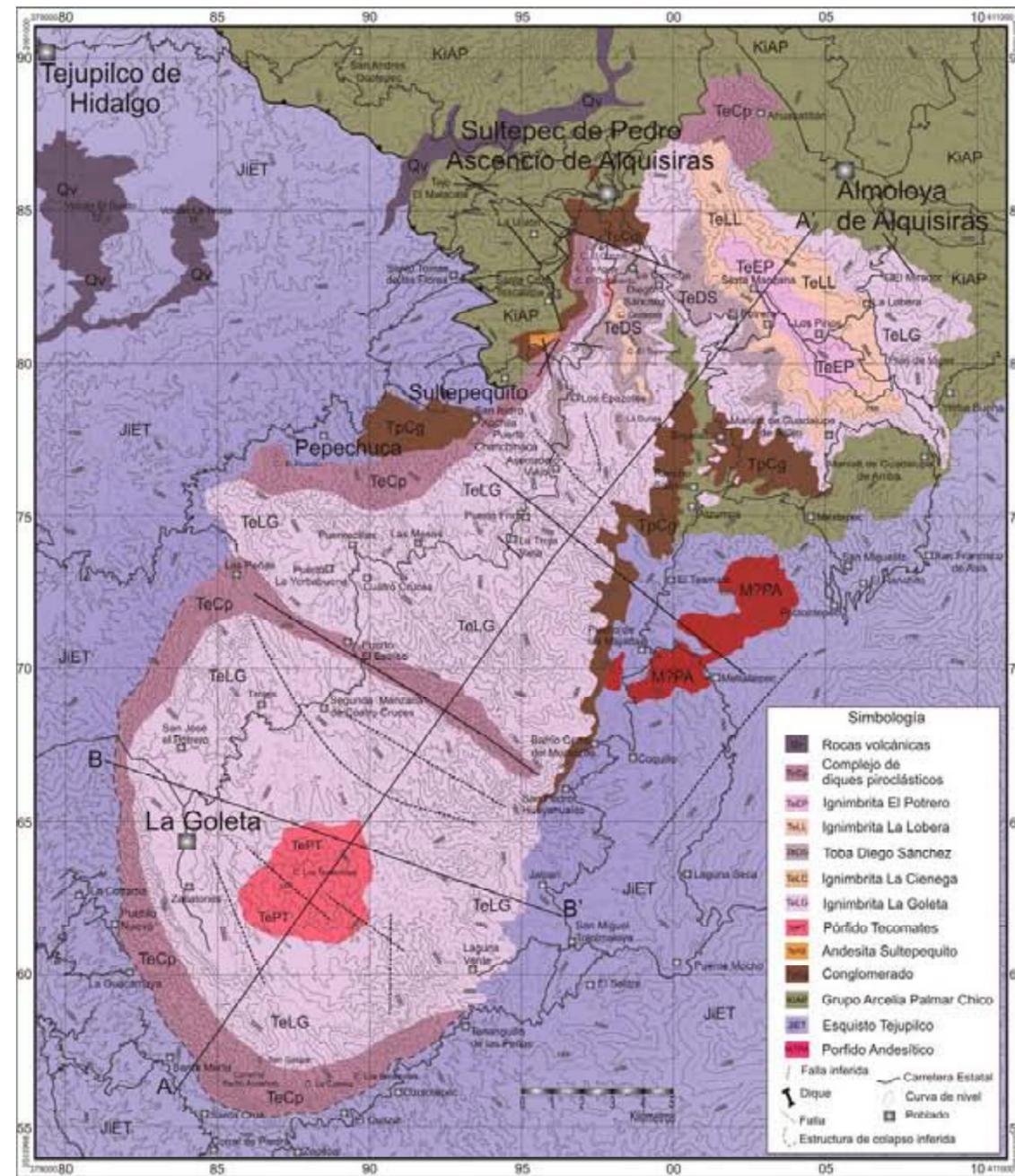


Figura 3. Mapa Geológico de la Sierra La Goleta-Sultepec

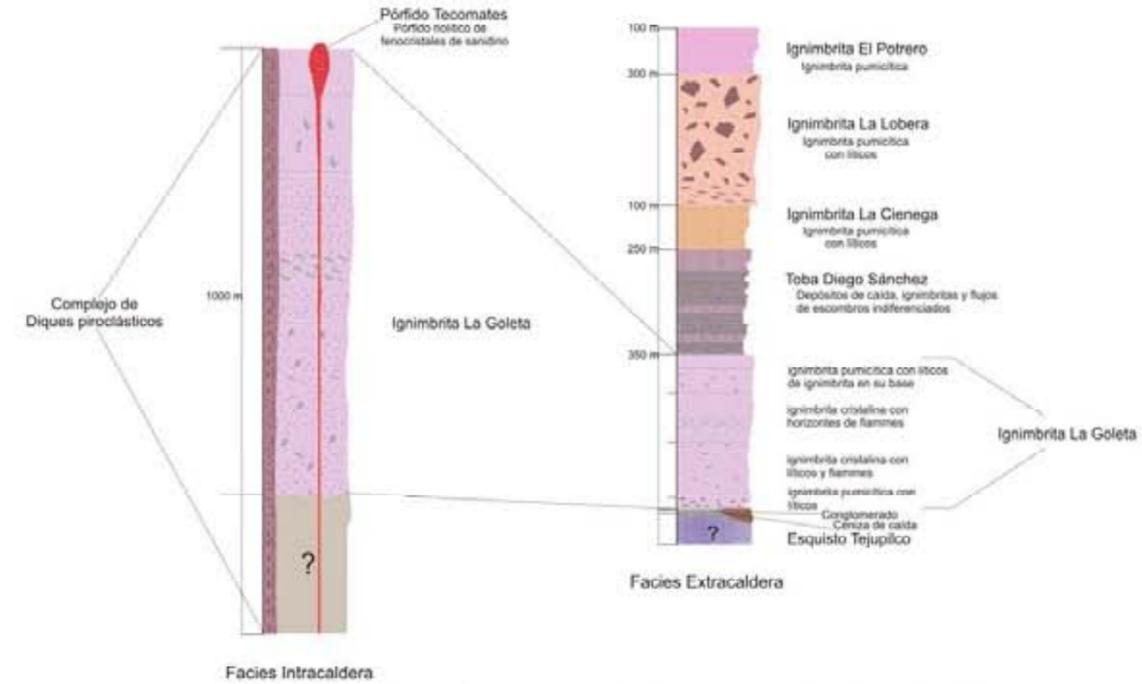


Figura 3a. Columnas Estratigráficas de la porción SW y NE de la Sierra La Goleta-Sultepec

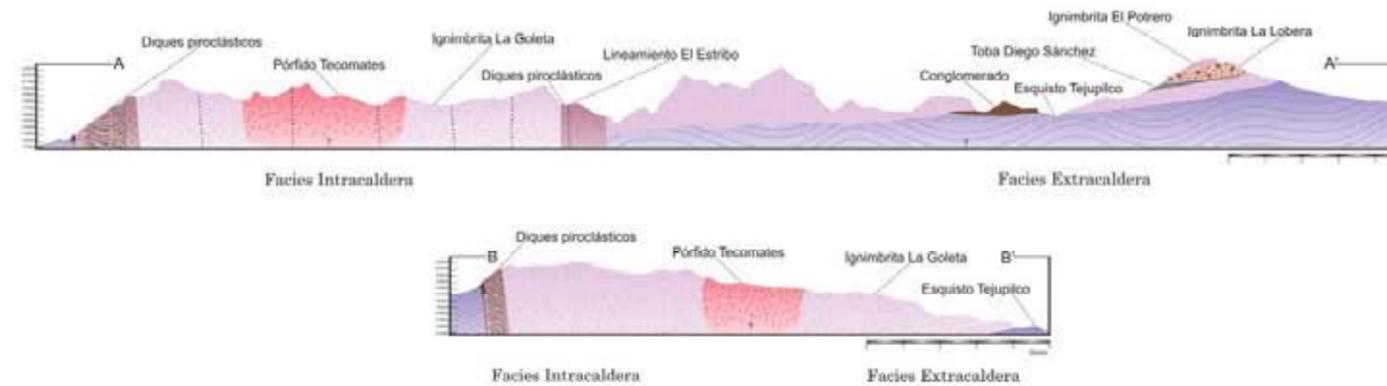


Figura 3b. Secciones Geológicas A-A' con rumbo NE 65°, viendo al NW y B-B' con rumbo SE 20°, viendo al NW

3. Estratigrafía

3.1. Grupo Balsas

La unidad cenozoica más antigua expuesta en el área de estudio corresponde a un depósito de conglomerados de esquisto que se encuentra aflorando en zonas restringidas en algunos de los bordes de la Sierra La Goleta-Sultepec. Por sus características litológicas generales y su posición estratigráfica, en este trabajo se le incluye dentro del llamado Grupo Balsas.

El Grupo Balsas fue descrito por Fries (1960) como una sucesión de depósitos terrestres que incluyen conglomerado, arenisca, limolita y caliza, así como, flujos piroclásticos y de lava. De acuerdo a este autor el grupo aflora en cinco diferentes áreas, que abarcan del estado de Morelos a Guerrero. Estratigráficamente el Grupo Balsas se encuentra cubriendo rocas deformadas marinas del cretácico y lo sobreyacen rocas volcánicas del Oligoceno temprano.

En el área del presente estudio, los afloramientos de esta unidad se distribuyen al sur y suroeste del poblado de Sultepec, formando una franja continua semiparalela a la carretera Sultepec-Hueyahualco, en el borde occidental de la Sierra La Goleta (Figura 3).

El Grupo Balsas está representado en el área por dos tipos de conglomerado. Uno es un conglomerado masivo semiconsolidado con clastos de esquisto y cuarzo lechoso y algunos otros de rocas volcánicas, embebidos en una matriz color rojo formada por material volcánico. Las formas de los clastos son planares y equidimensionales subredondeadas con variación en sus tamaños de entre 2 y 6 cm, siendo los de mayor tamaño los de esquisto. La textura varía de clasto-soportada a matriz-soportada. Contiene además algunos lentes de ceniza volcánica de color verde. El otro es un conglomerado consolidado de color pardo y verde, soportado por clastos y pseudoestratificado. Contiene fragmentos de arenisca de color verde, caliza, cuarzo lechoso y clastos de rocas volcánicas; algunos de ellos hasta de 15 cm de tamaño.

La presencia de conglomerados tanto clasto-soportados con rasgos de pseudoestratificación, así como matriz-soportados con estructura masiva sugieren que el ambiente de depósito fue de abanico con depósitos flujos en masa y depósitos de canal.

3. Estratigrafía

3.2. Andesita Sultepequito

La estratigrafía de la Sierra La Goleta-Sultepec esta predominantemente compuesta de unidades volcánicas silíceas, sin embargo, en la base de la sucesión volcánica en este trabajo se reconoció la presencia de un pequeño afloramiento de 4 m de espesor correspondiente a un cuerpo lávico de composición intermedia. Esta unidad sobreyace a los depósitos de conglomerado del Grupo Balsas, y aflora a 1 km de la desviación de la carretera de Sultepec a Sultepequito (Figura 3).

La roca lávica que constituye a este cuerpo es una roca de aspecto lajeado de color pardo oscuro. Presenta fenocristales visibles de piroxeno con un tamaño que varía entre 1 y 2 mm con una alteración por oxidación. Los microfenocristales son también de piroxeno, su abundancia es de aproximadamente 20% y sus tamaños inferiores a 0.5 mm. La matriz tiene textura intersertal formada por listones de plagioclasa y por vidrio en 60%. La unidad incluye una zona en la que a nivel de afloramiento se observa una brecha que contiene fragmentos volcánicos intemperizados de la misma unidad de hasta 64 cm, por lo que se sugiere como una autobrecha. (sección delgada: GO300-07)

3.3. Ignimbrita La Goleta

La Ignimbrita La Goleta es definida aquí como una sucesión de ignimbritas que incluye al menos cuatro unidades de flujos piroclásticos o unidades de enfriamiento. Los flujos piroclásticos diferenciados en este trabajo de la base a la cima como (a), (b), (c) y (d), básicamente se diferencian entre ellos por el contenido de líticos y pómez, contenido de componentes cristalinas, y grado de soldamiento y se caracterizan por ser cuerpos masivos consolidados y homogéneos con buena selección y sin estructuras internas. La secuencia de flujos piroclásticos se encuentra en contacto vertical inferido, con los sistemas de enjambres de diques piroclásticos que limitan la estructura del colapso al sur-poniente del área y, en contacto horizontal al oriente del área sobre las rocas del basamento conformadas por el Esquisto Tejupilco. Del mismo modo, al oriente es común observar esta ignimbrita sobre una ceniza de caída de a penas unos 10 cm. Esta ignimbrita forma un espesor de relleno de caldera estimado hasta de 1 km en la zona de colapso y en sus facies

3. Estratigrafía

extracaldera, la cual se extienden hacia la porción norte y suroriental, disminuye a 350 m (Figuras 3, 3a y 3b). Los fechamientos U-Pb realizados en este trabajo para esta unidad fueron obtenidos de la muestra GO327-07 y corresponden a una edad de 36.5 Ma (ver capítulo 5).

El flujo piroclástico (a) o inferior esta representado por una ignimbrita pumicítica que presenta colores pardos a rosas claros. La matriz es microcristalina compuesta en un 70% por vidrio del que se infiere originalmente era de ceniza pumicítica. Contiene cristales rotos y/o fracturados con hábito principalmente euhedral, aunque para el cuarzo es principalmente semiredondeado. En orden de abundancia contiene cuarzo, sanidino, plagioclasa y biotita; el tamaño de estos varía de entre 1 a 2 mm. Son comunes los fragmentos de líticos metamórficos de metaareniscas y esquisto de hasta 1 cm, además de fragmentos de pómez sin compactar con tamaños hasta de 3 cm. Microscópicamente tiene una textura porfídica con variaciones en el contenido de cristales de 5 a 30%. Los cristales de cuarzo y sanidino presentan golfos de corrosión y se observan algunos glomero-cristales de plagioclasa rotos. Sus microfenocristales son de cuarzo y sanidino en proporciones de 1%, con tamaños inferiores a 1 mm. Las fases minerales que es posible distinguir en la matriz son el cuarzo y sanidino. Contiene algunas esferulitas radiales y se caracteriza como una ignimbrita moderadamente soldada. Lateralmente puede presentar variaciones en su tono de color a un rosa claro, un incremento en su contenido de cristales y una disminución en su contenido de pómez, así como incremento en el contenido de líticos metamórficos. (secciones delgadas: GO120-06(1), GO51-06, GO53-06).

Sobreyaciendo a este flujo piroclástico se encuentra el flujo piroclástico (b), caracterizado por una ignimbrita rica en cristales moderadamente soldada de color rosa grisáceo. Presenta líticos metamórficos color rojo que varían en tamaño de 1 a 7 cm. Del mismo modo, tiene incorporados fragmentos de pómez de tamaños entre 1 y 6 cm de color blanco que contienen cristales de sanidino y cuarzo. En general, los fragmentos de pómez se presentan sin compactar, pero en algunas zonas tienen forma de *fiammes*. Su textura en microscopio es porfídico-eutaxítica con una fracción de 40% de cristales de cuarzo, sanidino y biotita, es posible también, observar algunos ferromagnesianos de pseudomorfo de piroxenos. Los cristales se presentan rotos y tienen, salvo el cuarzo que presenta formas semiredondeadas,

3. Estratigrafía

un hábito euhedral, con un rango de tamaño de hasta 3.5 mm. Se observan rasgos de desequilibrio en los fenocristales de cuarzo y sanidino (golfos de corrosión). Sus microfenocristales son de cuarzo y sanidino en proporciones de 10% con tamaños inferiores a 1mm. Su matriz es criptocristalina por efecto de la desvitrificación y se estima que el vidrio representaba originalmente 80%. Las fases minerales que se alcanzan a observar en la matriz son de cuarzo y sanidino. Embebidas en la matriz se observan esquirlas de vidrio. En algunas zonas es posible observar este flujo con importantes alteraciones hidrotermales que cambian su color a un tono rosa con los fenocristales de sanidinos argilitizados. (secciones delgadas: GO25-06, GO22-06, GO52-06, GO79-06, GO305-07).

El siguiente flujo o unidad de enfriamiento (c) es una ignimbrita cristalina soldada de color rosa grisáceo. Presenta textura porfídica con un 40% de cristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y pseudomorfos de biotita que se presentan rotos y/o fracturados con hábito euhedral, excepto el cuarzo con forma subredondeada. El tamaño de los cristales varía entre 2 y 3 mm. Los cristales de cuarzo y sanidino presentan golfos de corrosión. Contiene escasos líticos metamórficos y presenta pómez en forma de *fiammes*. Sus microcristales son de cuarzo y sanidino en proporciones de 10% con tamaños inferiores a 1mm. La matriz presenta una textura vítrea en un 70%, contiene cuarzo y se encuentra parcialmente desvitrificada con desarrollo de algunas esferulitas. Presenta característicos horizontes ricos en pómez en forma de *fiammes* con tamaños de entre 3 y hasta 10 cm que contienen cristales de sanidino y cuarzo. (secciones delgadas: GO17-06, GO327-07)

La cima de esta secuencia de flujos piroclásticos termina con el flujo piroclástico (d) correspondiente a una ignimbrita pumicítica de color pardo a blanco, con fenocristales de sanidino y cuarzo. Se observa en la base de este flujo la presencia de líticos derivados de la ignimbrita que le subyace. Estos líticos tienen tamaños de hasta 2.5 cm los cuales disminuyen gradualmente hacia la cima.

3.4. Pórfido Tecomates

El Pórfido Tecomates es un cuerpo identificado en este trabajo al centro de la estructura principal de colapso. Aflora principalmente en el Cerro Los Tecomates de la Sierra La

3. Estratigrafía

Goleta, al norte del poblado La Goleta (Figura 3). El cuerpo se expone en forma semicircular con un diámetro de 3 km. En este trabajo se realizó un fechamiento U-Pb en una muestra de esta unidad, el cual arrojó una edad de 36.9 Ma correspondiente con la muestra GO324-07 (Fig. 4, Tabla 1 GC).

Se trata de un pórfido de composición riolítica de color gris, con 5% de fenocristales de sanidino y cuarzo. En algunos casos estos dos minerales forman glomerocristales. El rango de tamaño de los fenocristales varía entre 3 y 8 mm. Sus microfenocristales son de cuarzo y sanidino, representan aproximadamente un 10% de la matriz y cuentan con tamaños menores a 1 mm. La matriz tiene textura microcristalina intersertal de minerales de cuarzo y sanidino en un 25% y vidrio en menor proporción. (sección delgada: GO324-07)

3.5. Toba Diego Sánchez

La Toba Diego Sánchez es definida en este trabajo como una unidad integrada por intercalaciones de depósitos de caída, ignimbritas y depósitos de flujos de escombros que llegan a tener un espesor máximo de 250 m. Las relaciones estratigráficas de estas unidades no son completamente claras en virtud de que afloran en diferentes lugares, sin embargo, el criterio para agruparlas es que se encuentran en la misma posición estratigráfica y que sobreyacen a la Ignimbrita La Goleta y subyacen las ignimbritas La Ciénega y/o La Lobera presentando con estas contactos discordantes erosivos.

Los mejores afloramientos donde se observa esta unidad son, al sureste de Sultepec, en las cercanías de poblado Diego Sánchez y en el camino que va al poblado El Potrero, el cual parte de la carretera Sultepec-Hueyahualco (Figura 3). También se puede observar al sur de Sultepec, desde el cerro Coatepec hasta poco antes del poblado Aserradero Viejo y el Cerro La Durina, a lo largo de la carretera Sultepec-La Goleta.

En el sector Diego Sánchez-El Potrero, la secuencia se caracteriza por depósitos de caída estratificados de ceniza fina bien seleccionada de color rojo, y que contienen pequeños fragmentos de pómez y horizontes de lapilli acrecional de color verde de 2 mm a 3 cm. Los espesores de sus estratos varían de 1 a 5 cm, para los más delgados, de 10 a 20 cm los medianos, y los más gruesos pueden tener entre 2 y 4 m de espesor. Las capas que forman

3. Estratigrafía

este depósito en general se encuentran dispuestas horizontalmente pero localmente puede llegar a observarse con basculamientos de hasta 20°. Intercalados con este depósito se identifican al menos dos flujos piroclásticos menores con espesores de 1 a 2 m, se identifica uno de color rosa y uno de color verde. Hacia la cima, este depósito incluye una capa de ceniza de caída de color rojo, con horizontes ricos en pómez, cristales de cuarzo, sanidino y biotita; líticos y lapilli acrecional. La siguiente capa la forma una ceniza de caída de color verde de grano grueso con fragmentos de pómez y cristales de biotita. Otra capa se caracteriza por una ceniza de color pardo claro de apariencia uniforme, con estratos de 20 y 15 cm. Contiene fragmentos de pómez, cuarzo y biotita bien clasificados de grano fino. Las capas superiores de este depósito están formadas por una ceniza color verde de grano fino, con fragmentos de pómez color verde y cristales de cuarzo y sanidino.

Los flujos de escombros intercalados con la secuencia afloran en el sector que va del Cerro Coatepec al poblado Aserradero Viejo, sobre el camino de Sultepec a Sultepequito. Estos tienen un carácter hiperconcentrado con intercalaciones de depósitos de caída. Estos flujos de escombros presentan un espesor expuesto de aproximadamente 6 m; contienen cristales redondeados de cuarzo, clastos redondeados de ignimbrita aparentemente tipo La Goleta y de cuarzo lechoso del basamento. Los clastos de ignimbrita tiene tamaños que varían entre 20 y 60 cm. En algunos sitios se observa una estratificación cruzada. Al menos se pudieron identificar tres flujos de escombros diferentes con características similares. Los horizontes de ceniza con las que están intercaladas son de algunos centímetros. Presentan color verde y rojo y contienen fragmentos líticos de 1 a 2 cm. También se pueden observar depósitos de ceniza de caída de grano fino de color pardo claro, en estratos de hasta 20 cm, con cristales de cuarzo y biotita. Otra secuencia de intercalaciones de flujos de escombros y cenizas de caída, que forman un espesor aproximado expuesto de 10 m, se observa en las cercanías del poblado Aserradero Viejo. En esta zona los flujos de escombros son depósitos de color rosa, con una matriz limoarenosa que contiene embebidos clastos de ignimbrita que varían en tamaño desde 1 hasta 70 cm. Los depósitos de ceniza de caída intercalados están formados por ceniza fina de color blanco con estratificación de 15 cm con horizontes de lapilli acrecional que se engruesan hacia su cima a horizontes de hasta 1 m de espesor; así mismo, los tamaños de pómez en este horizonte aumentan hasta 15 cm.

3. Estratigrafía

3.6. Ignimbrita La Ciénega

La ignimbrita La Ciénega también definida en este trabajo, tiene un espesor aproximado de 100 m. Se encuentra expuesta en un área que se extiende desde la carretera de Sultepec-La Goleta, y a lo largo del camino de terracería que pasa por el poblado La Ciénega y que se une con la carretera Sultepec-Hueyahualco (Figura 3). Sobreyace tanto a la Toba Diego Sánchez como a la Ignimbrita La Goleta, cuando la primera está ausente, con contactos discordantes erosivos.

La ignimbrita La Ciénega es una ignimbrita pumicítica masiva no soldada con un color que varía de gris a rosa claro. Presenta un bajo grado de consolidación y mala selección y carece de estructuras internas. Contiene cristales de cuarzo, sanidino, biotita y plagioclasa. Su textura es porfídica con cristales de sanidino y biotita con hábito euhedral y de cuarzo con formas subredondeadas, todos con tamaños de hasta 3 mm. En los cristales de cuarzo y sanidino se observa golfos de corrosión. Contiene abundantes líticos metamórficos, así como abundantes fragmentos de pómez sin compactación, oxidadas y cloritizadas. Se reconocen también glomerocristales de plagioclasa con texturas de intercrecimiento. La matriz es criptocristalina por efecto de la desvitrificación, en ella es posible observar minerales de cuarzo, sanidino, biotita y plagioclasa en una abundancia en conjunto de 15% y con tamaños menores a 0.2 mm. (secciones delgadas: GO12-06, GO340(Ci)-07).

3.7. Ignimbrita La Lobera

La ignimbrita La Lobera se define en este trabajo como una unidad que incluye tres flujos piroclásticos o unidades de enfriamiento (a), (b) y (c) que conforman un espesor de 300 m. Esta sucesión de ignimbritas se observa al sureste del poblado de Sultepec cerca del poblado La Lobera. A esta zona se accede por el camino de terracería que parte de Almoloya de Alquisiras o por el camino al poblado El Potrero cuya desviación se toma en la carretera Sultepec-Hueyahualco. Otros puntos para su observación son los Cerros Coatepec, Tejamanil y un pequeño cerro sin nombre al sur de éste. Al occidente, esta unidad sobreyace a la Formación Diego Sánchez, al oriente a la Ignimbrita La Goleta y al norte es limitada por los diques piroclásticos del noreste del poblado de Sultepec. La unidad

3. Estratigrafía

que la subyace es el flujo piroclástico El Potrero y sobreyace a la Formación Diego Sánchez y a la Ignimbrita La Goleta con contactos discordantes erosivos (Figuras 3, 3a).

El flujo inferior (a) de la ignimbrita La Lobera consiste en una ignimbrita fuertemente soldada, de color pardo claro con diversos componentes que consisten en cristales de sanidino y cuarzo rotos y/o fracturados de hábito euhedral, con tamaños de hasta 1 mm. Los cristales de cuarzo presentan crecimientos secundarios. Es posible identificar algunos pseudomorfos de piroxeno serpentinizados que corresponden con xenocristales. Contiene fragmentos líticos metamórficos de esquisto y pómez de color verde y blanco, en menor proporción incluye fragmentos de la Ignimbrita La Goleta. En esta parte de la unidad los fragmentos líticos varían en tamaños de hasta 10 cm y presentan una alineación casi horizontal, con el presencia de *fiammes*.

Su miembro central (b) tiene menor grado de soldamiento e incluye cristales de biotita. Su color es pardo rosado. Los fragmentos líticos además, comprenden fragmentos de granitos y el tamaño de todos ellos se incrementa notablemente hasta rangos de bloques, lo que sugiere que se trata de brechas de rezago. Los líticos presentan una alineación pseudohorizontal con ángulo de 20°. Los fragmentos de pómez no presentan compactación. Hacia la cima (c) se presenta una ignimbrita moderadamente soldada de color rosado. Conserva los mismos minerales y líticos de esquisto, pero presenta un incremento en el contenido de pómez, así como su tamaño con pómez hasta de 15 cm. Éstas presentan un color rojo por efecto de oxidación y bordes de reacción. A diferencia de los flujos piroclásticos inferiores, no contiene fragmentos de granitos. En algunas zonas se conserva aun la alineación pseudohorizontal de los líticos y pómez, pero en otras partes no. En microscopio presenta una matriz criptocritalina por efecto de la desvitrificación; un 80% de ella parece haber estado formada por vidrio y se distinguen algunos minerales de cuarzo y sanidino. (secciones delgadas: GO59-06, GO60-06, GO201-06)

3.8. Ignimbrita El Potrero

La ignimbrita El Potrero es definido como un flujo piroclástico pumicítico que corona la secuencia de ignimbritas de las facies extracaldera. Ésta se localiza al sureste del poblado de Sultepec sobreyaciendo a la ignimbrita La Lobera con un contacto erosivo. Es un flujo

3. Estratigrafía

de 100 m de espesor que se observa en el camino de terracería El Potrero-Sexta Manzana-Los Pinos (Figura 3).

Se caracteriza como un flujo pumicítico masivo color pardo claro que presenta una gradación interna en el tamaño de sus componentes líticos. Incluye cristales rotos de sanidino y plagioclasa de hábito euhedral y de cuarzo con formas subredondeadas; estos cristales tienen tamaños de 1 mm. Sus cristales de cuarzo y sanidino tienen golfos de corrosión. Es característico de este flujo fragmentos de pómez color verde claro sin compactar, de hasta 1.5 cm de tamaño; líticos metamórficos y algunos fragmentos de Ignimbrita La Goleta incorporados. Estos fragmentos líticos descritos presentan una tendencia de disminución en contenido y tamaño, hacia la cima de la unidad. Sus microfenocristales son de cuarzo y sanidino en una matriz criptocristalina donde se distinguen fases minerales de cuarzo y sanidino. Su matriz presenta efectos de devitrificación y el vidrio parece haber representado un 50% de ella; se pueden observar algunos remanentes de esquirlas de vidrio. (sección delgada: GO57-06)

3.9. Complejo de diques piroclásticos

Los diques piroclásticos del centro volcánico La Goleta-Sultepec corresponden a complejos de conductos volcánicos que limitan una estructura de colapso principal (Figura 3). Estos cuerpos subvolcánicos no sólo limitan espacialmente esta estructura, sino que se extienden en una orientación noreste-suroeste hacia el norte de la estructura mayor. Muestran una exposición vertical de hasta 700 m y anchos hasta de 1 km y delimitan el margen estructural de colapso con contactos verticales con respecto a la roca encajonante. En estas zonas de contacto es frecuente observar el desarrollo de un vitrofido delimitando el contacto. Uno de los diques más sobresalientes es el Picacho de Pepechuca (Elías Herrera *et al.*, 2000); este se encuentra ubicado en el borde noroeste de la Sierra La Goleta y forma parte de un sistema de diques piroclásticos de orientación NE desde los poblados Pepechuca, Sultepequito y Sultepec. En el área fue posible realizar la descripción de por lo menos 9 distintos diques piroclásticos, en términos generales por sus diferencias texturales y de componentes; se dividen en (1) diques ricos en cristales, (2) diques con abundantes líticos y (3) diques pumicíticos pobres en cristales y líticos.

3. Estratigrafía

(1) Dentro de los diques piroclásticos ricos en cristales, se reconocieron 5 tipos. Estos diques tienen las siguientes características generales: textura porfídica con 30% de cristales euhedrales rotos y/o fracturados de cuarzo en un 10%, sanidino en 20% y 5% entre plagioclasa y biotita con tamaños de hasta 5 mm. Los cuarzos presentan golfos de corrosión. Es posible observar también, xenocristales de ferromagnesianos con pseudomorfos de piroxeno serpentinizados. Sus microfenocristales son de cuarzo y sanidino con tamaños inferiores a 1 mm y una abundancia de aproximadamente 10%. La matriz es microcristalina por desvitrificación y contiene 80% de vidrio.

El primero de estos diques piroclásticos se encuentra al sureste de la Sierra La Goleta cercano al poblado Santa María. Está constituido por una ignimbrita cristalina soldada de color gris oscuro. Contiene líticos de esquisto color rojo con tamaños de hasta 2 mm y abundantes pómez color beige y cristales. En la localidad Las Peñas, este tipo de diques se distribuyen transversalmente a la estructura de colapso principal; están formados por una ignimbrita cristalina moderadamente soldada con color gris claro, y presenta algunos líticos metamórficos y pómez color beige, ambos de tamaños de hasta un 1 mm. Algunas de las pómez tienen forma de *fiammes* de orientación subhorizontal, lo que indica el colapso vertical de la columna piroclástica dentro de los conductos de salida. El Picacho de Pepechuca corresponde a otro tipo de conducto piroclástico, y está caracterizado por una ignimbrita rica en cristales, soldada y de color beige. Su textura es porfírica-eutaxítica con 40% de cristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y pseudomorfos de xenocristales serpentinizados de piroxeno. Las abundancias relativas son: cuarzo 20%, sanidino 15%, plagioclasa 8% y xenocristales de piroxeno 2%. Contiene cristales rotos con hábito euhedral con tamaños de hasta 3.0 mm. Se observan fases de desequilibrio en algunos cristales representados por golfos de corrosión. Sus líticos son de rocas metamórficas y contiene fragmentos de pómez con formas de pseudos *fiammes*. Adicionalmente contiene xenolitos que corresponden a paragneises y ortogneises graníticos, así como xenolitos de rocas graníticas deformadas, además de pizarra, filita, cuarcita, marga, marmol de epidota, y fragmentos metavolcánicos, y xenocristales de ortopiroxena (Elías Herrera *et al.*, 2000). Sus microfenocristales son de cuarzo y feldespato potásico, con abundancia de 20% con rangos de tamaño menores a 0.2 mm. La matriz presenta una textura microcristalina con

3. Estratigrafía

fases minerales de cuarzo y feldespato potásico, presenta vidrio en un 80% de la matriz. Este dique piroclástico fue fechado por el método U-Pb, obteniéndose una edad de 36.5 Ma correspondiente con la muestra GO76-06 (Figura 4, Tabla 1GC).

El siguiente grupo de diques piroclásticos forma un lineamiento norte-sur que definen los cerros el Ocozotl, la Aguja y el Ornamento, y donde fue posible describir dos diques piroclásticos consecutivos de acuerdo a su posición externa e interna a partir de su contacto con la roca encajonate. El primero o externo, lo constituye una ignimbrita cristalina moderadamente soldada color rosa en la que los cristales de cuarzo y sanidino presentan golfos de corrosión. Contiene líticos metamórficos de 1 mm y pómez blanca sin compactación, así como pómez en forma de *fiammes*. El siguiente dique de esta localidad es uno rico en líticos y se describirá más adelante. Por último, los diques piroclásticos cercanos al poblado San Isidro Xochitla están representados por una ignimbrita cristalina moderadamente soldada color rosa, con cuarzo subredondeados con golfos de corrosión. Contiene algunos líticos metamórficos y abundante pómez sin compactación color blanco de 1 cm y en su matriz se observan algunas esferulitas. (secciones delgadas: GO75-06, GO76-06 (Pepechuca), Picacho, GO62-06(a), GO301-07).

(2) Dentro de los diques piroclásticos con abundantes líticos se caracterizaron principalmente cuatro tipos. Sus características generales son: textura porfirica-eutaxítica con 10 a 25% de cristales rotos de hábito euhedral de cuarzo, sanidino, plagioclasa y biotita, con tamaños de hasta 2 mm. Algunos presentan cuarzos y sanidinos con golfos de corrosión. Sus microfenocristales son de cuarzo y sanidino en proporciones de 5 a 10% con tamaños inferiores a 1mm. Su matriz es microcristalina con fases minerales de cuarzo y sanidino y contiene vidrio entre 70 y 90%. Estos diques contienen abundantes líticos metamórficos principalmente en una proporción que varía entre 40% y 70%, y sus tamaños varían hasta los 20 cm.

Al sur de la Sierra La Goleta, en el cerro Los Paredones, es posible observar los diques piroclásticos de la porción sur. Están constituidos por una ignimbrita soldada color gris con líticos metamórficos y fragmentos de pómez color beige en forma de *fiammes*. En algunas de estas pómez se presenta reemplazamiento de calcita. Otra variedad de diques con

3. Estratigrafía

abundantes líticos son los formados por una ignimbrita soldada color pardo claro; ésta contiene abundantes líticos metamórficos y de granito, además de pómez en forma de *fiamme*. En los diques piroclásticos que forman un lineamiento norte-sur definido por los cerros el Ocozotl, la Aguja y el Ornamento, se observó además de un dique piroclástico rico en cristales descrito anteriormente, uno con abundantes líticos. Se trata de una ignimbrita soldada color beige con cristales de cuarzo y sanidino. Su principal característica es su carácter soldado y una estructura soportada por líticos metamórficos con tamaños hasta de 3 cm. En ella se observan además pómez sin compactación y pseudofiammes.

Por último, se tienen los diques piroclásticos localizados al noreste de Sultepec, cercanos al poblado de Ahuacatitlan. Están formados por una ignimbrita soportada por líticos con cristales de sanidino y cuarzo. Sus líticos se encuentran casi en contacto grano a grano, en una matriz de vidrio. Los líticos son predominantemente metamórficos y tienen un rango de tamaños que varía de 2 mm hasta 20 cm. (secciones delgadas: GO107-06, GO310-07, GO62-06(b))

(3) Los diques piroclásticos que están representados por ignimbritas pobres en cristales y líticos. En general se caracterizan por un contenido en cristales rotos euhedrales que representan un 25% o menos, de cuarzo, sanidino y biotita, más algunos xenocristales que corresponden con de pseudomorfos de piroxeno serpentinizados. Algunos de sus cristales de cuarzo y sanidino presentan golfos de corrosión. Su matriz es microcristalina con contenido de vidrio de 40 a 70%. Pueden contener algunos líticos o no tenerlos. Estos diques pueden ser observados en tres localidades importantes descritas a continuación.

Aflorando en un banco de material a 500 m de las cabañas de la carretera Sultepec-Sultepequito, se encuentra un dique piroclástico caracterizado por una ignimbrita soldada de color claro con fragmentos líticos metamórficos y pómez color blanco; algunas de ellas se encuentran cloritizadas y otras presentan forma de pseudofiammes. Su matriz contiene abundantes esferulitas. De características similares se tienen los diques piroclásticos que se encuentran a lo largo del camino al suroeste de Sultepec, en la carretera que une los poblados La Unión y Santa Cruz Texcalapa. En este mismo camino, se observan diques piroclásticos que forman unas paredes alineadas norte-sur, con formas zigzagueantes y con contactos semiverticales con las rocas del Grupo Arcelia Palmar-Chico. Estos están representados por ignimbritas consolidadas pero no soldadas con alteraciones color blanco

3. Estratigrafía

y ocre; cristales de cuarzo y sanidino argilitizados; abundantes líticos metamórficos y pómez oxidadas. Estas características también se observan en algunos de los diques localizados al noreste de Sultepec, donde también se observan abundantes esferulitas con colores azul y rosa, además de zonas cloritizadas (secciones delgadas: GO62-06, GO202-06, GO63-06, GO64-06)

Un caso especial para la descripción de estos diques piroclásticos fue documentada en una localidad, ubicada a medio km al norte del poblado Pueblo Nuevo, donde se reconocieron tres diques piroclásticos principales. El más externo corresponde con un dique de vidrio de por lo menos 20 metros de espesor, el dique piroclástico siguiente corresponde a una ignimbrita soldada con líticos metamórficos color rojo igual al descrito para la localidad ubicada en los cerros Ocozotl, la Aguja y el Ornamento. El dique piroclástico interior se expone en una pared de al menos 700 m de espesor de alto, donde fue posible observar el contacto vertical con las rocas del basamento del esquisto Tejupilco. Este es un dique color blanco pumicítico con intervalos de 2 m de ceniza fina, intervalos de líticos de esquisto en arreglos subhorizontales con tamaños de 10 cm regularmente, embebidos en ceniza fina blanca y, fragmentos alargados y de pómez color blanco sin colapsar también dispuestas en arreglos subhorizontales embebidas en ceniza fina color blanco.

3.9.1. Dique lávico riolítico

Está localizado al sur de las cabañas ubicadas en la carretera Sultepec-Sultepequito a 20 metros después de un banco de material, intrusionando a la Ignimbrita La Goleta. Se identificó un dique lávico color rosa claro de 5 metro de ancho, cuyo rasgo particular es la presencia de estructuras de huellas de flujo. Este dique de composición riolítica microscópicamente tiene textura porfírica con fenocristales de cuarzo y sanidino en 10% de abundancia, con tamaños de hasta 2 mm. La matriz esta compuesta por vidrio en un 60% y contiene abundantes glomero-cristales de sanidino y plagioclasa. Este dique corresponde con la muestra GO64-06, que presenta un carácter sobresaliente peraluminoso y que se discute y explica más adelante en el análisis de la geoquímica.

4. Estructura volcánica

Las características litológicas y la distribución de las unidades volcánicas de la Sierra La Goleta-Sultepec indican la presencia de una zona volcánica silícica parcialmente exhumada compuesta por un sistema complejo de diques piroclásticos y por una caldera de colapso.

El sector norte del área estudiada, ubicado entre Sultepec y el lineamiento del Las Peñas-Estribo, se caracteriza por la ocurrencia de un sistema de diques piroclásticos y depósitos piroclásticos de diferente naturaleza que se describen en el capítulo 3. El espesor restringido de la secuencia piroclástica y la presencia de afloramientos del basamento sugieren que en este sector no ocurrió colapso alguno o subsidencia significativa.

La caldera La Goleta se ubica en la porción sur del sistema montañoso La Goleta-Sultepec y está definida por un conjunto de diques piroclásticos que definen una zona elíptica cortada en su parte NNE por una estructura lineal WNW-ESE. (Figura 4) que limita una acumulación de ignimbritas de varios cientos de metros de espesor. Los ejes de la estructura semi-elíptica tienen una longitud aproximada de 15 y 12 km.

En fotografías aéreas e imágenes de satélite se reconocen diferentes lineamientos, definidos como zonas de fractura o diques alineados. A pesar de esto, en el trabajo de campo se identificaron relativamente pocas localidades en donde se pudieron observar zonas de falla o cizalla.

Dentro de los lineamientos más claramente observados se encuentran; 1) el lineamiento arqueado que limita la parte occidental y sur de la Sierra La Goleta y que está ocupado por otro complejo diques anulares piroclásticos, sin que se hayan identificado zonas de cizalla importantes, 2) el lineamiento Las Peñas-El Estribo (Figura 4) con una orientación aproximada NW 50° que divide los dos sectores principales del área, y está representado por un complejo ancho de diques piroclásticos (~ 500 m), que a su vez se encuentran intensamente diaclasados y con algunas zonas de falla, 3) los del sector Picacho de

4. Estructura volcánica

Pepechuca-Sultepec (Figura 4), representados más bien por diques piroclásticos relativamente alineados en dirección aproximada NE 50° y algunas zonas de cizalla.

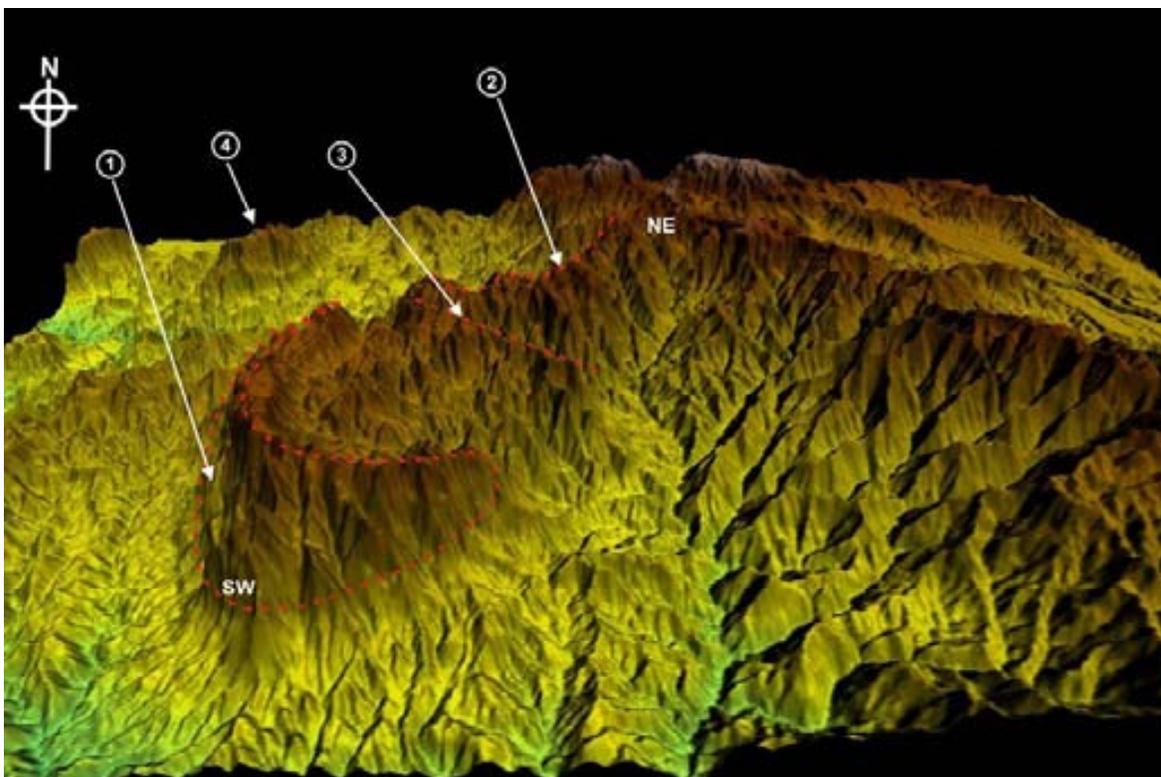


Figura 4. Modelo digital de terreno (SRTM). 1) Complejo de diques piroclásticos que delimitan la estructura de colapso de la caldera La Goleta. 2) Complejo de diques piroclásticos lineamiento Picacho de Pepechuca-Sultepec con orientación NNE. 3) Lineamiento Las Peñas-El Estribo y diques piroclásticos emplazados. 4) Centro volcánico “La Muñeca” (Chapela-Lara, 2008).

El lineamiento Picacho de Pepechuca-Sultepec cuenta con algunas zonas de cizalla semiparalelas a la orientación general de los diques. En campo se reconocieron claramente dos de ellas, una ubicada en el camino que desciende a Sultepequito y que cuenta con una orientación entre 20° y 30° al NE y estrías horizontales (Figura 5, Mirador de Sultepequito). Otra zona de cizalla se encuentra inmediatamente al sur de Sultepec y afecta a un dique piroclástico fuertemente soldado. Esta zona de cizalla, de aproximadamente de 20 m de ancho, está caracterizada por un conjunto de fallas estrechamente espaciada y zona de alteración hidrotermal (Figura 5, Banco de material). Existen también asociados a este lineamiento algunos diques de bajo ángulo como el ubicado en el poblado La Unión, cerca de Santa Cruz Texcalapa y que forma parte de un dique de forma zigzagueante.

4. Estructura volcánica

El lineamiento del Las Peñas-El Estribo es el más conspicuo del área en imágenes de satélite, sin embargo no parece haber experimentado grandes desplazamientos posteriores a la emisión de las rocas volcánicas del área. Está representado por la presencia de diaclasas de muy estrecho espaciamiento y por algunos planos de falla con estrías verticales (Figura 5, El Estribo). La naturaleza de la cinemática principal de este lineamiento no fue posible reconocer en campo, sin embargo las estrías verticales y el cambio de espesor de las ignimbritas a ambos lados del lineamiento sugieren que fue una de las zonas a lo largo de las cuales se acomodó parte del colapso de la caldera La Goleta. Aunque en el área de estudio no se reconoce la cinemática anterior al emplazamiento de los diques piroclásticos, en La Muñeca (Chapela-Lara 2008), ubicada inmediatamente al NW (Figura 4), se reconoció un lineamiento similar con una cinemática lateral izquierda.

El lineamiento arqueado de los flancos occidental y sur de la Sierra La Goleta cuenta con dos segmentos relativamente rectilíneos que se encuentran al norte y al sur del poblado Pueblo Nuevo. Esto sugiere que su emplazamiento fue controlado por fallas pre-existentes de orientación N-S y N-NW.

Adicionalmente se identificaron otras zonas de falla que no cuentan con una clara expresión en fotografías o imágenes de satélite pero que por su ancho y rasgos se consideraron de importancia. Una de ellas es una falla ubicada entre Sultepec y la desviación a Sultepequito con una orientación NW 85° (Figura 3). Esta zona de cizalla tiene un espesor aproximado de 10 m con la cizalla intensa concentrada en 1.5 m. Afecta a la Ignimbrita La Goleta y la Formación Diego Sánchez y los planos son de alto ángulo y las estrías verticales. Al sur de esta zona, en las cercanías del poblado La Troja Vieja, se identificó una zona de cizalla con orientación NW 35° afectando a la Ignimbrita La Goleta (Figura 5, GO338-07). Otra zona de falla significativa se observó al sureste del poblado de Almoloya de Alquisiras. Está representada por una zona de cizalla de aproximadamente 5 m de espesor con planos de falla estrechamente espaciados, diques silíceos lávicos y alteración hidrotermal con orientación aproximada de NW 30° (Figura 5 GO336-07 y GO55-06). La orientación de la zona de cizalla es NW 15°. Finalmente se tiene también, una zona de falla de orientación

4. Estructura volcánica

NW 25°, identificada en la zona mineralizada del Tajo El Malacate (Figura 5, Tajo El Malacate), ubicado al suroeste del poblado de Sultepec.

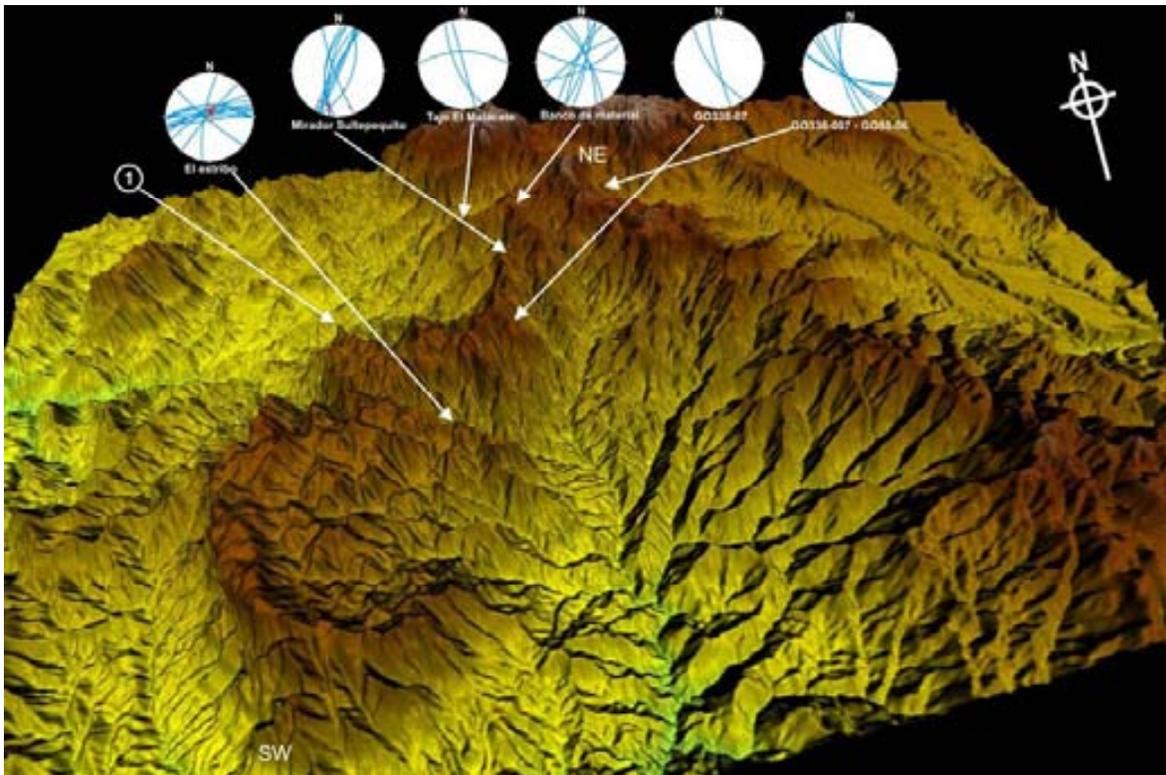


Figura 5. Modelo digital de terreno. 1) Cuello volcánico Picacho de Pepechuca. Estereodigramas del lineamiento Las Peñas-El Estribo. Estereodigramas que muestran distintas localidades donde se documentaron orientaciones NE y NNW. Localidades mirador de Sultepequito, Tajo El Malacate, Banco de material, GO338-07 y GO336-07 y GO55-06.

De acuerdo a las estructuras tectónicas regionales los lineamientos cenozoicos cercanos N-S parecen ser los principales controles estructurales del colapso de la parte occidental de la caldera La Goleta, sin embargo hacia el sur, el lineamiento que la limita adquiere una configuración arqueada que no parece tener ningún control estructural. En el flanco oriental no se observa un complejo de diques que sugiera el colapso completo de la caldera. La relación de sobreyacencia de la Ignimbrita La Goleta sobre el basamento y los conglomerados prevolcánicos sugiere, más bien, que este flanco representó la bisagra del colapso tipo *trap door* (Figura 6) (Lipman, 1997). El lineamiento NW-SE de Las Peñas-El Estribo es un rasgo rectilíneo que limita al norte la caldera y parece haber acomodado parte del colapso, aunque éste no debe haber ocurrido al mismo tiempo que el colapso en el

4. Estructura volcánica

segmento arqueado. En este estudio se consideró que este lineamiento corresponde probablemente a un segundo evento de colapso posterior al evento principal de la caldera, esta idea se basa en el hecho de que en ambos lados de la estructura ocupada por diques piroclásticos, aflora la lignimbrita La Goleta asociada al colapso principal, cortando la estructura principal arqueada que abarcaba la parte occidental y sur de la caldera.

El control estructural en las emisiones de los centros volcánicos de la región por fallas de orientación NW-SE y cercanas al N-S ha sido documentado en otros centros volcánicos como en el centro de Nanchititla (Gonzalez-Cervantes 2007) donde estructuras WNW-ESE han controlado el emplazamiento de la ignimbrita principal y de los domos riolíticos post-ignimbríticos; la caldera Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004), donde la dirección elongada de su anillo estructural corresponde con lineamientos NW, y en la zona de Taxco, donde fallas NW-SE y N-S documentadas por Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) forman parte del control estructural del volcanismo en esta zona.

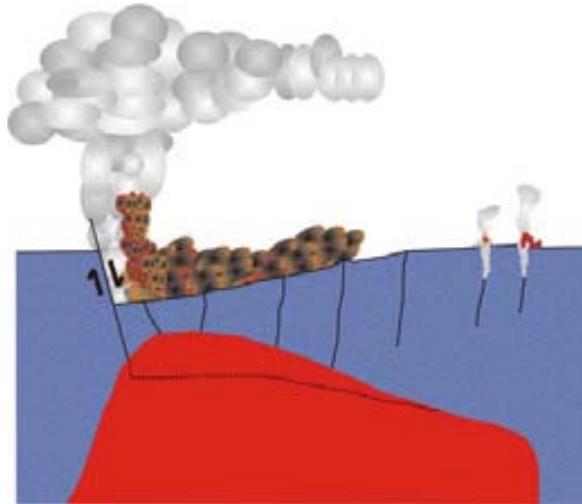


Figura 6. Subsidencia tipo Trap-Door (plutón asimétrico), modificado de Lipman (1997).

5. Geocronología

Con el objeto de realizar inferencias a cerca de la edad y duración de los eventos magmáticos que formaron la sucesión volcánica estudiada, se prepararon para fechamientos isotópicos ocho concentrados minerales de diferentes unidades. De estos ocho concentrados se obtuvieron fechamientos de U-Pb en zircones por ablación láser para tres muestras y por K-Ar en sanidinos para una muestra más. Los cuatro concentrados restantes se encuentran en proceso de análisis y los resultados serán reportados por separado.

5.1 Geocronología K-Ar

Las muestras para obtener los concentrados de sanidinos fueron trituradas y tamizadas mecánicamente utilizando una quebradora de quijadas y una serie de tamices vibratorios (Ro-Tap). Las fracciones en las que los tamaños de los sanidinos eran mayores, fueron sometidas a una separación magnética por medio del Frantz y posteriormente a una separación por líquidos pesados utilizando politungstato de sodio, con la que se logró un concentrado de sanidino con una pureza > al 99.5 %. Estos procedimientos fueron realizados en los distintos laboratorios de separación de minerales y talleres de molienda del Instituto de Geología, UNAM.

El análisis K-Ar fue realizado en el laboratorio del LUGIS, UNAM, donde la concentración de K fue determinada por dilución isotópica.

Tabla de edades isotópicas por K-Ar.

Muestra	Roca	Medición	Material fechado	Edad (Ma)	K % en peso	⁴⁰ Ar* (moles/gramos)x10 ⁻¹⁰	⁴⁰ Ar* ppm
GO1-04	ignimbrita	1	sanidino	36.6 ± 1.1	9.64	6.181	0.0247
GO1-04	ignimbrita	2	sanidino	37.4 ± 0.4	9.64	6.316	0.02524

La edad obtenida del fechamiento K-Ar realizado en un concentrado de sanidino de la muestra GO1-04 (Figura 2) corresponde a uno de los diques piroclásticos del flanco N-NW de la Sierra La Goleta. Esta edad es de 36.6 ± 1.1 Ma y 37.4 ± 0.4 Ma (para dos mediciones en el mismo concentrado).

Estas edades, dentro del rango de error son prácticamente iguales, y son congruentes con las edades reportadas en localidades relativamente cercanas; como en el cuello volcánico

5. Geocronología

del Cerro El Peñón ubicado 30 km al norte de Temascaltepec-Zacazonapan, de 31 Ma (Elías-Herrera *et al.*, 2000) y de 34.87 ± 0.15 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (Blatter *et al.*, 2001), y las del centro volcánico de la Sierra de Nanchititla, ubicada al noroeste del área de estudio, donde se ha reportado un rango de actividad magmática de intensa actividad entre los 37.8 y 35.6 Ma, (González-Cervantes, 2007).

5.2. Geocronología U-Pb en zircones

En virtud de la importancia que han cobrado recientemente los fechamientos de U-Pb en ignimbritas, no solo para la determinación de la edad de los eventos magmáticos, sino para realizar inferencias acerca de la petrogénesis, y en especial de los procesos de asimilación cortical (Bryan *et al.*, 2008), se presentan en esta sección por separado los resultados obtenidos en esta investigación. Además de obtener la edad de cristalización asociada al magmatismo cenozoico, se buscó obtener información sobre edades heredadas de núcleos de xenocristales (1) y zonas que pudieran representar antecristales (2). (1) cristales que no cristalizan en el magma y que tienen otro origen de procedencia. (2) cristales que predatan eventos magmáticos previos a la cristalización y erupción de una acumulación magmática y que tienen un origen relacionado a las fases antiguas de un magmatismo similar (Charlier *et al.*, 2004; Hildreth, 2001).

5.2.1. Metodología U-Pb

Para la realización de los fechamientos isotópicos, se obtuvieron tres concentrados de zircones utilizando varios procedimientos de separación de minerales. Las muestras fueron trituradas y tamizadas mecánicamente utilizando una quebradora de quijadas y una serie de tamices vibratorios (Ro-Tap). Posteriormente las fracciones más finas (mallas 180, 200 y <200), fueron sometidas a una separación vía humedad por densidad utilizando la mesa Wilfley y a una separación magnética por medio del Frantz. Como último paso se sometieron a una separación por densidad pero por líquidos pesados utilizando yoduro de metileno y bromoformo. Estos procedimientos fueron realizados en los distintos laboratorios de separación de minerales y talleres de molienda del Instituto de Geología, UNAM.

5. Geocronología

El resultado final obtenido fueron tres concentrados de zircones correspondientes a las muestras GO327-07, GO324-07 y GO76-06, inmejorables en cuanto a su abundancia. Para cada muestra de roca, se obtuvieron poblaciones de varios cientos de cristales de zircones de distintas naturalezas. De estas poblaciones se hizo una selección representativa y la mitad de ellos por cada muestra fue destinada a los análisis de U-Pb y la obtención de las edades.

Las muestras fueron analizadas en el *Arizona LaserChron Center* de la Universidad de Arizona, utilizando el espectrómetro de plasma inductivamente acoplado, equipado con un equipo de ablación láser y un espectrómetro multicolector (*Laser Ablation Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer LA-MC-ICPMS*), bajo la supervisión del Dr. Víctor Valencia.

En esta etapa del proceso para la obtención de las edades U-Pb, las muestras fueron montadas en una pastilla de resina de *epoxy* de 1'' de diámetro o 2.54 cm, que posteriormente fue pulida a la mitad de su espesor (metodología en <http://www.geo.arizona.edu/alc/>). Fueron seleccionados para el montaje de manera representativa 100 zircones por muestra, y colocados alrededor de fragmentos de zircones estándar. Posteriormente, de acuerdo a los mapas guía de los cristales de zircones de microfotografías en catodoluminiscencia del montaje para la medición, se realizó el análisis con el *LA-MC-ICPMS*, seleccionando un promedio de 50 y 60 zircones por muestra, cubriendo parcialmente todas las distintas formas de zircones, e incluyendo los centros de algunos con la finalidad de encontrar la edad de algunos núcleos heredados.

La metodología seguida en los análisis del *LA-MC-ICPMS* corresponde a la descrita por Dickinson y Gehrels (2003) y la descrita por Gehrels *et al.* (2006; 2008) que se puede consultar en <http://www.geo.arizona.edu/alc/>.

De manera general el *LA-MC-ICPMS* del *LaserChorn Center* está compuesto por nueve colectores Faraday, un colector Axial y cuatro canales contadores iónicos. Este, a su vez, está conectado al sistema de ablación *Laser New Wave ArF Excimer*, que emite una longitud de onda de 193 nm. La configuración del colector permite medir el ^{204}Pb con un

5. Geocronología

canal contador iónico mientras que simultáneamente, 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 μm , creado con una energía de 32 mJ (23kV) y un pulso de 9 Hz. Cada análisis tarda 20 s en integrar los picos medidos sin el láser y entre 20 y 12 s en integrar los picos medidos con el disparo del láser.

La medición de ^{204}Pb se hace tomando en cuenta el efecto del ^{204}Hg de misma masa presente en el plasma de gas Ar, por lo que es necesario remover los valores de fondo conocidos para la señal del pico ^{204}Hg . El fraccionamiento de Pb/U y Th/U en el láser, es monitoreado analizando el valor del estándar ID-TIMS de edad de $564 \pm 4 \text{ Ma}$ (2σ). Este estándar es analizado una vez cada 5 muestras de zircón. Las concentraciones de Uranio y Torio son monitoreadas analizando el estándar NIST 610 (vidrio) con 500 ppm de Th y U. Las relaciones isotópicas de plomo son corregidas por el Pb común, usando la medición ^{204}Pb y asumiendo un el valor 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 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Los errores sistemáticos son propagados separadamente, incluyen la edad del estándar, la corrección de calibración de los análisis de los estándar, la composición del Pb común, y los valores de incertidumbre de la constante de decaimiento del U, y se reportan con error $2\sigma_m$. Para las muestras analizadas el error sistemático fue de 1.5 % para el $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, y de 1.7% para el $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Las edades obtenidas se muestran en diagramas de: edad-probabilidad relativa y diagramas de edades de concordia U/Pb, construidos con el programa Isoplot de Ludwig (2003). Las edades de cristalización, por otra parte, fueron calculadas por el mismo programa pero utilizando el algoritmo “TuffZirc” (Ludwig y Mundil, 2002), diseñado para conjuntos de zircones individuales en tobas Fanerozoicas. Considerando que los zircones son vulnerables a tendencias positivas (por xenocristales y núcleos heredados) y negativas (por pérdida de Pb) en sus edades, este 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.

5.2.2. Resultados U-Pb

Las muestras que se analizaron pertenecen a las unidades Pórfido Tecomates, muestra GO324-07, Ignimbrita La Goleta, muestra GO327-07 y el cuerpo subvolcánico piroclástico del Picacho de Pepechuca, muestra GO76-06 (Figuras 2 y 3).

La edad de cristalización para la muestra GO324-07 fue de 36.9 ± 0.6 Ma, obtenida a partir de 46 puntos de los que se obtuvo un grupo coherente de 30 puntos. Para la muestra GO327-07 fue de $36.5 +0.6/-0.9$ Ma, obtenida a partir de 36 puntos de los que se obtuvo un grupo coherente de 26 puntos y para la muestra GO76-06 fue de $36.5 +0.6/-0.7$ Ma, obtenida de 44 puntos con un grupo coherente 35 puntos (Figura 7, Tabla 1GC). Las edades para cada grupo coherente de mediciones representan un 95 % de confianza.

Como puede observarse, las muestras GO327-07 y GO76-06 son de edades iguales y sólo la muestra GO324-07 es ligeramente más antigua, aunque es indistinguible de las dos primeras considerando el error. Si se toma en cuenta que las edades de K-Ar antes mencionadas de 36.6 y 37.4 Ma, correspondientes a uno de los diques piroclásticos de la margen poniente de la caldera, por su error son prácticamente la misma edad, se puede inferir conjuntamente con la edad U-Pb obtenida que la edad del evento eruptivo principal de la caldera, es de alrededor de 36.5 Ma, con una evolución rápida, considerando los rangos de errores de las edades K-Ar y U-Pb menor a un millón de años. La edad del evento eruptivo correspondería al colapso y emisión de la ignimbrita La Goleta, representada por la muestra GO327-07, y al emplazamiento de los complejos de diques piroclásticos, representado por el fechamiento de la muestra GO76-06 que corresponde con el dique piroclástico del Picacho de Pepechuca, para el que se obtuvo la misma edad de 36.5 Ma.

Por otra parte, es importante mencionar que no se encontraron edades de antecristales como en el caso de la Sierra Madre Occidental (Bryan *et al.*, 2008), lo que era de esperarse pues no hay eventos documentados anteriores y la secuencia volcánica estudiada sobreyace directamente al esquistos Tejuvilco. Sin embargo, existe la posibilidad de que al igual que en Sierra Madre Occidental (Brian *et al.*, 2008), los datos reportados U-Pb representen en un 100% antecristales. En ese trabajo, algunas de las mediciones realizadas se identificaron

5. Geocronología

edades que oscilan entre los 35.4 Ma en algunos de los anillos de zircones lo que podría indicar una edad más joven magmática y el resto de las mediciones corresponderían a la edad de posibles antecristales de aproximadamente 36.5 Ma, sin embargo, este comportamiento no fue sistemático siendo posibles ambas edades en núcleos y anillos de zircon. Lo que indica más bien junto con la edad K-Ar (36.6 y 37.4 Ma) aquí reportada una evolución rápida magmática. Aún así, la posible interrogante de que la edad U-Pb represente en totalidad antecristales, tendría que aclararse con fechamientos Ar-Ar la cuál tendría que representar una edad más joven de ~ 35.4 Ma como la del centro volcánico de Nanchititla (González-Cervantes, 2007) con un error que no traslapara con las edades U-Pb.

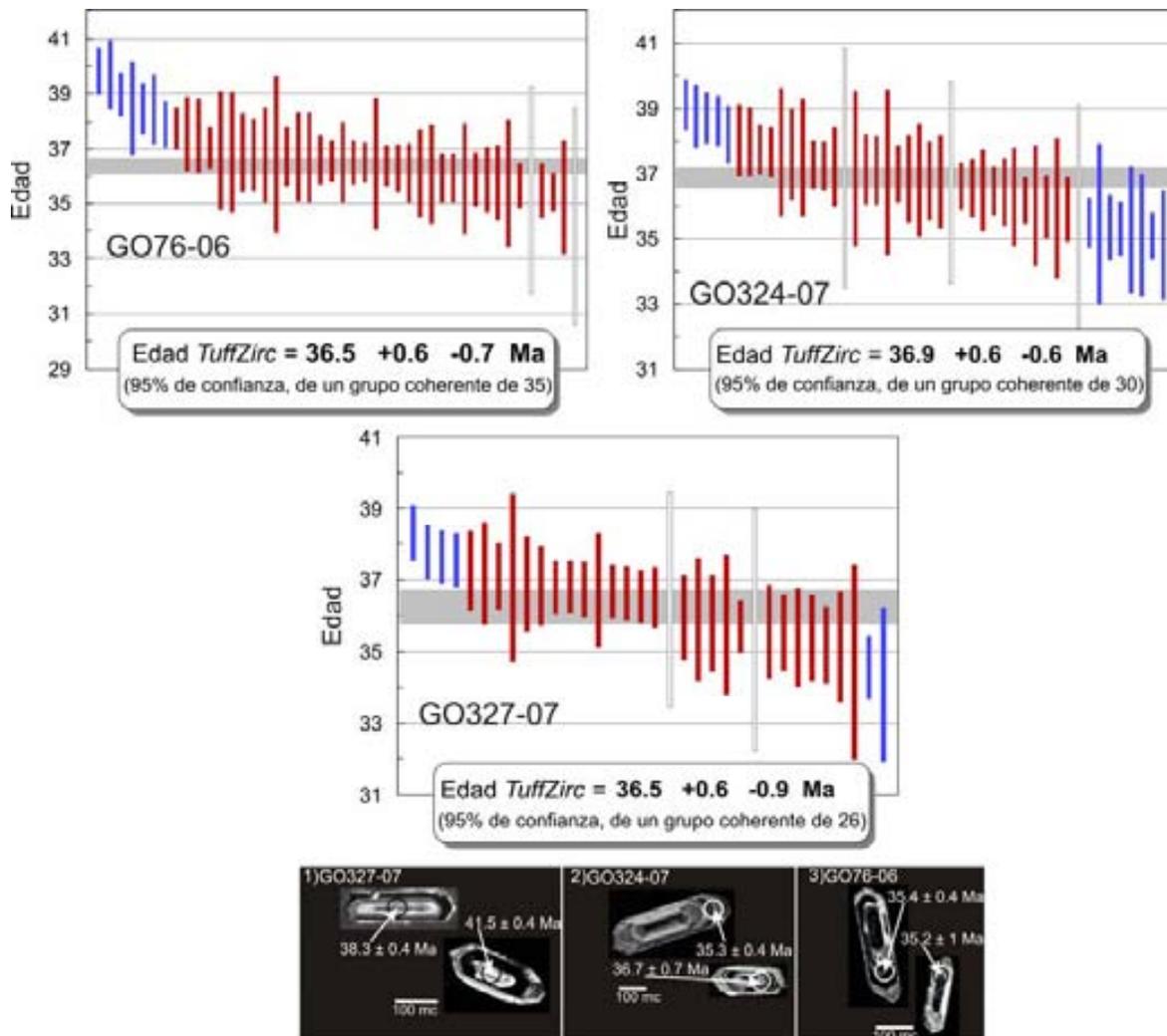


Figura 7. Diagramas TuffZirc de edades de cristalización. La banda horizontal gris muestra las edades inferidas y la incertidumbre de los zircones cogenéticos. Las barras rojas muestran el error de los zircones cogenéticos, y las barras azules el error de los zircones que representan xenocristales o los que sufrieron

5. Geocronología

perdida de Pb. Los datos son reportados con 2σ de error. Microfotografías de catodoluminiscencia (CL) de morfologías de algunos zircones medidos para la edad de cristalización.

Por otra parte, los fechamientos correspondientes a edades de los núcleos heredados se realizaron en xenocristales de zircones sobre los que se desarrollo un nuevo crecimiento de zircón del tiempo del volcanismo de la Sierra La Goleta-Sultepec; esto con el fin de asegurar de que este núcleo se encontrará en contacto directo con el magma dentro de la cámara magmática y no fuera un cristal derivado de uno de los líticos accidentales de esquisto. Este detalle puede observarse en las fotografías tomadas por catodoluminiscencia (Figura 8).

Es importante indicar que la presencia y conservación de estos núcleos está controlado por las temperaturas de fusión cortical, la composición y grado de saturación de Zr en el magma, y por el tiempo de residencia en el magma. La abundancia y diversidad de los zircones en las erupciones silíceas ha sido estudiada comparando las temperaturas de saturación del Zr y las temperaturas magmáticas de los fenocristales en los magmas (Watson y Harrison, 1983). Cuando la temperatura magmática excede la temperatura de saturación del Zr (Watson y Harrison, 1983), se tienen magmas subsaturados en Zr que no presentan cristalización de zircones; si aún así, estos están presentes, estos corresponden a xenocristales de zircones. Por lo que, para la preservación de los xenocristales de zircones se requiere de: un ascenso rápido de magma, de magmas ligeramente subsaturados en Zr y/o haber experimentado solo un breve tiempo de temperatura de subsaturación que impida su disolución en el magma; o ser protegidos por otras fases de fenocristales. En magmas sobresaturados en Zr, (magmas con temperaturas menores a las de la temperatura de saturación del Zr), se tiene la cristalización de zircones, que representan la cristalización del magma (Chappell *et al.*, 2000; Miller *et al.*, 2003; Charlier *et al.*, 2004; Bacon y Lowenstern, 2005). En este trabajo, se piensa que los núcleos heredados e incorporados en nuevos crecimientos de zircones magmáticos pudieron conservarse, bajo condiciones parecidas a los que estos autores indican.

En las tres muestras analizadas (GO327-07, GO324-07 y GO76-06), fue posible encontrar un total de 16 componentes heredadas con similitudes coherentes entre ellas. En general estas corresponden con edades del Cretácico Inferior, edades Triásico-Jurásicas, una

5. Geocronología

Pérmica, edades grenvillianas y una del Proterozoico tardío. Las edades obtenidas en este trabajo son representadas en los diagramas de edad-probabilidad relativa y de edades de concordia U/Pb de la Figura 8 (Tabla 1GC) y, a excepción de dos datos de la muestra GO324-07, todos presentan relaciones U/Th < 6, lo que corresponde con un típico origen magmático (Rubatto, 2002).

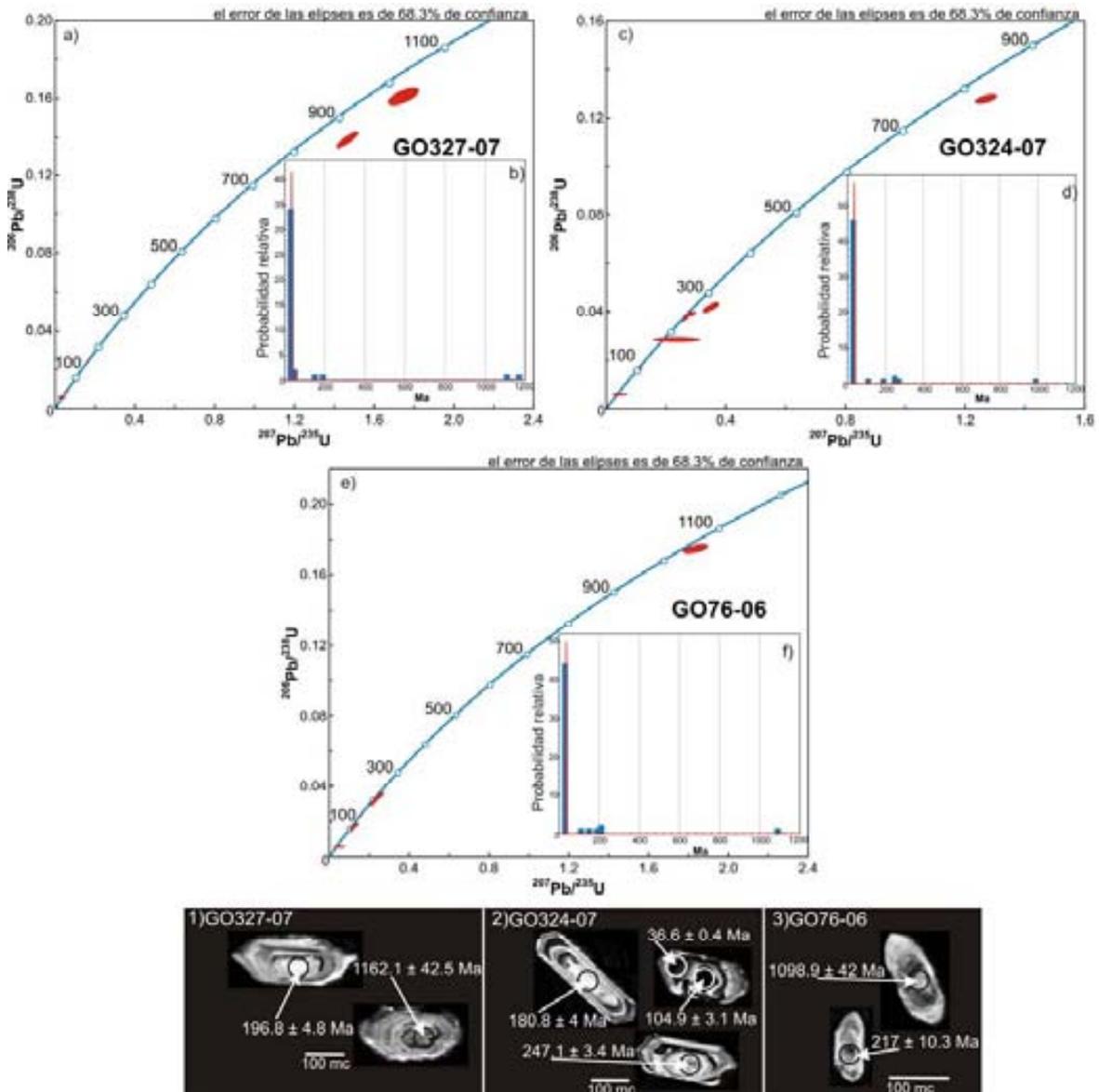


Figura 8. Diagramas de edades de concordia U/Pb y de edad-probabilidad relativa, construidos con el programa Isoplot de Ludwig (2003). Microfotografías de catodoluminiscencia de algunas de las mediciones de núcleos heredados encontrados dentro de zircons del tiempo del volcanismo de la Sierra La Goleta-Sultepec.

5. Geocronología

Las muestras GO76-06 y GO324-07 presentan dos edades heredadas, una de 109.4 ± 9.9 Ma y otra de 104.9 ± 3.1 Ma, respectivamente; las cuales corresponden al rango de edad Albiano-Cenomaniano asociado a las rocas metamórficas del Grupo Arcelia Palmar-Chico (Talavera Mendoza *et al.*, 2007; Elías-Herrera *et al.*, 2000; Delgado-Argote *et al.*, 1992). De manera aislada, en la muestra GO76-06 se encontró una edad de 146.4 ± 2.5 Ma, que corresponde al inicio de la formación del Terreno Guerrero del Jurásico tardío (Tithoniano) sugerida por Centeno García *et al.* (2008).

Otra correlación en las edades analizadas es la encontrada en la muestra GO324-07 de 180.8 ± 4 Ma, cercana a la edad reportada por Elías-Herrera (2004), para el Granito de Tizapa de 186 Ma, y cuyas evidencias de este cuerpo reporta en el área de este estudio como xenolitos de granitos metamorfoseados.

Por otra parte, se encontró una serie de edades en las tres muestras analizadas GO327-07, GO324-07 y GO76-06, distribuidas en un rango del Triásico temprano al Jurásico Tardío (Oxfordiano). En este rango, en la muestra GO327-07 se obtuvieron dos edades, una de 156 ± 2.4 Ma y otra de 196.8 ± 4.8 Ma. En la muestra GO324-07, las edades fueron de 240.3 ± 8.5 Ma y 247.1 ± 3.4 Ma, así como una edad aislada Pérmica de 263.5 ± 8.5 Ma. Por último, la muestra GO76-06 presentó edades de 194.4 ± 8.4 Ma, 207.6 ± 2.9 Ma y de 217.1 ± 10.3 Ma.

De acuerdo a Elías-Herrera (2004), estas edades corresponderían a la edad Triásico-Jurásica del Esquisto Tejupilco y que propone anteriormente como el basamento del subterreno Teloloapan (Elías-Herrera y Sánchez Zavala, 1992), basado en edades de Pb común en yacimientos de sulfuros que van del Triásico tardío (227 Ma) al Jurásico Tardío (156 Ma). Del mismo modo Martini *et al.* (en prensa) reportan edades de zircones detríticos del Esquisto Tejupilco que indican una edad máxima Triásica para esta secuencia.

Por último, la componente grenvilliana encontrada esta representada por las siguientes edades: en la muestra GO76-06 una edad de 1098.9 ± 42 Ma y en la muestra GO327-07 dos edades, una de 1162.1 ± 42.5 Ma y otra de 1116.2 ± 30 Ma. Por otra parte, en la muestra GO324-07 se encontró una edad de 985.6 ± 31.8 Ma, de la que no se puede inferir su naturaleza.

5. Geocronología

Las edades grenvillianas han sido interpretadas de dos formas: puede tratarse de un basamento profundo indeterminado de edad similar al Oaxaqueño o bien que sean zircons derivados de la erosión del basamento Oaxaqueño y acumulados con los sedimentos de las unidades del terreno Guerrero. La presencia de un basamento premesozoico ha sido propuesta por Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, (1997); Elías-Herrera (2004), a partir de la evidencia encontrada en xenolitos de paragneises y ortogneises graníticos contenidos en el cuerpo subvolcánico félsico del Picacho de Pepechuca, localizado en el borde NW de la Sierra La Goleta. En una interpretación alternativa, Talavera Mendoza *et al* (2007), a partir de fechamientos en zircons en las regiones de Taxco-Taxco Viejo y en los Terrenos Teloloapan y Arcelia del terreno Guerrero, reportan evidencias de fracciones de zircons de edades proterozoicas (600, 953, 1215, 1913, 2656 y 2859 Ma), que asocian a una sedimentación de diversas fuentes y algunos de ellos probablemente derivados del complejo Acatlán.

6. Geoquímica

6.1. Elementos mayores

Una de las características más sobresalientes de la sucesión volcánica de la Sierra La Goleta-Sultepec en su composición es el casi completo predominio de rocas silíceas. Las composiciones de las rocas analizadas se muestran en el diagrama de clasificación TAS (total de álcalis contra SiO₂ de Le Bas *et al.*, 1986, Figura 9a), donde se observa una distribución que cae dentro del campo de las riolitas, con contenidos de sílice que varían entre 71 y 76% en peso de SiO₂ (Tabla 1G). Esto representa un contraste con otros centros volcánicos paleógenos de la región, en donde además de riolitas, se observan unidades de composición dacítica y andesítica. En la Sierra La Goleta-Sultepec sólo se identificó en la base de la sucesión un pequeño cuerpo lávico con contenido en sílice de 61% en peso de composición andesítica (Andesita Sultepequito). Por esta razón, para efectos de comparación y de interpretación petrogenética se hace referencia a la geoquímica de las rocas del centro volcánico La Muñeca en el municipio de Tejupilco, Estado de México (Figura 1, Chapela-Lara, 2008), ubicado inmediatamente al noroeste de la Sierra La Goleta. Este grupo de rocas en el diagrama TAS varían de composición andesítica-dacítica-riolítica, con contenidos de sílice entre 58 y 67% en peso, y corresponden esencialmente a derrames de lava.

De acuerdo al diagrama de álcalis contra SiO₂ para clasificar las rocas como subalcalinas o alcalinas (Irvine y Baragar, 1971, Figura 9a), las muestras analizadas corresponden a rocas del tipo subalcalino, mientras que el diagrama AFM muestra que la composición de estas rocas volcánicas presenta una clara tendencia calcialcalina (Figura 9b).

De acuerdo a los valores del índice de Shand (A/CKN, ó Al₂O₃/CaO+K₂O+Na₂O molecular), (Maniar y Piccoli, 1989, Figura 9c), la mayor parte de las muestras analizadas se ubican cerca de la intersección de los campos de rocas metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas, con una ligera tendencia hacia las peraluminosas y valores en el contenido de Al₂O₃ entre 11.9 a 13.44% en peso. Una de las excepciones es la muestra GO107-06, que

6. Geoquímica

despliega un valor bajo de $Al_2O_3/CaO+K_2O+Na_2O$ y que tiene un alto contenido de CaO probablemente originado por la abundancia de líticos metamórficos en su matriz.

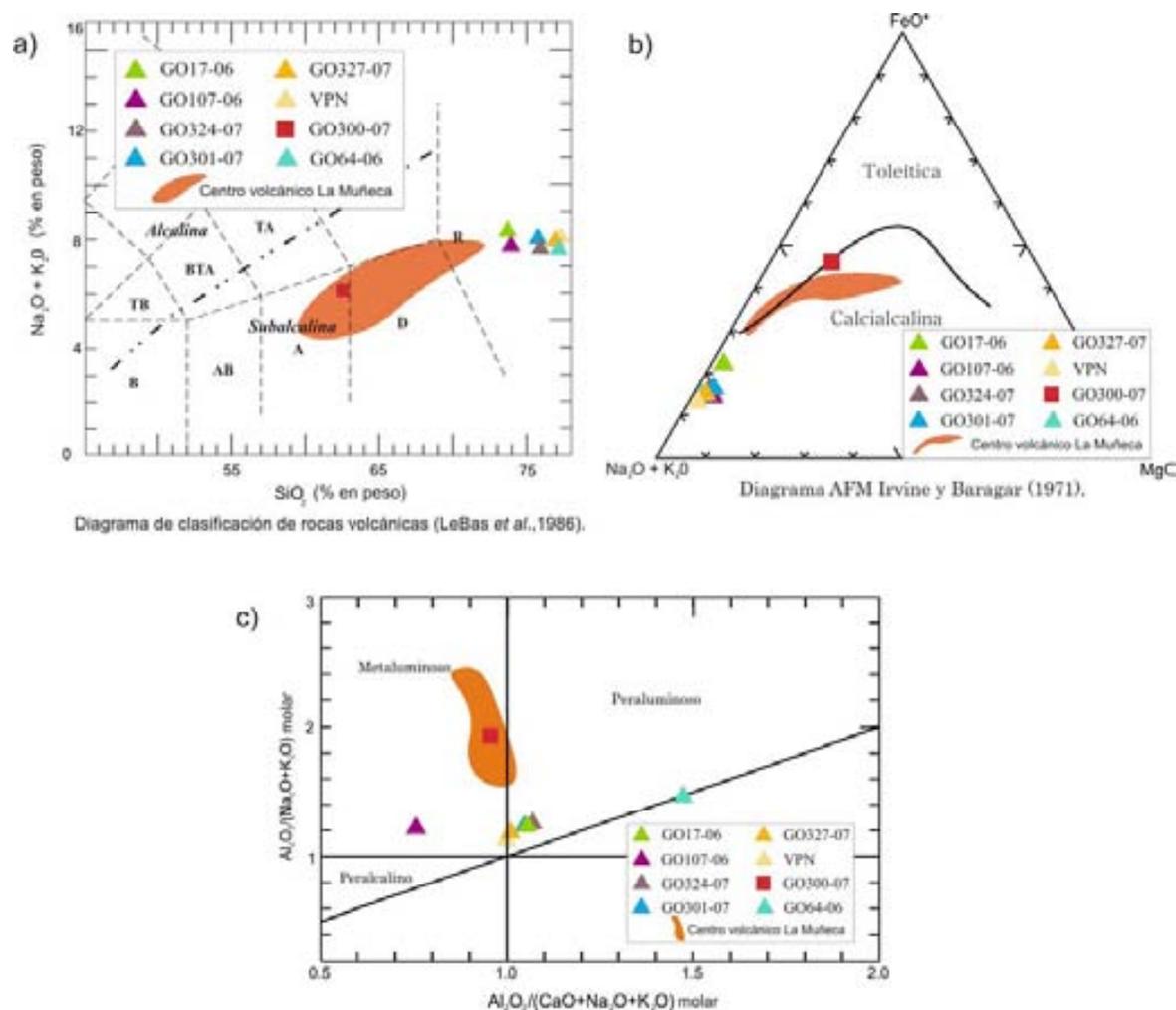


Figura 9. Andesita Sultepequito clave GO300-07. a) Diagrama de clasificación total de álcalis contra SiO_2 de Le-Bas *et al.* (1986), y división de los campos que dividen a las rocas alcalinas de las subalcalinas, tomado de Irvine y Baragar (1971) B= basalto, AB= andesita-basáltica, A= andesita, D= dacita, R= Riolita, TB= Traquibasalto, BTA= Traquiandesitabasáltica, TA= Traquiandesita. b) Diagrama AFM Irvine y Baragar (1971). $FeO^* = FeO^{tot} = 0.8998 * Fe_2O_3^{tot}$. c) Diagrama de clasificación de aluminosidad utilizando el índice de Shand (Maniar y Piccoli, 1989).

La muestra GO64-06 que corresponde con el dique lávico de riolita presenta, en cambio, valores mas altos de $Al_2O_3/CaO+K_2O+Na_2O$, dentro del campo peraluminoso, esto debido a la ausencia virtual de CaO. Por otra parte, la muestra de la única unidad de composición intermedia del área de estudio, Andesita Sultepequito (GO300-07), se ubica en el campo metaluminoso, siguiendo la tendencia de las rocas de la secuencia volcánica La Muñeca,

6. Geoquímica

donde todas ellas muestran contenidos de Al_2O_3 que varían de 14.4 a 16.4% en peso. Por lo general, las rocas peraluminosas se relacionan a la asimilación de material metasedimentario en los magmas por lo que es probable, para este caso, que las muestras más diferenciadas correspondan a magmas que asimilaron un poco más de componentes corticales metasedimentarias en comparación a la unidad andesítica del área de estudio y aquellas de la Sierra de la Muñeca.

Un comportamiento sobresaliente es el de la roca GO64-06 de carácter notablemente peraluminoso. Considerando que se trata de una roca de composición riolítica y por tanto muy evolucionada, tendría que presentar una disminución en el contenido de Al_2O_3 conforme se incrementa el contenido de K_2O y de álcalis en general. Sin embargo, presenta contenidos de potasio claramente elevados ($\text{K}_2\text{O} \sim 6\%$), lo que indica que esta roca representa netamente un punto peraluminoso que no se ha reportado en algunos de los centros volcánicos aledaños, donde se detecta la asimilación de una componente cortical probablemente de origen metasedimentario. Esta idea parece ser soportada por sus patrones de comportamiento en elementos traza (ver más adelante), y parece no ser apoyada por los valores de sus relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ como se discutirá más adelante.

En los diagramas tipo Harker de variación de elementos mayores contra sílice (Figura 10), es posible determinar algunas de las posibles fases minerales involucradas en la diferenciación de rocas de mismo origen.

En todos estos diagramas se puede observar una tendencia lineal coherente y continua, sin cambios en su pendiente, entre los dos conjuntos de rocas que corresponden a las más diferenciadas y a las menos diferenciadas. Se incluye en las gráficas el valor de r^2 , que es el coeficiente de determinación para comparar el grado de dependencia lineal entre los conjuntos de datos, así como el valor de la pendiente (m) de la regresión lineal. Este coeficiente indica la calidad de ajuste y varía entre 0 y 1; un valor de uno indica una correlación perfecta del conjunto de valores. Únicamente para el caso del Na_2O se observa que la correlación entre los datos no es muy buena. Los óxidos de TiO_2 , Fe_2O , MnO , MgO , CaO y P_2O_5 tienen una correlación negativa respecto al sílice para todas las rocas analizadas, y una correlación positiva de K_2O con respecto al sílice. Al mismo tiempo, la disminución de elementos como el TiO_2 , Fe_2O , MgO , P_2O_5 y CaO conforme aumenta el

6. Geoquímica

sílice son congruentes con el fraccionamiento de minerales ferromagnesianos, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti y de apatita y titanita en el caso del TiO_2 y P_2O_5 .

En el diagrama binario que muestra el MgO contra el sílice, se observa una ligera diferencia en la tendencia entre las rocas con mayor contenido de sílice y las de menor contenido, que puede indicar un cambio de nuevas fases minerales involucradas en la cristalización fraccionada como feldespato potásico, cuarzo, hornblenda y/o biotita; este comportamiento se observa además en los diagramas binarios que corresponden al Al_2O_3 , Na_2O y CaO , donde se observa sobre todo para los dos primeros un comportamiento de disminución de acuerdo al aumento en el contenido de sílice.

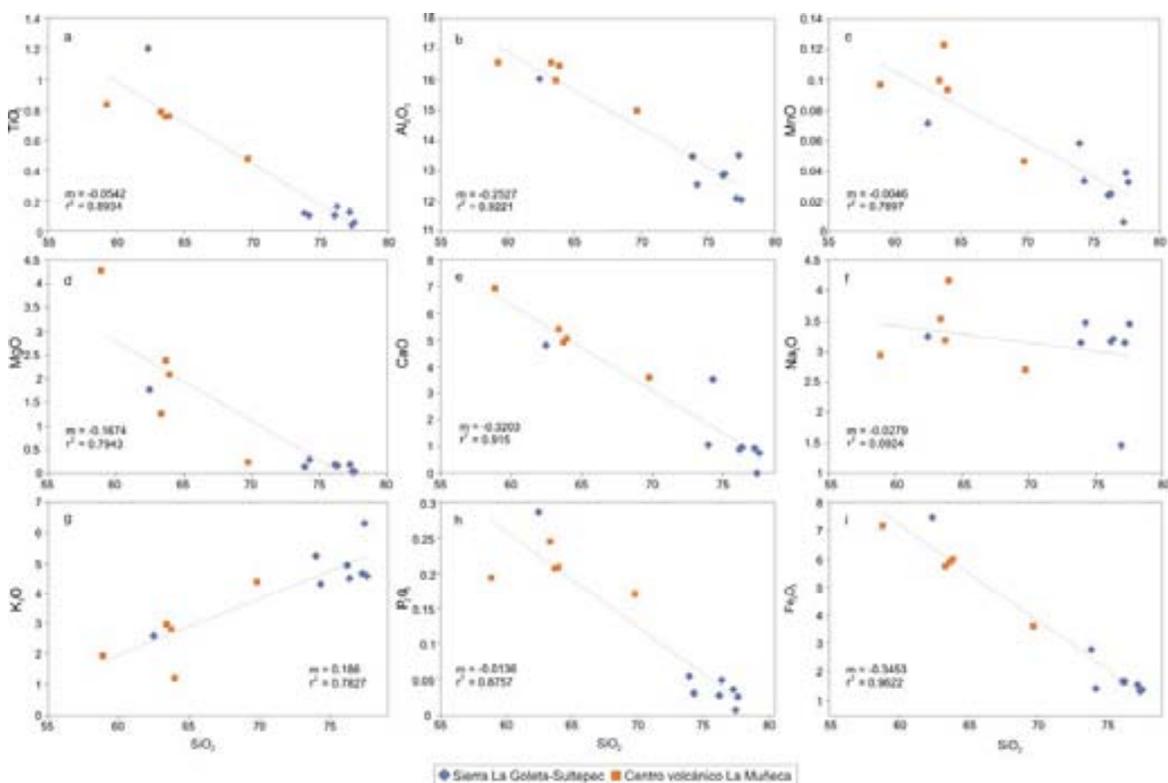


Figura 10. Diagramas de variación de elementos mayores (en % en peso) con respecto al SiO_2 tipo Harker. Se muestran las líneas de regresión con los valores m = pendiente y r^2 = coeficiente de determinación.

Por otra parte, en los diagramas de SiO_2 y MgO (en porcentaje en peso), contra el número de magnesio ($\text{Mg}\#$ molar calculado = $100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + 0.85 \cdot \text{Fe}^{\text{tot}})$) (Figura 11), aunque los datos muestran una ligera dispersión se puede observar claramente la tendencia de la disminución del $\text{Mg}\#$ en correspondencia al aumento del SiO_2 y el MgO. Este comportamiento es esperado para rocas que evolucionan por cristalización fraccionada, de

6. Geoquímica

acuerdo a esta observación y en los patrones coherentes que muestran los diagramas Harker de elementos mayores (Figura 10), indicando que los dos conjuntos de muestras observadas, correspondientes a las del área estudiada y al área del centro volcánico La Muñeca, tienen una relación genética; es posible que se hayan generado a partir de magmas de composición similar, teniendo diferentes grados de diferenciación por cristalización fraccionada.

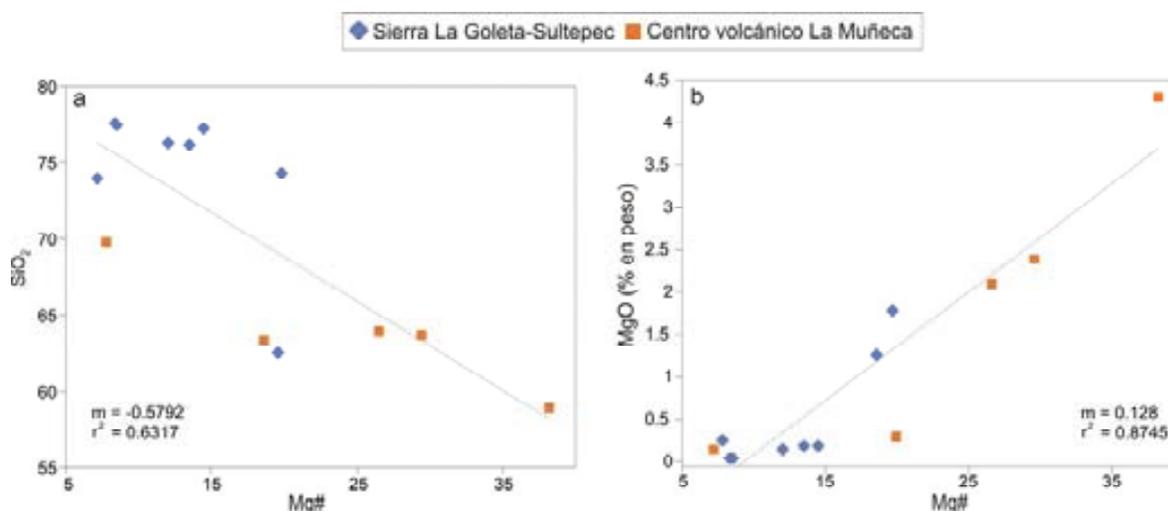


Figura 11. Diagramas a y b de SiO₂ contra Mg# y MgO contra Mg# respectivamente. Mg# molar calculado = $100 \text{Mg}/(\text{Mg} + 0.85\text{Fe}^{\text{tot}})$.

6.2. Elementos traza

Los análisis de elementos traza de las rocas del área de estudio, representados en diagramas multielementales, muestran patrones típicos de magmas de arco continental, como un enriquecimiento marcado en elementos de bajo potencial iónico (LILE, *e.g.* Cs, Rb, K y Pb) con respecto a los elementos de alto potencial iónico (HFS, *e.g.* Nb, Ta, Ti, Zr, Hf). Por otra parte, se puede observar un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE) (Figura 12, Tabla 1G).

6. Geoquímica

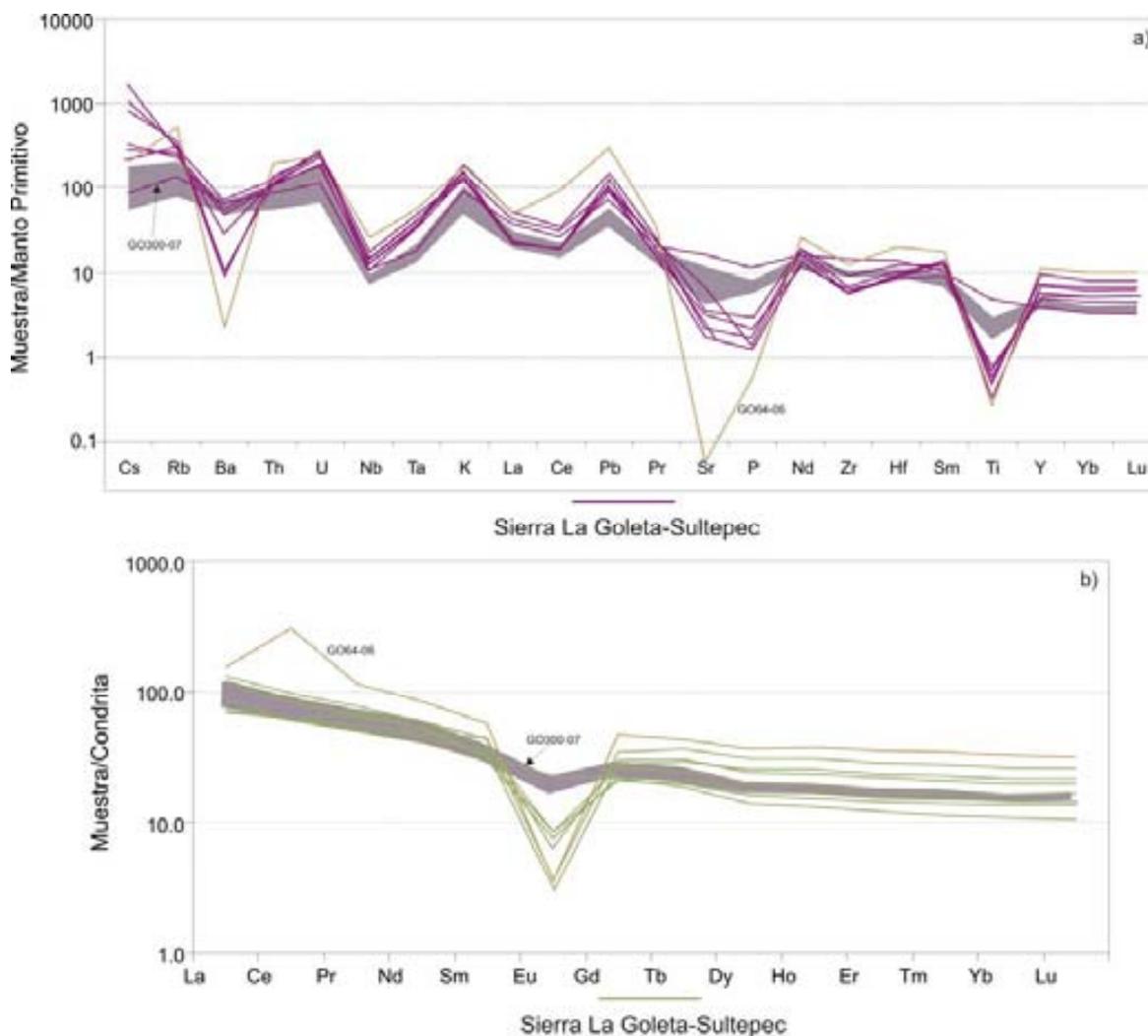


Figura 12. a) Diagrama normalizado de elementos traza con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). b) Diagrama de tierras raras normalizado con la condrita, utilizando los valores de Nakamura (1974). Los campos sombreados corresponden al centro volcánico La Muñeca (Chapela-Lara, 2008).

En estos diagramas, se destacan anomalías negativas muy marcadas en elementos como Ba, Sr y Eu, lo que indica que independientemente del proceso por el cual se diferenciaron estos magmas (cristalización fraccionada o fusión parcial) y que se discutirá más adelante, que se trata de magmas diferenciados en el campo de estabilidad de plagioclasa y feldespato potásico (o ambos), donde estas fases, sufrieron un proceso de fraccionamiento. Considerando que las rocas de la secuencia estudiada no constituyen la composición de los magmas primarios que las generaron, es posible que algunos de los rasgos señalados sean producto de la asimilación de material de corteza continental; sin embargo, la roca más máfica del área de estudio, (Andesita Sultepequito, GO300-07) y las que pertenecen al

6. Geoquímica

centro volcánico vecino La Muñeca, presentan claramente las mismas anomalías, incluidas las de Nb y Ta que podrían interpretarse como producto de asimilación cortical (Rollinson, 1993). Se observa además que en general las rocas más evolucionadas (riolitas) están más enriquecidas en LILE y LREE comparadas con las rocas menos evolucionadas (andesitas y dacitas), como se espera en las etapas más diferenciadas de la evolución de un fundido, del mismo modo también los valores de HFS y HREE son más enriquecidos para estas rocas. La relación LREE/HREE normalizada con la condrita para las muestras analizadas, $(La/Yb)_N$, varía entre 2 y 10, y los valores de $Lu_N =$ entre 10 y 32.

La naturaleza de la roca GO64-06 ya se ha discutido anteriormente, por lo que es importante remarcar su comportamiento en los diagramas multielementales. En estos, se observa que tanto sus valores de LILE, HFS, LREE y HREE son notablemente más enriquecidos con respecto a las demás rocas (incluidas las más diferenciadas), además de presentar las anomalías características de arco más pronunciadas comparadas con todas las demás rocas. Este último comportamiento, podría interpretarse sumando la discusión anterior para esta roca, como producto de la asimilación cortical.

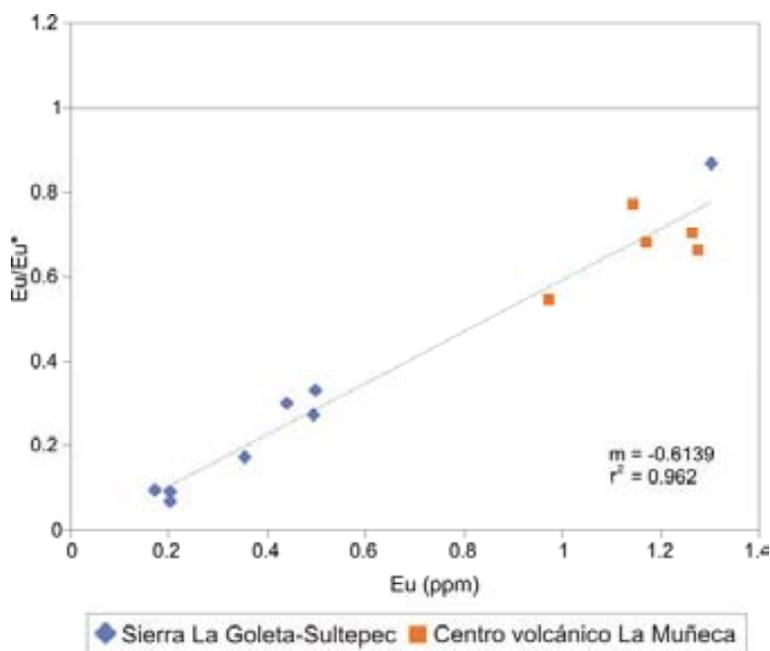


Figura 13. Diagrama de anomalías de Eu (Eu/Eu^*) contra Eu. $Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm_N * Gd_N)^{1/2}$.

Para distinguir la presencia o ausencia y carácter positivo o negativo de la anomalía de Eu, y poder realizar inferencias sobre las fases de plagioclasa y feldespatos en la evolución de

6. Geoquímica

los magmas, se cuantificó e identificó su naturaleza con la ecuación $Eu/Eu^* = Eu_N \div (Sm_N * Gd_N)^{1/2}$ de Taylor y McLennan, (1985), utilizando como parámetro de normalización los valores de la condrita de Nakamura (1974). Aplicando esta ecuación, se observa que las muestras con valores >1 son las que presentan una anomalía positiva, mientras que las que tienen valores <1 presentan anomalía negativa. El comportamiento de los datos del área de estudio (Figura 13) no muestran valores >1 , incluso para las muestra menos diferenciadas, lo que sugiere que el fraccionamiento de plagioclasa fue importante desde las primeras etapas de diferenciación magmática. Así mismo, se observa que la anomalía de Eu negativa muestra un patrón de evolución que se acentúa hacia las rocas más evolucionadas con una tendencia lineal.

El comportamiento de los elementos traza en diagramas tipo Harker con respecto al SiO_2 (Figura 14) muestra que la abundancia de elementos incompatibles como el Sr y Ba disminuye conforme aumenta el contenido de SiO_2 , probablemente por el fraccionamiento de plagioclasa y/o feldespato potásico. Otros elementos incompatibles, como el Rb, U, Nb y Th muestran preferentemente un patrón de incremento con respecto al SiO_2 lo que se entiende como un comportamiento típico de estos elementos al preferir permanecer en los fundidos e incorporarse en las redes cristalinas en las etapas más avanzadas de la diferenciación magmática. Los elementos compatibles como el Y y Yb, a pesar de tener un factor de dispersión no muy bueno ($r^2 = 0.2379$ y 0.3134 , respectivamente), muestran una tendencia de incremento conforme aumenta el contenido de SiO_2 . Por último, el Zr presenta una pendiente negativa que indica una disminución de este elemento conforme aumenta el contenido de SiO_2 .

6. Geoquímica

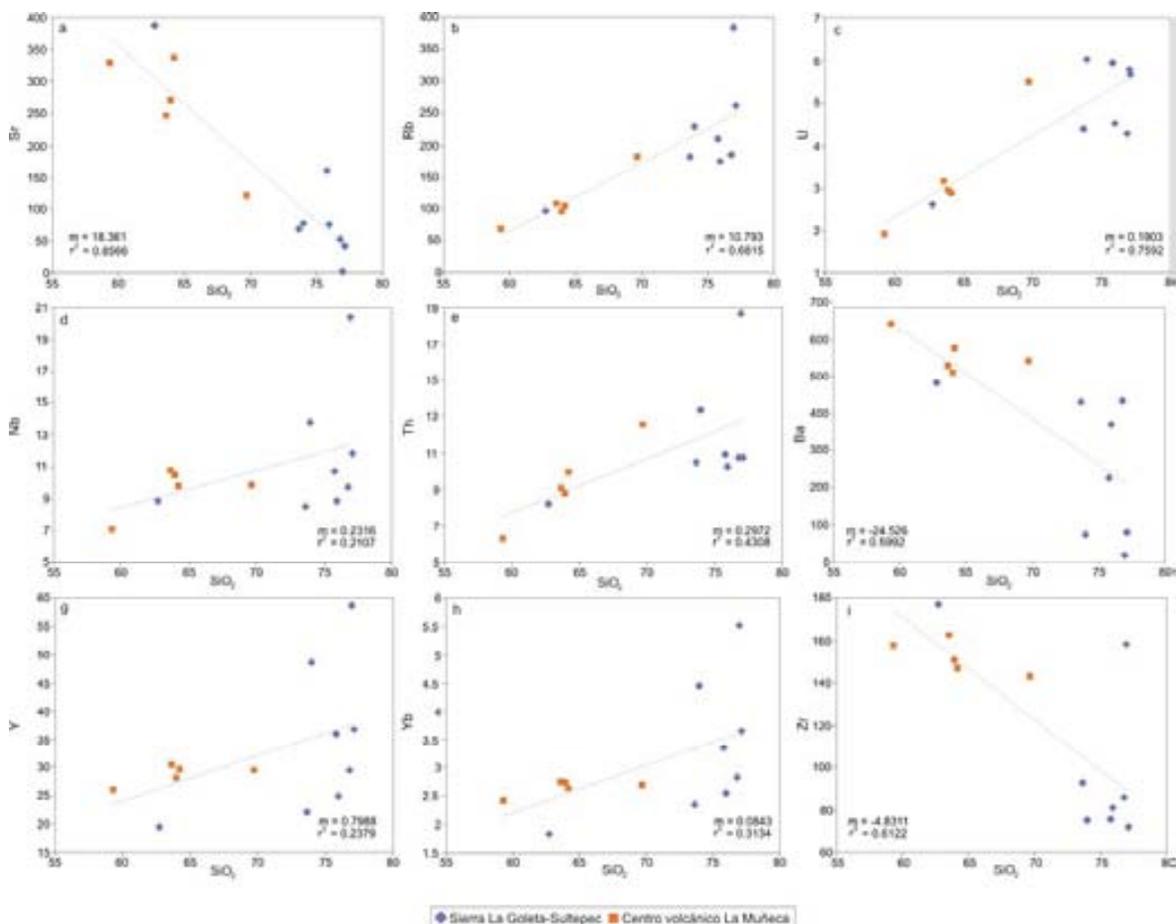


Figura 14. Diagramas de variación de algunos elementos traza (en ppm) con respecto al SiO₂ tipo Harker. Se muestran las líneas de regresión con los valores m = pendiente y r^2 = coeficiente de determinación.

6.3. Isótopos de Sr y Nd

En el diagrama de la Figura 15 se muestra las relaciones isotópicas de Sr y Nd analizadas en este estudio; se incluyen también las relaciones isotópicas recalculadas usando la edad de cristalización del área de estudio (36.5 Ma) de los xenolitos del Picacho de Pepechuca y de xenolitos del Esquisto de Tejupilco, además de las relaciones iniciales de los centros volcánicos de la región de Tilzapotla y del occidente de Oaxaca.

Las rocas volcánicas de la Sierra La Goleta-Sultepec muestran relaciones iniciales de Sr y Nd exceptuando la muestra GO64-06, que varían entre 0.7048 - 0.7067 y 0.51250 - 0.51258, respectivamente (Tabla 2G). En general las rocas analizadas tienden a incrementar su relación inicial de Sr y a mostrar valores más bajos de Nd conforme aumenta su grado de

6. Geoquímica

diferenciación. Los valores iniciales de la muestra GO64-06 fueron recalculados utilizando la edad modelo de Sr de 34.5 Ma calculada por mínimos cuadrados, a partir de las relaciones isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de tres muestras (GO64-06, VPN y GO327-07); debido a que presentaba un valor incongruente en sus relaciones iniciales de Sr, menor al valor isotópico global de la Tierra (Bulk Earth), al utilizar la edad de cristalización U-Pb (36.5 Ma), obtenida en zircones y utilizada para el cálculo de las demás muestras. Al utilizar una edad más joven (Edad modelo Sr = 34.5 Ma) para esta muestra, que representa un dique que corta a la secuencia volcánica del área de estudio, y al no contar con un fechamiento isotópico que represente su edad, se observa que sus relaciones iniciales de Sr y Nd serían más congruentes con los valores de rocas de igual composición en el área de estudio. Si se asume que este dique tiene aproximadamente la misma edad que el resto de las unidades fechadas, entonces se obtendrían relaciones isotópicas más enriquecidas, lo que podría ser más congruente con su carácter peraluminoso. Un dato sobresaliente de esta muestra es que presenta relaciones mucho más altas de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ que las otras muestras, lo que la hace más sensible con respecto a los cálculos de su valor inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y por tanto, se considero el ajuste en la edad antes mencionado.

Para fines comparativos, en la Figura 15 se incluyen las relaciones isotópicas iniciales del centro volcánico de Tilzapotla (Morán Zenteno *et al.*, 2004) y del campo volcánico en el sector occidental de Oaxaca (Martiny, 2008). Se observa que las relaciones isotópicas iniciales de Sr de la región de Tilzapotla muestran una mayor dispersión, al tratarse de muestras más diferenciadas y valores isotópicos de Nd más bajos. Por otra parte, se observa que la roca menos diferenciada (Andesita Sultepequito, GO300-07) tiene valores cercanos a los del grupo que corresponde con la región occidental de Oaxaca y a los correspondientes con las rocas intrusivas de composición andesítica-dacítica de la región de Tilzapotla.

Las edades modelo (T_{DM}) calculadas indican el tiempo de residencia en la corteza o el tiempo transcurrido desde que un material se separó del manto del cuál se formó. Las rocas volcánicas de la Sierra La Goleta-Sultepec presentan edades modelo (T_{DM}) Nd (Tabla 2G) (calculadas para el manto empobrecido (DM) usando los valores de Michard *et al.*, 1985) que varían entre 1.4 y 0.88 Ga para las rocas más diferenciadas y 0.7 Ga para la muestra

6. Geoquímica

menos diferenciada GO300-07. En este caso las edades modelo de las rocas analizadas son mayores que las edades de cristalización (36.5 Ma). Estas diferencias probablemente correspondan con la asimilación de corteza continental antigua, modificando los valores reales de las relaciones de Nd.

Como parte de las posibles componentes corticales que pudieron intervenir en los procesos de asimilación en el área de estudio se tienen: rocas mesozoicas del subterreno Teloloapan (Centeno-García *et al.*, 1993); las que forman parte de las rocas triásico-jurásicas del Esquisto Tejupilco y cuyas relaciones isotópicas corresponden a mediciones hechas en xenolitos de esquistos y filitas (Martínez-Serrano *et al.*, 2004), que forman parte de los líticos metamórficos encontrados en lavas del Nevado de Toluca; las que pertenecen al granito de Tizapa (comunicación personal, K. L. Cameron en Elías-Herrera, 2004) y, por otra parte, las que corresponden a los xenolitos encontrados en el Picacho de Pepechuca (Elías-Herrera, 2004), ubicado dentro el área de estudio. Las relaciones isotópicas iniciales de estas cuatro posibles componentes fueron calculadas utilizando la edad de cristalización U-Pb de 36.5 Ma (Figura 12). Para las rocas mesozoicas del subterreno Teloloapan sus relaciones isotópicas de Sr y Nd varían de 0.7035 a 0.7042 y de 0.51274 a 0.51284; los xenolitos que representan al Esquisto Tejupilco del Nevado de Toluca tienen relaciones isotópicas calculadas de Sr y Nd que varían de 0.7136 a 0.7186 y de 0.51224 a 0.51266, respectivamente; las relaciones isotópicas calculadas para el granito de Tizapa de Sr y Nd son de 0.7167 y 0.51224, respectivamente; mientras que los xenolitos encontrados en el Picacho de Pepechuca presentan relaciones isotópicas de Sr y Nd con variaciones de 0.7167 a 0.7198 y 0.51229 a 0.51230 respectivamente.

Al observar el comportamiento de las relaciones isotópicas de estas componentes corticales que forman un patrón con tendencia continua hacia las rocas del área estudiada, es posible pensar que, si la asimilación cortical jugó un papel importante en los procesos de diferenciación magmática que controlaron la evolución del centro volcánico de La Goleta-Sultepec, entonces las rocas asimiladas pudieron ser similares a las de estas rocas. Este punto será analizado y discutido más adelante.

6. Geoquímica

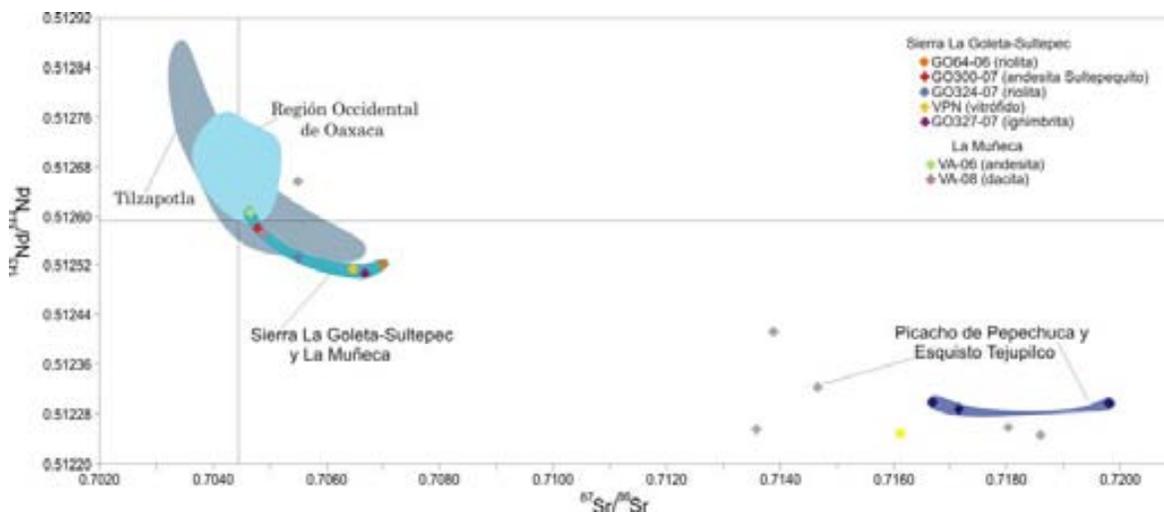


Figura 15. Diagrama de las relaciones isotópicas de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)i contra ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)i de la Sierra La Goleta-Sultepec, La Muñeca (Chapela-Lara, 2008), Tilzapotla (andesitas, dacitas e ignimbritas) (Morán Zenteno *et al.*, 2004). Región Occidental de Oaxaca (andesitas-basálticas, andesitas, dacitas e ignimbritas) (Martiny, 2008). ◆ xenolitos del Picacho de Pepechuca (gneis) (Elías-Herrera, 2004) y ◆ xenolitos de Esquisto Tejupilco (Martínez Serrano *et al.*, 2004), ◆ Granito Tizapa (comunicación personal, K. L. Cameron en Elías-Herrera, 2004).

7. Discusión y conclusiones

7.1. Estratigrafía y evolución volcánica

La sucesión volcánica de la Sierra La Goleta-Sultepec revela una estratigrafía integrada esencialmente por flujos piroclásticos silíceos en facies intracaldera y facies extracaldera, así como por un complejo de diques piroclásticos no homogéneos.

La división entre las unidades que representan facies de intracaldera y las que representan las facies extracaldera proviene del hecho de que las rocas volcánicas de las facies de extracaldera se observan el contacto con el basamento mesozoico o con un conglomerado, principalmente al NE y SE del área de estudio, mientras que las rocas volcánicas que corresponden a las facies intracaldera se encuentran en contacto vertical con las rocas del basamento y están distribuidas dentro de la estructura semielíptica que aquí se denomina como caldera La Goleta.

Las rocas prevolcánicas sobre las que se edifica el centro volcánico La Goleta-Sultepec corresponden con las de un basamento volcanosedimentario mesozoico, representado por el Esquisto Tejupilco y el Grupo Arcelia Palmar-Chico (Elías-Herrera, 2004) y a una sucesión de conglomerados dominados por líticos de esquisto. En este trabajo, esta sucesión es caracterizada como conglomerados de matriz-soportados con estructura masiva y conglomerados clasto-soportados con rasgos de pseudoestratificación, lo que indica ambientes de depósito de abanico en forma de flujos en masa con evolución a probables depósitos de canal. Por sus relaciones estratigráficas, dichos depósitos deben haber ocurrido entre el Cretácico Temprano y el Eoceno. La sucesión incluyen, cerca del contacto con las unidades subvolcánicas sobreyacentes, esporádicas intercalaciones de material tobáceo y clastos de material volcánico, lo que sugiere que la sedimentación de las capas superiores ocurrió durante las primeras etapas de actividad volcánica eocénica en la región.

7.1.1. Diques piroclásticos y estructura volcánica

Los ejemplos de descripciones de diques piroclásticos como conductos de grandes erupciones son escasos a nivel mundial, sin embargo, un ejemplo de estos son los reportados en la península de Kii, Japón, asociados a la caldera Kumano (Miura *et al.* 1999;

7. Discusión y Conclusiones

2007), tipo *trap door* de 41 x 23 km, donde se documentan diques piroclásticos de 800 m de ancho a lo largo de un lineamiento arqueado de aproximadamente 20 km, para los cuales, por estudios de gravimetría se determinó profundidades de hasta 1000 m. En este trabajo son usados indistintamente para este tipo de cuerpos tabulares los términos diques piroclásticos, conductos piroclásticos y brechas piroclásticas. Otros reportes de diques piroclásticos son los del complejo volcánico Tazekka al este de Marruecos (Chalot-Prat, 1995), quien encuentra diques alimentadores piroclásticos asociados al emplazamiento de una ignimbrita de 50 km³ en un área de 75 km², con anchos de 50 cm hasta varios cientos de metros y que se extienden a lo largo de cientos de metros, expuestos a través de un patrón regular de fracturas. Por otra parte, en México diques piroclásticos menores han sido reportados en el campo volcánico de San Luis Potosí (Torres-Hernández *et al.* 2006), como parte de la fuente de emisión de la ignimbrita Panalillo estos diques presentan un ancho de 60 cm emplazados a lo de aproximadamente 5 km de fallas normales del Oligoceno medio. Otro ejemplo, son los diques piroclásticos reportados como la fuente de emisión de las ignimbritas de la provincia de *basin and range* de Sierra Madre Occidental (Aguirre *et al.* 2003) estos diques tienen anchos de 50 m y son emplazados a lo largo de fallas normales con longitudes de 110 km que delimitan estructuras de *graben*. Las características texturales y de emplazamiento han sido documentadas por Wolff (1986) como diques que presentan una fuerte foliación eutaxítica como resultado de un sistema de emplazamiento que comienza por la fragmentación de un magma, salida explosiva a través de un conducto y cierre de este conducto en donde adquiere sus características texturales (en este trabajo se denominan como *welded-tuff dykes*). Sin embargo, en trabajos como los de Miura *et al.* (1999; 2007), Torres-Hernández *et al.* (2006) y Aguirre *et al.* (2003), las descripciones texturales de estos cuerpos presentan una gran diversidad, lo que indica que pueden presentar distintas características y quizá distintos modos de emplazamiento que modifiquen estas texturas.

Algunos de estos rasgos descritos anteriormente para diferentes centros volcánicos a nivel mundial, se observan en los diques de la zona volcánica La Goleta-Sultepec, donde además, su carácter exhumado ofrece la posibilidad de detallar y observar los materiales de los conductos de salida, las variaciones en espesor de las secuencias proximales, estructura del centro eruptivo, su geometría y, en su caso, el estilo de colapso y grado de subsidencia.

7. *Discusión y Conclusiones*

Uno de los aspectos más sobresalientes de la zona volcánica La Goleta-Sultepec es la presencia de abundantes diques piroclásticos que forman prominencias orográficas con paredes expuestas de hasta 700 m. Si se considera que estos cuerpos alcanzan altitudes medias de 2400 m y que las zonas bajas que se ubican en los alrededores están formadas por el Esquisto Taxco y la secuencia Arcelia Palmar-Chico, se infiere un proceso de exhumación debido a la denudación general del área. Los contrastes orográficos son, entonces, el resultado de una erosión diferencial producida por la mayor resistencia a la erosión de los cuerpos piroclásticos subvolcánicos. Los flujos piroclásticos depositados sobre la superficie corresponden a los remanentes de una cubierta volcánica más extensa. Su preservación debe estar en parte controlada por el hecho de estar en gran parte delimitados por los cuerpos subvolcánicos piroclásticos.

Las relaciones generales de las rocas volcánicas y subvolcánicas de la zona La Goleta-Sultepec, así como sus relaciones con el basamento mesozoico, muestran la presencia de dos dominios principales: uno, ubicado al norte, representado por diques y unidades extrusivas que no revelan ningún colapso o efecto de subsidencia, y otro, ubicado al sur representado por una zona semielíptica que muestra indicios de haber sufrido un colapso parcial. Esto último se infiere no solo de la forma en planta de la estructura, sino del espesor mayor de 600 m de la secuencia de ignimbritas en su interior y de la disposición periférica de los diques piroclásticos. El límite entre los dos dominios principales está representado por el lineamiento más notable del área, representado por los diques piroclásticos y fracturas Las Peñas-El Estribo (Figura 3).

El volumen preservado estimado de rocas piroclásticas de toda la zona volcánica es de aproximadamente 150 km³. Las razones por las que se desarrolló un colapso en la zona sur y no en el norte están probablemente relacionados a la profundidad de la cámara en ambas zonas, aunque no se tiene alguna evidencia de esto. Otra posible causa puede ser, la existencia probable de una cámara de menor volumen ubicada en el norte. La solución a este problema escapa de los objetivos del presente estudio pero podría ser tentativamente abordada a través de la estimación de la presión por medio de la determinación del contenido de CO₂ en inclusiones magmáticas en cuarzo o sanidino.

7. *Discusión y Conclusiones*

En general, los diques piroclásticos corresponden a conductos de material volcánico fragmentado que se formaron desde las primeras etapas de descompresión volcánica de la cámara magmática y fueron emplazados a lo largo de zonas de debilidad preexistentes.

A pesar de presentar una gran diversidad en cuanto a sus arreglos texturales y de componentes, es posible asociarlos como los diques alimentadores de varios de los flujos piroclásticos que formaron la secuencia volcánica de la Sierra La Goleta-Sultepec. En términos generales, los diques ricos en cristales y pobres en líticos parecen corresponder con los diques alimentadores que dieron origen a los flujos piroclásticos o unidades de enfriamiento que integran la Ignimbrita La Goleta. Estos se pueden observar en las localidades del poblado de Santa María, Picacho de Pepechuca, en la localidad Las Peñas-El Estribo, en los cerros el Ocozotl, la Aguja y el Ornamento, en las zonas cercanas al poblado de San Isidro Xochitla y al este de Sultepequito. También se pueden observar diques de composición similar a la Ignimbrita La Goleta en el flanco occidental de la sierra homónima desde la carretera La Goleta-Sultepec, hasta Tenanguillo de Las Peñas.

Por otra parte, los diques con abundantes líticos que se observan en localidades como cerro Los Paredones, cerros el Ocozotl, la Aguja y el Ornamento y en las cercanías del poblado de Ahuacatitlan, corresponden a los diques alimentadores de los flujos piroclásticos de las unidades La Lobera y El Potrero.

Un caso muy especial de dique piroclástico es el descrito en la localidad Pueblo Nuevo; este fue caracterizado como dique piroclástico pumicítico con arreglos subhorizontales de líticos, de pómez y de ceniza. La disposición de sus componentes en forma semihorizontal, sustenta la idea de distintos pulsos de flujos piroclásticos por mecanismos fisurales, que al perder fuerza sufren un colapso lo que produce que los componentes (líticos de esquisto, y pómez) adquieran una disposición semihorizontal que varía entre 0 y 20°.

Aunque no fue posible en todos los casos observar las variaciones laterales de los diques (perpendiculares a su elongación), se ha inferido por las observaciones de campo realizadas en puntos específicos que se trata de diques compuestos que representan diversos pulsos de emisión piroclástica y que guardan una relación de contacto vertical entre cada cuerpo planar que pueden representar y con respecto a las rocas encajonantes. Por ejemplo, en los cerros Ocozotl, la Aguja y el Ornamento, se describieron dos tipos de diques piroclásticos con relaciones verticales entre ellos. El dique descrito como cristalino en esta zona

7. *Discusión y Conclusiones*

corresponde al dique más externo, mientras que el dique descrito con abundantes líticos es el dique interno. Del mismo modo, en las cercanías del poblado Pueblo Nuevo, fue posible describir de manera consecutiva tres diques piroclásticos, donde el dique más externo corresponde con un vitrófido que indica una zona de enfriamiento rápido contigua a la roca encajonante. Este rasgo se observa también en las paredes de los diques al norte del lineamiento Las Peñas – El Estribo cercanos al poblado de San Isidro Xochila, en los diques que cortan el camino hacia el poblado La Goleta, inmediatamente al oeste del poblado San José el Potrero, y al sur de la Sierra La Goleta en el cerro Los Paredones.

7.1.2. Facies intracaldera

La ignimbrita La Goleta corresponde a una secuencia masiva de flujos piroclásticos que varían en grado de soldamiento de moderados a densamente soldados. Se reconocen al menos cuatro flujos piroclásticos formando esta unidad, y estos se distinguen básicamente por sus componentes, tales como líticos, pómez y cristales y las abundancias y/o ausencia en las que se encuentran. En términos generales se caracteriza como una ignimbrita cristalina de color rosa a morado, con cristales de sanidino, líticos de rocas metamórficas y pómez sin compactación y algunos otros en forma de *fiammes*.

Esta unidad volcánica se encuentra expuesta dentro del semielipse estructural de la caldera, formando un espesor de relleno de caldera de hasta 1 km. Los flujos piroclásticos que la integran fueron en parte originados por los complejos de diques piroclásticos y a flujos piroclásticos originados a partir del principal evento explosivo, provocado por el colapso parcial en la parte oeste-central de la Sierra La Goleta.

Por otra parte, como parte de las facies de intracaldera pero correspondiente a un episodio post-colapso, se tiene el Porfido Tecomates cartografiado al centro de la zona principal de colapso. Este intrusivo corresponde con un último evento magmático que probablemente llegó a ser de tipo efusivo.

7.1.3. Facies extracaldera

Las facies extracaldera se encuentran expuestas hacia el oriente de la zona de estudio. Están integradas de la base a la cima, por una unidad lávica andesítica, la Ignimbrita La Goleta, la

7. *Discusión y Conclusiones*

Formación Diego Sánchez, la Ignimbrita La Cienega, la Ignimbrita La Lobera y la Ignimbrita El Potrero. La inferencia de que estas unidades corresponden a facies de extracaldera proviene del hecho de que el espesor de depósitos piroclásticos es menor a 350 m, y que se encuentran sobreyaciendo en contacto horizontal sobre el basamento mesozoico o con el conglomerado prevolcánico.

La Andesita Sultepequito representa la única unidad de composición intermedia reconocida en el área y es, a su vez, probablemente una unidad que corresponde con los inicios del vulcanismo poco diferenciado en la zona.

Posterior al primer evento explosivo que dio origen a la Ignimbrita La Goleta, se presentan una serie de eventos post-colapso. El primero de ellos corresponde con una serie de flujos ignimbríticos, depósitos de caída y depósitos de flujos de escombros de la Formación Diego Sánchez. Esta unidad fue formada en parte, a partir de la removilización de material volcánico de flujos hiperconcentrados, que convivieron con la emisión de cenizas de caída y flujos piroclásticos menores como producto de la actividad post-colapso, formando una acumulación de materiales volcánicos de 250 m.

Posteriormente, se origina un nuevo pulso ignimbrítico que originaría la cima de la secuencia de las facies extracaldera. Este pulso incluye una serie de flujos piroclásticos de tipo pumicítico correspondientes a las ignimbritas La Cienega, La Lobera y El Potrero. Estas ignimbritas, con distintos componentes líticos y distintas abundancias, parecen haber sido originadas por algunas o varias de las inyecciones que formaron los diques piroclásticos cercanos al poblado de Ahuacatlán y a los diques que afloran en los cerros el Ocozotl, la Aguja y el Ornamento. Esto se basa en las similitudes texturales y de componentes entre los flujos piroclásticos y los diques piroclásticos de estas zonas.

7.2. Geocronología

7.2.1. Edad del centro volcánico de la Sierra La Goleta-Sultepec

Los resultados de la isotopía de U-Pb en zircones indican una edad de cristalización de la Ignimbrita La Goleta de $36.5 \pm 0.6/-0.9$ Ma. Las edades de K-Ar de 36.5 y de 37.4 Ma para un concentrado de sanidinos de uno de los diques presuntamente alimentadores de la Ignimbrita La Goleta son indistinguibles, dentro del error, de las edades de cristalización;

7. *Discusión y Conclusiones*

esto sugiere un tiempo de residencia corto de los magmas en la cámara magmática. Por otra parte, las edades similares de los diques piroclásticos, particularmente para el Picacho de Pepechuca ($36.5 \pm 0.6/-0.7$ Ma) y para el Porfido Tecomates (36.9 ± 0.6 Ma), revelan una evolución rápida para el centro volcánico en su conjunto, probablemente menor de 1 millón de años.

De estos análisis, se concluye que el centro volcánico de la Sierra La Goleta-Sultepec se formó hace 36.5 Ma, y que los diques piroclásticos de la semielipse de colapso y los de la porción noreste del área de estudio fueron contemporáneos a la formación de esta sucesión volcánica.

Por otra parte, de acuerdo a las edades reportadas para otros centros volcánicos que integran la Sierra Madre del Sur, la actividad volcánica de la Sierra La Goleta-Sultepec parece haber sido parcialmente contemporánea a algunas etapas de desarrollo de centros volcánicos como Taxco, con edad de formación de 38 a 32 Ma (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2002) y Sierra de Nanchititla, con edades de 43.1 a 35.6 Ma, principalmente con el periodo de magmatismo silíceo marcado entre 37.8 y 35.6 Ma (González-Cervantes, 2007). Es posible concluir también, que el magmatismo de estos tres centros volcánicos es ligeramente más antiguo que el reportado para los centros volcánicos ubicados más al oriente de la Sierra Madre del Sur, como: la caldera de Tilzapotla con edad de 34.3 Ma (Moran-Zenteno *et al.*, 2004), el centro volcánico de la Sierra de Huautla de 31.8 y 30.9 Ma (Díaz-Bravo, 2005; Chávez-Gonzalez, 2005) y el magmatismo al occidente de Oaxaca reportado por Martiny (2008), de 33 a 29 Ma; lo que apoya la idea de migración hacia el este del magmatismo que se ha determinado a lo largo de la costa del pacífico.

7.2.2. Edades en núcleos heredados

Las componentes de los núcleos heredados encontrados en algunos de los zircones magmáticos del área pueden ser agrupadas principalmente en: (1) edades del Hauteriviano-Albiano, (2) edades Triásico-Jurásicas, más un dato Pérmico y, (3) en edades con componentes grevillianas.

7. *Discusión y Conclusiones*

Las edades que corresponden al rango de edad Albiano-Cenomaniano han sido reportadas por Talavera Mendoza *et al.*, 2007; Elías-Herrera *et al.*, 2000 y Delgado-Argote *et al.*, 1992, como edades del Grupo Arcelia Palmar-Chico. Por otra parte, Elías-Herrera (2004) le asigna al Esquistos Tejupilco una edad Triásico-Jurásica y considera que constituye el basamento del Terreno Arcelia. Otras componentes heredadas del Triásico-Jurásico han sido encontradas en rocas del Cretácico temprano por Talavera-Mendoza *et al.* (2007), y por Martini *et al.* (en prensa), quien encuentra en zircones magmáticos del Esquistos Tejupilco edades Triásico-Jurásicas, e interpreta esta sucesión metasedimentaria como el basamento precretácico de los Terrenos Arcelia y Teloloapan, con una edad máxima del Pérmico tardío.

Las componentes grenvillianas, por otra parte, han sido discutidas por varios autores como provenientes de un basamento continental premezozoico (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Elías-Herrera, 2004), quienes basan este hecho en la evidencia encontrada en los xenolitos contenidos en el cuerpo subvolcánico félsico del Picacho de Pepechuca, y por las señales proterozoicas en zircones detríticos erosionados de un basamento grenvilliano atenuado *in situ* Martini *et al.* (en prensa). Por otra parte, Talavera Mendoza *et al.* (2007) sugieren que los zircones con señales proterozoicas son productos de zonas de reciclaje en zonas de subducción y que provienen de la influencia de la sedimentación del complejo Acatlán, de acuerdo a un análisis en muestras de Taxco-Taxco Viejo, Teloloapan, y Arcelia.

En este trabajo, la evidencia encontrada en los xenolitos del Picacho de Pepechuca (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Elías-Herrera, 2004) y definidos en este estudio como parte del complejo de diques piroclásticos del área, es apoyada bajo las siguientes consideraciones: (1) en su trabajo, Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, (1997) concluyen que los xenolitos del Picacho de Pepechuca corresponden a un metamorfismo de alto grado de los xenolitos del tipo regional, desarrollados bajo esfuerzos tectónicos diferenciales antes de que los xenolitos fueran acarreados a niveles superficiales por la intrusión riódacítica oligocénica. Igualmente este autor indica que los datos isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd en los xenolitos del Picacho de Pepechuca tienen un carácter fuertemente evolucionado de afinidad de corteza continental y reporta edades modelo Nd de 1.2 a 1.6 Ga, similares a las

7. *Discusión y Conclusiones*

de rocas de origen sedimentario del basamento grenvilliano y a xenolitos de corteza inferior del centro y norte de México (Ruiz *et al.*, 1988a; 1988b). Por esto Elías- Herrera y Ortega-Gutiérrez, (1997) proponen la presencia de un basamento de corteza continental premesozoico debajo de la región de Tejupilco, y bajo dos posibles escenarios litotectónicos que pudieran explicar la existencia de estos xenolitos; que pertenecieran a las raíces de un arco volcánico mesozoico o que fueran la evidencia de un basamento siálico premesozoico. (2) Existen estudios gravimétricos que indican distintos espesores en la corteza en esta parte de México (Urrutia Fucugauchi y Molina-Garza, 1992), en estos se observa un patrón de engrosamiento desde el margen pacífico hacia el interior del continente que varía de 25 a 45 km de la región de Colima-Guadalajara hacia las provincias volcánicas de la Faja Volcánica Transmexicana y Sierra Madre Occidental. Estos mismos estudios reportan, para la región de Tejupilco y áreas cercanas de los estados de México, Guerrero y Michoacán, una zona con rumbo NNW ($\sim 100^{\circ} 20' W$) una anomalía gravimétrica (García-Pérez, 1995) que corresponde a un cambio en el espesor de la corteza y/o a una discontinuidad cortical mayor (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruíz, 1996). La gravimetría del terreno Guerrero en general, indica una corteza heterogénea formada por rocas granulíticas proterozoicas, o por litosfera oceánica antigua engrosada por procesos tectónicos y magmáticos posteriores (Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992; Urrutia Fucugauchi y Flores-Ruíz, 1996), aunque no existe a parte de estos estudios otras evidencias petrológicas y geoquímicas que indiquen la presencia de piso oceánico en esta región.

Por la evidencia anterior, es fácil pensar en los xenolitos del Picacho de Pepechuca como material cortical de la corteza inferior asimilado en los procesos de diferenciación magmática; sin embargo, es difícil explicar su preservación en el modelo de evolución magmática propuesto en este trabajo (se discute más adelante). Considerando que estos xenolitos se encuentran en el sistema de diques piroclásticos ubicados al norte-noreste de la caldera descrita, se piensa que estos pudieron haber sido desprendidos, mas bien, de una posición intermedia de la corteza. Considerando la hipótesis de que la corteza grenvilliana debajo de esta región es una corteza atenuada (Martini *et al.*, en prensa), es posible que la deformación Laramídica haya producido un cabalgamiento que emplazó un segmento grenvilliano en la corteza media-superior.

7. *Discusión y Conclusiones*

En síntesis, es difícil asegurar el origen preciso de los zircones heredados grenvillianos en las muestras del área de estudio. Las alternativas posibles incluyen como fuente un basamento cristalino grenvilliano o de la erosión de un basamento continental grenvilliano cuyos sedimentos fueron incorporados en las secuencias volcanosedimentarias mesozoicas del área de estudio. Aunque no es fácil definir la fuente de estos zircones, considerando la presencia de los xenolitos de Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, (1997), y las edades de herencia de los zircones reportados en el presente estudio, en este trabajo se favorece la primera alternativa para la procedencia de estos.

7.3. Geoquímica y petrogénesis

En este estudio, la geoquímica se utilizó para realizar algunas inferencias a cerca del origen y la evolución magmática del centro volcánico La Goleta-Sultepec. Algunos de los aspectos a resolver fueron principalmente el papel de la cristalización fraccionada y la asimilación cortical, así como el planteamiento de un modelo de evolución magmática que explique los posibles escenarios bajo los que se desarrolló su diferenciación.

Una de las particularidades del centro volcánico de La Goleta-Sultepec, y que no es posible resolver en este trabajo, es su carácter evolucionado casi completamente de composición riolítica. Este rasgo lo diferencia notablemente, junto con el centro volcánico de Taxco (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2002), de otros centros como Nanchititla (González-Cervantes, 2007), La Muñeca (Chapela-Lara, 2008), Valle de Bravo, Tilzapotla (Moran *et al.*, 2004), Sierra de Huautla (Díaz-Bravo, 2005; Chávez-González, 2005; González-Torres, en proceso) y del occidente de Oaxaca (Martiny, 2008).

La geoquímica del centro volcánico La Goleta-Sultepec, en general, indica una evolución magmática a partir de magmas menos evolucionados, lo que se refleja en las tendencias lineales coherentes y continuas de sus elementos mayores y trazas, analizados en el Capítulo 6 de Geoquímica. Estas tendencias pueden ser reflejo de un proceso magmático de cristalización fraccionada a partir de un magma primario; sin embargo, siempre es importante tomar en cuenta otros procesos magmáticos como contaminación cortical y mezcla de magmas, que también pueden producir resultados similares.

7. *Discusión y Conclusiones*

Algunos de los estudios más sobresalientes sobre el desarrollo de magmatismo silíceo son los realizados en la Sierra Madre Occidental. En estos estudios, se ha considerado en modelos de asimilación-cristalización fraccionada (AFC) una diferenciación magmática \leq al 20% por contribución cortical (Smith *et al.*, 1996, Gunderson *et al.*, 1986). Sin embargo, en trabajos más recientes (Bryan *et al.*, 2008), se considera un alto índice de contaminación cortical por la refusión de corteza juvenil principalmente, documentada en antecristales de zircones de entre 20 a 32 Ma, provenientes de magmas parentales máficos que fueron reciclados y mantuvieron un flujo constante de calor. Del mismo modo, estos autores concluyen que existen en la génesis de las riolitas de la Sierra Madre Occidental, importantes contribuciones corticales de diversas fuentes (proterozoicas, mesozoicas y terciarias predominantemente), las cuales, se reflejan en la composiciones químicas e isotópicas de los productos finales.

En el modelo de Bryan *et al.* (2008), plantean la generación de magmatismo en Sierra Madre Occidental, a partir de la fusión parcial por deshidratación de corteza máfica metasomatizada, cuyo suministro de calor es generada por la adición de material magmático a la base de la corteza (*magmatic underplating*). Sin embargo, Annen *et al.* (2006) explican que el emplazamiento de basaltos no puede generar el calor suficiente para provocar una fusión parcial extensa de la corteza inferior para producir volúmenes grandes de rocas de composición silíceo. Del mismo modo, Annen *et al.* (2006) proponen un modelo alternativo para generar magmas silíceos e intermedios basado en simulaciones numéricas de transferencia de calor (Annen y Sparks, 2002) y experimentos a alta temperatura (Prouteau y Scaillet, 2003; Müntener *et al.*, 2001), los cuales sugieren la generación de magmas silíceos a partir de la cristalización fraccionada de basaltos hidratados, emplazados a profundidades de la corteza inferior o manto superior. Ellos proponen el emplazamiento o inyección consecutiva de numerosos *sills* basálticos en la parte inferior de la corteza, donde se produce en consecuencia una “zona caliente” rica en volátiles con generación de residuos silíceos ricos en H₂O por cristalización parcial de los *sills* basálticos y fusión parcial de rocas de la corteza circundantes. La fusión parcial de la corteza antigua y los *sills* más antiguos es provocada por la transferencia de calor y los fluidos liberados durante la cristalización de nuevos *sills* basálticos. Los rasgos en las concentraciones de elementos traza y en las firmas isotópicas, son consecuencia de las

7. *Discusión y Conclusiones*

mezclas de fundidos residuales silícicos a partir de cristalización fraccionada y en una proporción menor por la fusión parcial de la corteza antigua. El periodo de incubación entre la inyección de los primeros *sills* y la generación de magmas silícicos por cristalización incompleta depende del gradiente geotérmico inicial, la tasa de inyección de magmas y la profundidad de emplazamiento. La tasa de fusión por cristalización incompleta de los basaltos emplazados, por otra parte, se incrementa a consecuencia de una alta tasa de inyección magmática, mientras que una tasa baja de inyección inhibe el desarrollo de la fusión. En este modelo, las características químicas en los magmas de arco son adquiridas a niveles de profundidad de la corteza inferior y media y no en las cámaras someras. Durante su ascenso los magmas sufren procesos de degasificación y cristalización, por lo que pueden llegar a niveles más someros (cámaras magmáticas someras) ya con modificaciones importantes en cuanto a su composición. El proceso de diferenciación magmática de Annen *et al.* (2006) implica la generación de un residuo máfico o ultramáfico denso, que puede sufrir un proceso de delaminación o desprendimiento de la base de la corteza (Kay y Kay 1991, 1993; Saleeby *et al.*, 2003).

En este trabajo, estos modelos son retomados a continuación para interpretar los posibles escenarios y procesos bajo los que se desarrolló el magmatismo en la Sierra La Goleta-Sultepec.

La idea sugerida por Bryan *et al.* (2008) para la Sierra Madre Occidental, de la generación de magmatismo de composición riolítica a partir de la fusión parcial de magmas parentales máficos cenozoicos, no es considerada como uno de los procesos principales en este trabajo por lo siguiente: (1) la información de las edades de herencia U-Pb sugieren que el evento magmático que formó La Sierra La Goleta-Sultepec se originó a partir de un solo episodio magmático cenozoico, esto se sustenta en la ausencia de antecristales que pudieran indicar la formación de corteza juvenil a partir de magmas parentales máficos, involucrados en un ciclo magmático de larga vida por tanto, (2) tampoco se considera el reciclaje de estos materiales máficos, como una posible y principal causa de flujo constante de calor. Aún así; de acuerdo a Annen *et al.* (2006) el emplazamiento de basaltos no puede generar el calor suficiente para provocar una fusión parcial extensa de la corteza inferior y producir volúmenes grandes de rocas de composición silícica. Esta última consideración nos lleva a

7. *Discusión y Conclusiones*

descartar en general como proceso principal la fusión parcial cortical, bajo los siguientes hechos en el área de estudio: (1) en general, el comportamiento de elementos mayores y trazas de las muestras analizadas muestran claros patrones de cristalización fraccionada, principalmente, en el hecho de que se observa un alto grado de fraccionamiento en elementos como el Sr, Ba y Eu, y (2) los datos de herencia de U-Pb sugieren como principales contribuciones corticales dos posibles fuentes, una corteza grenvilliana antigua y la fusión de rocas mesozoicas, sin embargo, petrográficamente las evidencias de estas dos fuentes (xenolitos del Picacho de Pepechuca, xenolitos del Granito Tizapa y líticos del Esquisto Tejupilco), no muestran rasgos de fusión e interacción magmática.

En este trabajo, con la finalidad de evaluar los porcentajes de contaminación cortical, se realizó un análisis de los rasgos isotópicos por contaminación de estas fuentes. Como se observa en la Figura 15, estas tres componentes corticales, presentan relaciones isotópicas congruentes como posibles contaminantes de las muestras de la Sierra La Goleta-Sultepec; sin embargo, las rocas correspondientes con los xenolitos del Esquisto de Tejupilco (Martínez-Serrano *et al.*, 2004) se descartan por corresponder con un nivel cortical de la corteza superior, poco ideal para los procesos de diferenciación magmática desarrollados en la corteza inferior y media (Annen *et al.*, 2006). Por lo tanto se consideran principalmente como posibles fuentes contaminantes a rocas similares a las representadas por los xenolitos del Picacho de Pepechuca y los del Granito de Tizapa, de los cuales ambos se encuentran reportados en el área de estudio por Elías-Herrera (2004) y Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, (1997).

En este trabajo, se propone a continuación un modelo de diferenciación magmática del tipo asimilación-cristalización fraccionada (AFC), asumiendo que las rocas de composición riolítica del área de estudio se generaron a partir de magmas ya diferenciados de composición intermedia parecida a la de la muestra GO300-07, y a las de las muestras VA-06 y VA-08 del área vecina “La Muñeca”, las cuales se asumen en conjunto como las posibles fuentes magmáticas menos diferenciadas a partir de las que evolucionó el centro volcánico de la Sierra La Goleta-Sultepec. Esto se eligió por la ausencia de materiales volcánicos primarios de composición basáltica en el área de estudio que permitan modelar

7. Discusión y Conclusiones

el proceso inicial que dio lugar a las andesitas, por lo que sólo se presenta una parte de la evolución magmática.

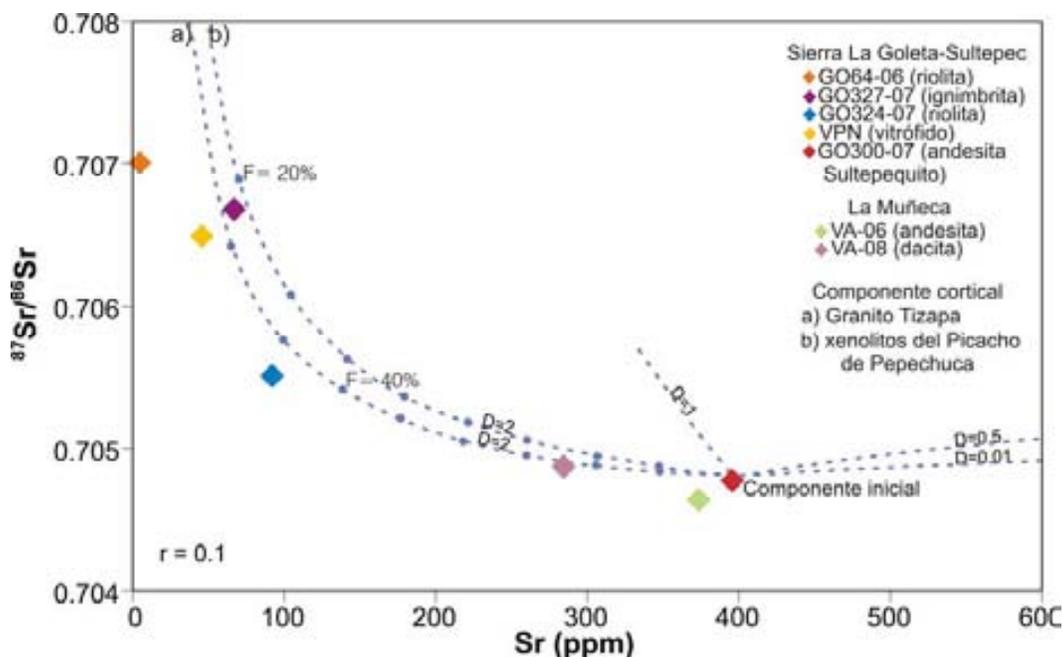


Figura 16. Diagrama de Sr contra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las rocas volcánicas de la Sierra La Goleta-Sultepec. Relaciones isotópicas de Sr “La Muñeca” tomadas de Chapela-Lara (2008), relaciones de isotópicas de Sr de componentes corticales: a) Granito de Tizapa (comunicación personal, K. L. Cameron en Elías-Herrera, 2004) y, b) xenolitos Picacho de Pepechuga (Elías-Herrera, 2004, Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997).

El modelo AFC (Figura 16) se realizó asumiendo como componente inicial la Andesita Sultepequito (GO300-07) y como componente cortical los xenolitos del Picacho de Pepechuga y el Granito de Tizapa. La distribución de los datos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el diagrama AFC sugieren un carácter compatible ($D=2$) de Sr, con valores de $r=0.1$, que indican un proceso de cristalización fraccionada mayor a un proceso de asimilación magmática ($FC \gg A$), y un valor de F entre 20 y 40% de magma residual. Los valores de $D = 1, 0.5$ y 0.01 , son iguales para las dos componentes.

Finalmente, el modelo de evolución magmática para la Sierra La Goleta-Sultepec, de asimilación-cristalización fraccionada (AFC), es presentado bajo un escenario parecido al propuesto por Annen *et al.* (2006), bajo el siguiente esquema (Figura 17): (1) desarrollo de una “zona caliente” por el emplazamiento de *sills* en la corteza inferior, a partir del ascenso de magmas basálticos hidratados provenientes de la cuña del manto, (2) generación de

7. Discusión y Conclusiones

materiales intermedios y silíceos, generados por la mezcla de fundidos residuales silíceos y en menor volumen fundidos parciales de la corteza antigua, (3) a continuación, se presenta el ascenso de estos materiales intermedios y silíceos modificados por procesos de cristalización fraccionada y menor proporción por asimilación cortical, hasta una cámara magmática somera, y (4) evento eruptivo de la Sierra La Goleta. Este modelo, sugiere por lo tanto: (1) la inyección de magmas basálticos en la base de la corteza, (2) un régimen térmico inducido y (3), la generación de un volumen de fundido con un proceso principal y mayor de cristalización fraccionada.

7. Discusión y Conclusiones

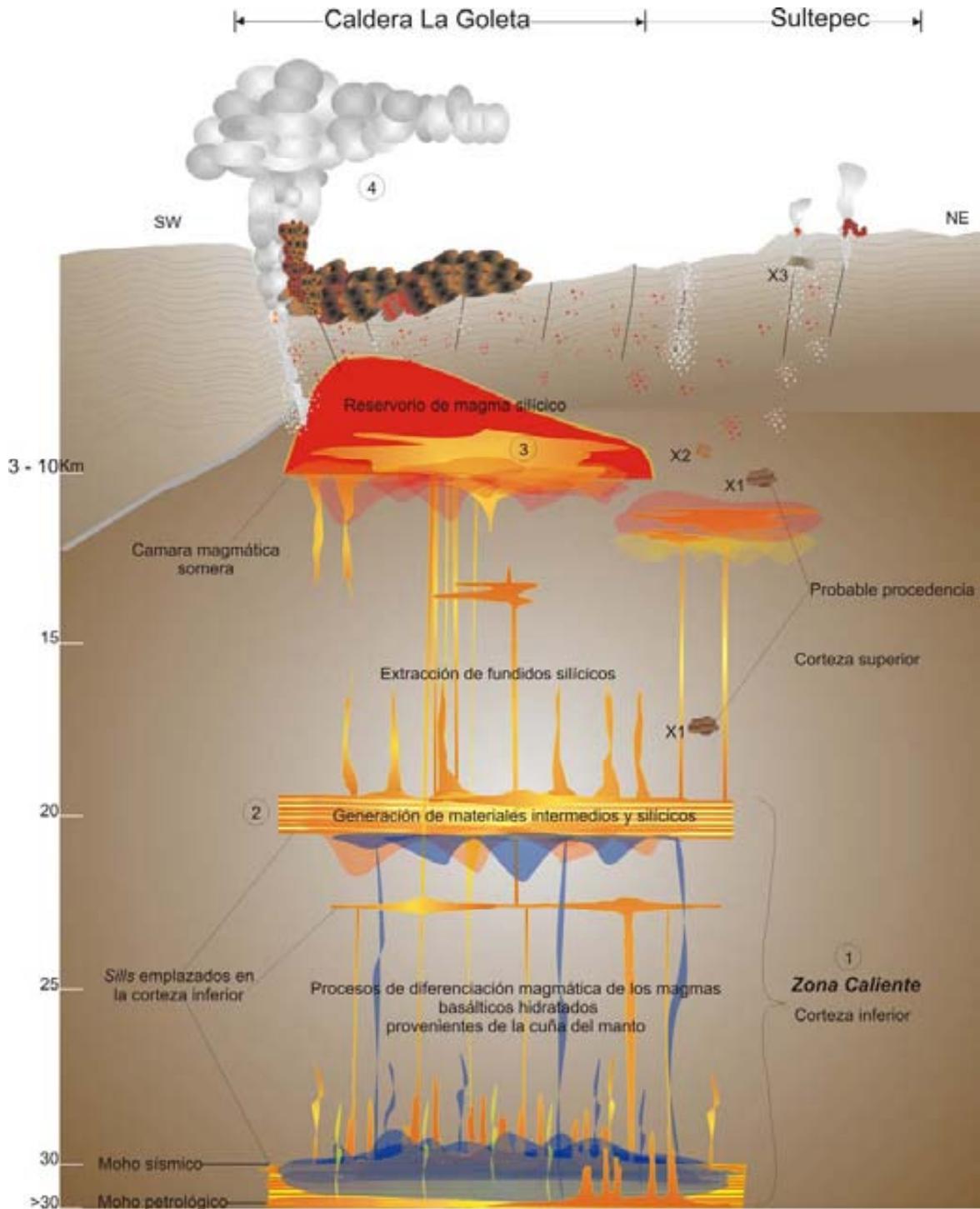


Figura 17. Representación esquemática del modelo de evolución magmática del centro volcánico de la Sierra La Goleta-Sultepec, modificado de Annen *et al.* (2006). Puntos 1, 2, 3 y 4 en círculos, ver texto para su explicación. X1: xenolito de posible corteza granulítica atenuada grenvilliana. X2: xenolito del Granito de Tizapa. X3: xenolito de Esquisto Tejupilco.

Conclusiones

- El centro volcánico de la Sierra La Goleta-Sultepec corresponde a una estructura de caldera de colapso tipo *trap door*, delimitada por un complejo de cuerpos subvolcánicos piroclásticos exhumados de origen fisural. Hacia el norte se dieron emplazamientos piroclásticos voluminosos sin un colapso evidente.
- Los controles estructurales de colapso de esta caldera corresponden principalmente con las estructuras tectónicas regionales cenozoicas correspondientes a lineamientos cenozoicos N-S y NW.
- La estratigrafía volcánica de la Sierra La Goleta-Sultepec se integra esencialmente por flujos piroclásticos silíceos en facies intracaldera y facies extracaldera, así como por complejos de diques piroclásticos no homogéneos.
- Los resultados de U-Pb indican una edad para este centro volcánico de 36.5 Ma, edad que corresponde a la Ignimbrita La Goleta asociada al evento eruptivo de colapso.
- En los productos volcánicos de la Sierra La Goleta-Sultepec, se determinaron tres componentes de herencia, una del Cretácico Inferior, componentes del Jurásico-Triásico y una componente grenvilliana.
- La geoquímica del centro volcánico La Goleta-Sultepec, en general, indica una evolución magmática a partir de magmas menos evolucionados, cuyo proceso principal de diferenciación magmática es la cristalización fraccionada y subordinadamente la modificación magmática por asimilación cortical.
- El modelo de evolución magmática definido para el centro volcánico La Goleta-Sultepec consiste en la generación de una zona caliente por el emplazamiento de *sills* basálticos hidratados de la cuña del manto en la corteza inferior (*magmatic*

7. *Discusión y Conclusiones*

underplating), los cuales sufren procesos de diferenciación magmática con la generación de magmas intermedios y silícicos a partir de los cuales, por un proceso predominante de cristalización fraccionada, evolucionarían los productos altamente diferenciados del centro volcánico La Goleta-Sultepec.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G. J., Labarthe-Hernández, G., Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting, *Geological Society of America, Geology*; v. 31; no. 9; p. 773–776.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C., Vasallo-Morales, L.F., 2001, Estratigrafía y deformación de la región San Miguel de Allende-Querétaro: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 18, p. 129-148.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 118, p. 1-14.
- Annen, C., Sparks, R.S.J., 2002, Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203. p. 937-955.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2006, The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones: *Journal of Petrology*, v. 47, p. 505-539.
- Bacon, C. y Lowenstern, J.B., 2005, Late Pleistocene granodiorite source for recycled zircon and phenocrysts in rhyodacite lava at Crater Lake, Oregon: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 233, p. 277-293.
- Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., Deino, A.L., Renne, P.R., 2001, Neogene volcanism at the front of the central Mexican volcanic belt: basaltic andesites to dacites with contemporaneous shoshonites and high TiO₂ lava: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1324 – 1342.
- Bryan, S.E., Ferrari L., Reiners. P. W., Allen C. M, Petrone C.M., Ramos-Rosique, A. Campell I. H., 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.
- 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.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., 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-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: *Geological Society of America Special Paper 436*, p. 279–308.
- Chalot-Prat, F., 1995. Genesis of rhyolitic ignimbrites and lavas from distinct sources at deep crustal level: field, petrographic, chemical and isotopic (Sr, Nd) constraints in the Tazekka Volcanic Complex (Eastern Morocco). *Lithos*, v. 36, p. 29-49.
- Chapela-Lara, M., 2008, Estratigrafía, petrología y evolución del centro volcánico La Muñeca, Tejupilco, estado de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional.
- Chappell, B. W., White, A J. R., Williams, I. S., Wyborn, D. y Wyborn, L. A. I. 2000. Lachlan Fold Belt granites revisited: high- and low-temperature granites and their implications. *Australian Journal of Earth Sciences* v. 47, p. 123-138.
- Charlier, B. L. A., Wilson, C. J. N., Lowenstern, J. B., Blake, S., Van Calsteren, P.W. Davidson, J. P. 2004. Magma generation at a large, hyperactive silicic volcano (Taupo, New Zealand) revealed by U-Th and U-Pb systematics in zircons. *Journal of Petrology* v. 46, p. 3-32.
- 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

Referencias

- Guerrero: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 76 p.
- de Cserna, Z., 1982 (1983), Hoja Tejupilco 14Q-g (9), con Resumen de la geología de la Hoja Tejupilco, estados de Guerrero, México y Michoacán: Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología, Carta Geológica de México, serie 1:100,000, Mapa con texto, 28 p.
- de Cserna, Z., Fries, C., Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q-h(7), con Resumen de la geología de la Hoja Taxco, estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología, Carta Geológica de México, serie de 1:100,000. Mapa con texto, 47 p.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., York, D., Hall, C.M., 1992. Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico. *Canadian Journal Earth Science* 29, p.1590-1604.
- Demant, A., 1975, Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el cretácico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 75 (1), p. 66-79.
- Díaz-Bravo, B.A., 2005, Estratigrafía volcánica y estructuras tectónicas de la porción norte de la Sierra de Huautla, Estado de Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 69 p.
- Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., 2003, U–Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA; paleogeographic implications: *Sedimentary Geology*, v. 163, p. 29-66.
- Eggins, S.M., Woodhead, J.D., Kinsley, L.P.J., Mortimer, G.E., Sylvester, P., McCulloch, M.T., Hergt, J.M. 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(4); p. 311-326.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., 1992, Tectonic implications of a mylonitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero Terrane), Southern México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 9, p. 113–125.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Guitérrez, F., 1997, Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacite plug-Precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane, Mexico?: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 101-109.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., 2000, Geological and geochronological data of 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.
- Elías-Herrera, M., 2004, Geología Precenozoica de la región de Tejupilco, Estado de México, y sus implicaciones tectónicas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de La Tierra, Instituto de Geología, Tesis de doctorado, 236 p.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Nuñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central México: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, v. 27, p. 303-306.
- Fries C., 1956. Bosquejo Geológico de la región entre México, D.F. y Taxco Guerrero. *in*: Congreso Geológico Internacional, 20, México, D.F. Libro de las excursiones, Excursión A-9 y C-12, 11.
- Fries, C., Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 60, 236 p.
- García-Pérez, F., 1995, Caracterización geofísica de la región de Tierra Caliente y áreas colindantes de los estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría en Sismología y Física del Interior de la Tierra, 55 p.
- Gehrels G. E., V. A. Valencia, J. Ruiz, 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.

Referencias

- Gehrels, G., Valencia, V., Pullen, A., 2006, Detrital zircon geochronology by Laser Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center, *in* Olszewski, T., ed., *Geochronology: Emerging Opportunities: Paleontology Society Papers*, Volume 12, p. 67-76.
- González-Cervantes, N., 2007, Evolución del centro silíceo de la Sierra de Nanchititla, Estado de México y Michoacán., Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Tesis de Maestría, 96 p.
- Gunderson, R., Cameron, K.L., Cameron, M. 1986, Mid-Cenozoic high-K calc-alkalic and alkalic volcanism in eastern Chihuahua, Mexico: Geology and geochemistry of the Benavides-Pozos area: *Geological Society of American Bulletin*, v. 97, p. 737-753.
- Herrmann, U.R., Nelson, B.K., 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.
- Hildreth, W., 2001. A critical overview of silicic magmatism. Penrose conference on longevity and dynamics of rhyolitic magma systems, Mammoth, CA, 6-12 June 2001.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- Kay, R.W., Kay, S.M., 1991, Creation and destruction of lower continental crust: *Geologische Rundschau*, 80, 2, p. 259-278.
- Kay, R.W., Kay, S.M., 1993, Delamination and delamination magmatism: *Tectonophysics*, v. 219, p. 177-189.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
- Librado-Flores J., de la Teja Segura M.A., Salazar-Reyes J., 1996, Servicio Geológico Mexicano (SGM), Carta Geológico-Minera Tejupilco de Hidalgo E14-A56. Escala 1:50 000, 1 mapa.
- Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry: *Bulletin of Volcanology*, v. 59, p. 198– 218.
- 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 en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, 1, p. 203–208.
- Ludwig, K.R., 2003, ISOPLOT; A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.00: Berkeley Geochronology Center, Special publication, 4, 70 p.
- Ludwig, Mundil, R., 2002, Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs. *J. Conf. Abstr. 12th Goldschmidt Conf. 2002*.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids: *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635-643.
- Martínez-Serrano, R. G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M. del S., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J. J., Macías, J. L., 2004, Sr, Nd, Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Valencia, V., Cerca-Martínez, M., Serrano-Duran, L., *sometido.*, Cretaceous – Eocene deformation and magmatism and the cause of Laramide orogeny in southwestern Mexico: no role for terrane accretion: *Memoir “Backbone of the Americas”* *sometido.*
- Martiny K., 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, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México D.F., 160 p.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M., Albarede, F., 1985, Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 601-610.

Referencias

- Miller, C. F., Meschter McDowell, S. y Mapes, R.W., 2003, Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* v. 31, 529-532 p.
- Miura, D., 1997. Coherent caldera floor in a deeply dissected caldera: evaluation of its structure in relation to caldera formation, Miocene Kumano caldera, southwest Japan. Abstr. IAVCEI, General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico, p. 152.
- Miura, D., 1999, Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honshu, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 92, p. 271–294.
- Montiel-Escobar, J.E., de la Teja Segura, M.A., Estrada-Rodarte, G., Cruz-López, D.E. Rosales-Franco E. 2000, Servicio Geológico Mexicano (SGM), Carta Geológico-Minera Ciudad Altamirano E14-4 Escala 1:250, 000, 1 mapa.
- 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, núm. 6, p. 513-535.
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G.N., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Silva-Romo, G., 2000, Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *in*: S.A. Alaniz-Álvarez, L. Ferrari., eds., *Avances de la geología mexicana en la última década: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, 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.
- Moran-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, núm. 3, p. 319-341.
- Morán Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2007, The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern Mexico: advances and problems of interpretation, *in* A.F. Nieto-Samaniego and S.A Alaniz-Álvarez (eds), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*. Geological Society of America Special Paper 422, p. 71-92. (versión en español en el volumen conmemorativo del Primer Centenario de la Sociedad Geológica Mexicana Tomo LVII, No 3, 2005, p. 319-341.
- Müntener, O., Kelemen, P.B., Grove, T. L., 2001, The role of H₂O during crystallisation of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 141, p. 643–658.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., Mendoza-Rosales, C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, p. 1868-1882.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2,000,000, 5a edición, Consejo de Recursos Minerales, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Prouteau, G., Scaillet, B., 2003, Experimental constraints on the origin of the 1991 Pinatubo dacite: *Journal of Petrology*, v. 44, p. 2203–2241.

Referencias

- Ramírez-Pérez Amaya E.Y. 2005, Estratigrafía cretácico-terciaria de la región de Jolalpan-Huehuetlán, Estados de Puebla Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 63 p.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., Frisch, W., 1991, Second look at suspect terranes in southern Mexico: *Geology*, v. 19, p. 1233-1236.
- Rivera-Carranza E., de la Teja Segura M.A., Miranda-Huerta A., Lemus-Bustos O. y Motolinía-García O., 1998, Servicio Geológico Mexicano (SGM), Carta Geológico-Minera Cuernavaca E14-5. Escala 1:250, 000, 1 mapa.
- Rollinson, H., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation interpretation: Essex, England, Longman Group, 352 pp
- 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.
- Ruiz, J., Patchett, P.J., Arculus, R.J., 1988a, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths - Evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 99, p. 36-43.
- Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1988b, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 274-281.
- Saleeby, J., Ducea, M., Clemens-Knott, D., 2003, Production and loss of high-density batholithic root, southern Sierra Nevada, California: *Tectonics*, v. 22, núm. 6, 1064 p.
- 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.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico: *Journal of Petrology*, v. 46, p. 1243-1282.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Paper* 278, 153 p.
- Serrano-Durán, L., 2005, Estudio de los enjambres de diques y del fallamiento terciario en la región de Tuzantla-Tiquicheo-Nanchititla, estados de Michoacán, México y Guerrero. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Qro., 120 p.
- 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.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetetary Science Letters* v. 26, p. 207-221.
- Sun, S.-s., McDonough, W., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process, 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., 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 the late Mesozoic: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 297-324.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G., Valencia, V., Centeno-García, E., 2007, Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): new insights for the tectonic evolution of southwestern North America during Late Mesozoic: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, no. 9/10, p. 1052-1065.

Referencias

- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, *The continental crust: its composition and evolution*: Blackwell, Oxford, 312 p.
- Torres-Hernández, J. R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Gómez-Anguiano, M., Mata-Segura, J. L., *The pyroclastic dikes of the Tertiary San Luis Potosí volcanic field: Implications on the emplacement of Panalillo ignimbrite*, *Geofísica Internacional* 2006, v. 45, p. 243-253.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Molina-Garza, R. S., 1992, *Gravity modeling of regional crustal and upper mantle structure of the Guerrero terrane-1. Colima graben and southern Sierra Madre Occidental, western Mexico*: *Geofísica Internacional*, v. 31-4, p. 493-507.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J. H., 1996, *Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico*: *International Geology Review*, v. 38, p. 176-194.
- Vidal-Serratos, R., Santamaría-Díaz, A., Trujillo-Ortega, D.A., Martínez-Zagal, M.A., 1999, *Servicio Geológico Mexicano (SGM), Carta Geológico-Minera Pilcaya E14-A67. Escala 1:50,000, 1 mapa*.
- Vidal-Serratos, R., Martínez-Urquiza, S., Pita-Albarran, N., 2000, *Servicio Geológico Mexicano (SGM), Carta Geológico-Minera Amatepec E14-A66. Escala 1:50 000, 1 mapa*.
- Watson, E. B. Harrison, T. M., 1983, *Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types*: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 64, p. 295-304.
- Wolff, J. A., 1986. *Welded-tuff dykes, conduit closure, and lava dome growth at the end of explosive eruptions*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 28, p. 379-384.

Tabla 1G. Análisis de elementos mayores y trazas de las secuencias volcánicas Sierra La Goleta-Sultepec y La Muñeca (Chapela-Lara, 2008)

Muestra	GO107-06	GO301-07	VNP	GO300-07	GO64-06	GO17-06	GO324-07	GO327-07	Va08	Va06	VA-24	VA-44	VA-5
14Q E	391125	393852	382387	395560	397757	395342	386263	536749	376767	376593	766000	374963	376589
N	2056354	2078209	2060666	2080591	2083814	2075525	2062267	1794693	20882723	2088715	86400	2088473	2088788
<i>Elementos mayores (% en peso)</i>													
SiO ₂	71.15	73.69	75.49	61.74	76.03	73.24	75.22	76.89	62.31	58.96	67.23	61.59	62.76
TiO ₂	0.118	0.119	0.079	1.157	0.063	0.139	0.179	0.144	0.728	0.829	0.465	0.752	0.733
Al ₂ O ₃	12.17	12.59	11.91	15.71	13.40	13.44	12.85	12.24	15.50	16.48	14.42	15.95	16.01
Fe ₂ O ₃	1.47	1.72	1.48	7.22	1.46	2.81	1.74	1.65	5.68	7.01	3.51	5.48	5.77
MnO	0.034	0.026	0.034	0.07	0.04	0.058	0.027	0.009	0.117	0.095	0.046	0.095	0.09
MgO	0.36	0.28	0.15	1.77	0.15	0.24	0.25	0.28	2.32	4.17	0.32	1.26	2.05
CaO	3.40	0.97	0.87	4.66	0.05	1.17	1.09	1.06	4.73	6.75	3.46	5.15	4.86
Na ₂ O	3.34	3.09	3.39	3.21	1.45	3.15	3.20	3.17	3.11	2.94	2.65	3.43	4.05
K ₂ O	4.12	4.73	4.45	2.61	6.13	5.13	4.44	4.63	2.80	1.99	4.21	2.92	1.31
P ₂ O ₅	0.034	0.032	0.03	0.275	0.014	0.058	0.053	0.041	0.199	0.191	0.163	0.232	0.202
LOI	3.82	2.94	2.6	1.35	1.23	0.56	0.68	0.5	0.95	0.8	3.53	2.97	2.06
Total	96.20	97.24	97.88	98.40	98.77	99.44	99.05	100.10	97.49	99.41	96.48	96.85	97.84
<i>Elementos traza ppm)</i>													
Li	42.6	36.5	20.0	59.0	21.9	49.9	63.4	57.7	45.1	17.4	25.3	22.1	11.8
Be	4.7	3.6	4.6	1.7	2.1	3.1	3.8	3.8	1.9	1.4	2.5	2.2	1.9
Sc	12.7	8.3	9.0	15.3	3.0	9.3	7.2	7.2	15.4	21.1	10.6	14.6	14.5
V	17.4	11.3	7.3	112.1	6.5	12.8	13.5	13.9	92.5	130.3	36.3	79.9	85.0
Co	2.2	1.9	1.3	15.5	1.2	2.3	2.0	1.7	11.2	21.4	4.9	9.3	11.4
Ni	7.0	4.6	4.4	31.0	3.6	10.1	< 3024.3 ppb	3.5	10.7	29.4	4.5	9.2	11.2
Cu	8.8	6.7	6.7	17.1	15.1	15.9	4.5	6.3	15.7	20.0	8.4	21.9	15.3
Zn	55.5	48.4	53.2	59.2	96.3	46.1	35.4	28.8	82.3	73.0	61.7	77.8	70.6
Rb	230.0	210.1	260.9	95.6	384.1	182.0	174.7	184.8	96.7	67.7	180.7	107.2	103.3
Sr	76.1	159.7	41.1	386.8	1.4	67.1	75.2	51.7	269.4	328.1	120.5	247.8	336.4
Y	48.5	35.9	36.9	19.5	58.6	22.1	24.9	29.4	27.9	25.9	29.5	30.4	29.7
Zr	74.9	75.6	72.0	177.0	158.3	92.7	80.8	85.5	150.7	157.5	143.0	162.6	146.8
Nb	13.7	10.7	11.8	8.8	20.4	8.5	8.8	9.7	10.4	7.1	9.8	10.8	9.8
Mo	1.1	0.8	1.1	1.0	0.8	1.5	0.4	0.6	1.0	0.8	1.0	3.3	1.1
Sn	12.5	10.1	11.9	1.8	9.6	5.5	6.8	4.8	3.2	2.3	2.9	4.5	3.4
Sb	1.5	0.5	0.3	0.2	0.2	1.7	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.5	0.1
Cs	38.4	59.1	29.7	3.1	7.5	7.0	12.1	9.8	3.0	2.4	8.5	4.7	29.1
Ba	72.1	224.3	77.9	480.6	17.5	430.5	369.7	431.9	511.5	643.5	542.7	528.2	575.0
La	17.2	21.4	16.5	26.8	37.3	28.9	18.0	31.7	22.6	18.3	27.5	28.9	25.7
Ce	37.5	37.0	38.1	50.5	189.7	56.8	36.8	60.1	47.2	36.7	54.2	55.9	50.0
Pr	5.2	6.5	4.9	6.1	10.8	6.4	4.7	7.3	5.8	4.7	6.6	6.9	6.3
Nd	22.6	27.4	20.7	24.3	39.7	24.4	19.0	28.2	24.8	19.7	26.1	28.3	25.8
Sm	6.8	6.6	5.5	4.9	8.7	4.9	4.6	5.9	5.5	4.5	5.6	6.0	5.6

...continúa Tabla 1G. Análisis de elementos mayores y trazas de las secuencias volcánicas Sierra La Goleta-Sultepec y La Muñeca (Chapela-Lara, 2008)

Muestra	GO107-06	GO301-07	VNP	GO300-07	GO64-06	GO17-06	GO324-07	GO327-07	Va08	Va06	VA-24	VA-44	VA-5
14Q E	391125	393852	382387	395560	397757	395342	386263	536749	376767	376593	766000	374963	376589
N	2056354	2078209	2060666	2080591	2083814	2075525	2062267	1794693	20882723	2088715	86400	2088473	2088788

Elementos traza (ppm)

Eu	0.2	0.4	0.2	1.3	0.2	0.5	0.4	0.5	1.2	1.1	1.0	1.3	1.3
Gd	7.1	6.1	5.7	4.3	9.5	4.3	4.4	5.3	5.0	4.5	5.3	5.7	5.4
Tb	1.4	1.1	1.1	0.7	1.6	0.7	0.8	0.9	0.9	0.8	0.9	1.0	0.9
Dy	7.9	6.1	6.4	3.6	9.3	4.1	4.5	5.0	4.9	4.3	4.9	5.2	4.9
Ho	1.8	1.3	1.4	0.7	2.1	0.9	1.0	1.1	1.0	0.9	1.0	1.1	1.1
Er	4.7	3.6	3.8	2.0	5.8	2.4	2.6	2.9	3.0	2.5	2.8	2.9	2.8
Tm	0.7	0.5	0.6	0.3	0.9	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4
Yb	4.5	3.4	3.7	1.8	5.5	2.3	2.5	2.8	2.7	2.4	2.7	2.7	2.6
Lu	0.7	0.5	0.5	0.3	0.8	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Hf	3.5	3.3	3.2	4.6	6.9	3.4	2.9	3.4	4.5	4.2	4.4	4.7	4.3
Ta	2.1	1.7	1.9	0.8	2.6	1.2	1.6	1.6	1.1	0.7	1.2	1.1	1.0
Pb	22.9	21.5	21.2	13.4	64.3	26.3	18.8	19.1	12.1	8.7	14.6	15.9	12.3
Th	13.3	10.9	10.7	8.1	18.7	10.5	10.2	10.7	8.8	6.3	12.5	9.1	9.9
U	6.0	5.9	5.7	2.6	5.8	4.4	4.5	4.3	3.0	1.9	5.5	3.2	2.9
La	17.16	21.37	16.53	26.77	37.31	28.94	18.04	31.68	22.63	18.32	27.49	28.92	25.65
Ce	37.53	36.99	38.11	50.53	189.69	56.83	36.85	60.14	47.21	36.73	54.17	55.93	50.00
Pr	5.20	6.46	4.89	6.10	10.82	6.40	4.72	7.32	5.81	4.70	6.61	6.95	6.27
Nd	22.56	27.37	20.66	24.27	39.73	24.44	19.01	28.23	24.76	19.73	26.09	28.34	25.81
Sm	6.77	6.60	5.47	4.86	8.69	4.89	4.58	5.88	5.48	4.51	5.64	6.04	5.61
Eu	0.20	0.36	0.17	1.30	0.20	0.50	0.44	0.49	1.17	1.14	0.97	1.27	1.26
Gd	7.11	6.12	5.66	4.34	9.55	4.26	4.39	5.26	5.00	4.53	5.29	5.74	5.39
Tb	1.36	1.10	1.08	0.68	1.62	0.74	0.81	0.92	0.89	0.76	0.90	0.96	0.91
Dy	7.87	6.13	6.35	3.56	9.31	4.05	4.48	4.99	4.90	4.26	4.87	5.17	4.91
Ho	1.76	1.33	1.41	0.75	2.12	0.87	0.96	1.07	1.03	0.94	1.04	1.10	1.05
Er	4.73	3.60	3.84	2.02	5.78	2.41	2.64	2.92	2.97	2.54	2.83	2.92	2.80
Tm	0.69	0.53	0.57	0.29	0.87	0.36	0.40	0.44	0.46	0.38	0.42	0.43	0.41
Yb	4.46	3.36	3.65	1.83	5.53	2.34	2.53	2.83	2.72	2.43	2.69	2.73	2.62
Lu	0.67	0.50	0.55	0.27	0.81	0.35	0.38	0.42	0.40	0.37	0.40	0.42	0.40

*Los análisis de elementos mayores y traza fueron realizados en los laboratorios del LUGIS del Instituto de Geología, UNAM.

Tabla 2G. Composiciones isotópicas de la secuencia volcánica Sierra La Goleta-Sultepec

Muestra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m$	$1\sigma_{\text{abs}}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$	$1\sigma_{\text{abs}}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	$T_{\text{DM(Ga)}}$
VPN	287.1	46.8	6.2	23.0	0.715681	±37	17.763	0.706472	0.512547	±19	0.162	0.512508	1.4
GO300-07	95.1	397.3	4.8	24.7	0.705136	±37	0.692	0.704777	0.512610	±20	0.117	0.512582	0.7
GO64-06	398.8	4.5	9.4	43.7	0.834509	±37	260.210	0.707001	0.512583	±17	0.130	0.512519	0.88
GO324-07	210.0	93.3	8.1	35.9	0.708874	±35	6.511	0.705498	0.512564	±19	0.137	0.512531	0.98
GO327-07	196.7	68.3	7.9	38.2	0.711001	±35	8.331	0.706682	0.512534	±20	0.126	0.512504	0.91

*Las relaciones iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron calculadas para 36.5 Ma, excepto la muestra GO64-06 que fue calculada con la edad modelo de Sr de 34.5 Ma.

Los análisis de Sr, Sm y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM. El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las mediciones de Rb se realizaron con un espectrómetro de masas NBS en el Instituto de Geología, UNAM. Las muestras se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Rb, Sr y Nd, y 20 para Sm. Los valores ($1s = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $2 SE(M) = 2s_{\text{abs}} / \sqrt{n}$. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710238 \pm 23$ ($\pm 1s_{\text{abs}}$, $n = 366$), para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511869 \pm 24$ ($\pm 1s_{\text{abs}}$, $n = 190$). La incertidumbre relativa de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$, y de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$ (1s). La reproducibilidad relativa (1s) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de $\pm 4.5\%$, $\pm 1.8\%$, $\pm 3.2\%$ y $\pm 2.7\%$ respectivamente. Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.06 ng Rb, 2.4 ng Sr, 0.06 ng Sm, 0.22 ng Nd (blancos totales). Más detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS están reportados en: <http://www.geologia.unam.mx/geoq/lugis/manual.html>

Tabla 1GC. Análisis geocronológicos U-Pb.

	Concentración		Relaciones isotópicas							Edades Aparentes					Edad			
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σrel	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σrel	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σrel	error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± Ma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± Ma	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± Ma	Edad	± Ma
Muestra GO76-06																		
G07606-1	580	3.3	887	21.0945	18.6	0.0371	18.6	0.0057	1.0	0.05	36.5	0.4	37.0	6.8	69.7	446.1	36.5	0.4
G07606-2	287	4.0	629	18.9407	13.0	0.0419	13.1	0.0058	1.0	0.08	37.0	0.4	41.7	5.3	320.0	296.8	37.0	0.4
G07606-3	589	2.0	446	16.6367	32.2	0.0454	32.3	0.0055	3.0	0.09	35.2	1.0	45.1	14.2	607.4	712.9	35.2	1.0
G07606-4	878	3.3	1589	20.7366	6.5	0.0379	6.9	0.0057	2.2	0.32	36.6	0.8	37.8	2.6	110.2	154.5	36.6	0.8
G07606-5	384	9.3	4191	19.4382	3.0	0.2321	3.3	0.0327	1.4	0.44	207.6	2.9	211.9	6.3	260.8	68.4	207.6	2.9
G07606-6	571	3.7	743	19.3448	26.8	0.0407	26.8	0.0057	1.5	0.05	36.7	0.5	40.5	10.7	271.9	623.9	36.7	0.5
G07606-7	974	3.1	969	19.5554	8.3	0.0427	8.3	0.0061	1.0	0.12	39.0	0.4	42.5	3.5	247.0	190.4	39.0	0.4
G07606-8	549	5.4	3210	20.1682	3.3	0.1570	3.7	0.0230	1.7	0.46	146.4	2.5	148.1	5.1	175.5	77.4	146.4	2.5
G07606-10	542	2.4	974	20.5712	12.5	0.0401	12.7	0.0060	1.6	0.13	38.4	0.6	39.9	4.9	129.1	296.2	38.4	0.6
G07606-11	582	2.6	1421	20.6668	9.1	0.0381	9.3	0.0057	1.8	0.19	36.8	0.7	38.0	3.5	118.2	214.9	36.8	0.7
G07606-12	418	2.7	608	18.5377	10.9	0.0425	11.6	0.0057	3.9	0.33	36.7	1.4	42.3	4.8	368.7	246.1	36.7	1.4
G07606-13	993	2.6	1599	20.4760	6.9	0.0382	7.0	0.0057	1.0	0.14	36.5	0.4	38.1	2.6	140.0	163.4	36.5	0.4
G07606-14	2533	4.5	5394	21.6987	4.2	0.0360	5.3	0.0057	3.3	0.62	36.4	1.2	35.9	1.9	2.1	100.6	36.4	1.2
G07606-15	4953	4.9	6863	21.4396	4.4	0.0361	5.1	0.0056	2.5	0.50	36.0	0.9	36.0	1.8	30.9	104.8	36.0	0.9
G07606-16	347	3.1	725	20.0800	15.0	0.0394	15.3	0.0057	3.0	0.19	36.8	1.1	39.2	5.9	185.7	352.0	36.8	1.1
G07606-17	897	2.7	1850	20.6188	6.5	0.0400	6.9	0.0060	2.2	0.32	38.5	0.8	39.8	2.7	123.7	153.5	38.5	0.8
G07606-18	733	3.4	1796	21.0358	8.2	0.0386	8.3	0.0059	1.1	0.13	37.9	0.4	38.5	3.1	76.3	195.8	37.9	0.4
G07606-19A	1926	4.4	3999	21.0757	3.4	0.0376	4.5	0.0057	3.0	0.66	36.9	1.1	37.4	1.6	71.8	79.7	36.9	1.1
G07606-20	439	3.7	1146	20.2607	9.3	0.0379	9.4	0.0056	1.7	0.18	35.8	0.6	37.8	3.5	164.8	217.3	35.8	0.6
G07606-22	457	3.1	567	18.2449	11.6	0.0441	11.7	0.0058	1.8	0.15	37.5	0.7	43.9	5.0	404.5	260.7	37.5	0.7
G07606-23	1380	2.9	2738	20.8298	4.4	0.0388	4.5	0.0059	1.0	0.22	37.7	0.4	38.7	1.7	99.6	104.4	37.7	0.4
G07606-24	1115	3.1	2285	21.0969	6.9	0.0403	7.1	0.0062	1.6	0.22	39.7	0.6	40.2	2.8	69.4	165.4	39.7	0.6
G07606-26	5135	3.6	7950	21.2257	2.1	0.0358	2.3	0.0055	1.0	0.44	35.4	0.4	35.7	0.8	54.9	49.1	35.4	0.4
G07606-27	934	3.0	1790	20.3601	5.5	0.0364	8.0	0.0054	5.8	0.72	34.5	2.0	36.3	2.8	153.3	129.0	34.5	2.0
G07606-28	323	3.3	840	21.2113	20.6	0.0372	20.7	0.0057	1.9	0.09	36.8	0.7	37.1	7.5	56.5	496.4	36.8	0.7
G07606-29	621	2.0	1515	20.5832	6.8	0.0415	6.9	0.0062	1.1	0.15	39.8	0.4	41.3	2.8	127.7	160.0	39.8	0.4
G07606-30	363	3.8	1100	22.0353	18.8	0.0351	18.9	0.0056	1.5	0.08	36.1	0.5	35.1	6.5	-35.1	459.7	36.1	0.5
G07606-31	783	3.7	837	18.7687	13.1	0.0419	13.3	0.0057	2.2	0.17	36.6	0.8	41.7	5.4	340.7	297.1	36.6	0.8
G07606-33	393	2.9	756	21.8953	19.7	0.0357	19.7	0.0057	1.1	0.06	36.5	0.4	35.7	6.9	-19.7	479.4	36.5	0.4
G07606-34	316	3.2	860	20.7631	13.1	0.0371	13.1	0.0056	1.4	0.10	35.9	0.5	36.9	4.8	107.2	309.9	35.9	0.5
G07606-35	881	5.1	2420	21.6787	7.7	0.0359	7.8	0.0056	1.2	0.15	36.3	0.4	35.8	2.7	4.3	185.3	36.3	0.4
G07606-36	310	4.0	722	19.9136	16.8	0.0387	16.8	0.0056	1.3	0.07	35.9	0.4	38.5	6.4	205.0	391.0	35.9	0.4
G07606-37	570	2.0	626	18.7862	11.1	0.0410	11.2	0.0056	1.3	0.11	35.9	0.5	40.8	4.5	338.6	252.0	35.9	0.5
G07606-38B	119	3.3	8606	13.1326	2.1	1.8342	2.3	0.1747	1.0	0.43	1038.0	9.6	1057.8	15.3	1098.9	42.0	1098.9	42.0
G07606-39	252	3.0	573	20.0484	23.5	0.0381	23.5	0.0055	1.2	0.05	35.6	0.4	38.0	8.8	189.4	554.0	35.6	0.4
G07606-40	684	3.2	1908	21.2586	7.6	0.0368	7.9	0.0057	2.0	0.25	36.5	0.7	36.7	2.8	51.2	182.1	36.5	0.7
G07606-41	467	7.1	5369	18.9820	4.4	0.2224	6.2	0.0306	4.4	0.71	194.4	8.4	203.9	11.5	315.1	99.2	194.4	8.4
G07606-42	990	3.9	2556	21.7708	8.0	0.0362	8.3	0.0057	2.4	0.28	36.7	0.9	36.1	3.0	-5.9	192.6	36.7	0.9

...continúa Tabla 1GC. Análisis geocronológicos U-Pb.

	Concentración		Relaciones isotópicas								Edades Aparentes				Edad			
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σrel	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σrel	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σrel	error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± Ma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± Ma	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± Ma	Edad	± Ma
G07606-43	3935	2.9	2441	18.2276	5.9	0.0453	6.0	0.0060	1.2	0.20	38.5	0.5	44.9	2.6	406.6	132.0	38.5	0.5
G07606-44	374	2.9	483	17.8181	14.7	0.0434	14.8	0.0056	2.2	0.15	36.1	0.8	43.2	6.3	457.2	327.0	36.1	0.8
G07606-45	269	3.0	531	19.6046	18.1	0.0391	18.2	0.0056	1.9	0.11	35.7	0.7	38.9	7.0	241.2	420.5	35.7	0.7
G07606-46	693	2.9	7286	18.5772	2.8	0.2541	5.6	0.0342	4.9	0.87	217.0	10.3	229.9	11.5	363.9	62.5	217.0	10.3
G07606-47	1440	3.9	779	13.5903	26.6	0.0560	27.1	0.0055	5.3	0.20	35.5	1.9	55.3	14.6	1030.0	546.6	35.5	1.9
G07606-48	1091	3.7	2409	20.6075	4.1	0.0369	4.4	0.0055	1.4	0.32	35.4	0.5	36.8	1.6	125.0	97.5	35.4	0.5
G07606-49	164	2.2	938	18.9358	6.2	0.1247	11.0	0.0171	9.1	0.83	109.4	9.9	119.3	12.4	320.6	141.2	109.4	9.9
G07606-50	296	3.5	677	20.1087	18.9	0.0381	19.2	0.0056	3.2	0.17	35.7	1.2	37.9	7.1	182.4	443.7	35.7	1.2
G07606-52	186	3.7	260	16.1116	18.6	0.0487	18.7	0.0057	1.2	0.07	36.6	0.4	48.3	8.8	676.4	401.9	36.6	0.4
G07606-53	195	5.3	510	19.4232	20.9	0.0396	21.1	0.0056	2.8	0.13	35.9	1.0	39.5	8.2	262.6	485.1	35.9	1.0
G07606-55	482	3.0	1398	20.6789	9.1	0.0377	9.2	0.0057	1.0	0.11	36.3	0.4	37.6	3.4	116.8	215.0	36.3	0.4
G07606-56	704	3.8	1640	20.6098	5.5	0.0390	5.8	0.0058	1.8	0.31	37.5	0.7	38.8	2.2	124.7	130.1	37.5	0.7
Muestra G0324-07																		
G032407-1	1702	6.5	4067	21.1600	2.4	0.0383	2.6	0.0059	1.0	0.38	37.7	0.4	38.1	1.0	62.3	58.0	37.7	0.4
G032407-2	458	4.3	1785	21.6779	10.1	0.0361	10.2	0.0057	1.7	0.17	36.5	0.6	36.0	3.6	4.4	242.9	36.5	0.6
G032407-3	1803	5.2	5165	21.3648	4.2	0.0363	4.3	0.0056	1.0	0.23	36.1	0.4	36.2	1.5	39.3	100.6	36.1	0.4
G032407-4	442	4.0	1901	22.1839	13.4	0.0345	14.2	0.0055	4.8	0.34	35.7	1.7	34.4	4.8	-51.4	326.3	35.7	1.7
G032407-5	1739	2.3	5076	21.1957	3.7	0.0364	3.9	0.0056	1.3	0.34	36.0	0.5	36.3	1.4	58.3	87.7	36.0	0.5
G032407-6	453	2.5	1086	20.3479	9.2	0.0378	9.3	0.0056	1.4	0.15	35.9	0.5	37.7	3.4	154.7	214.7	35.9	0.5
G032407-7	615	10.9	488	14.8437	19.6	0.0542	19.8	0.0058	2.4	0.12	37.5	0.9	53.6	10.3	849.2	411.5	37.5	0.9
G032407-8	2846	5.9	8793	21.6026	2.5	0.0373	3.1	0.0058	1.9	0.60	37.6	0.7	37.2	1.1	12.8	59.8	37.6	0.7
G032407-9	193	3.6	944	22.4045	24.3	0.0353	24.4	0.0057	1.9	0.08	36.8	0.7	35.2	8.4	-75.6	602.7	36.8	0.7
G032407-10A	388	16.7	37128	13.8912	1.6	1.2703	1.9	0.1280	1.0	0.54	776.3	7.3	832.5	10.5	985.6	31.8	985.6	31.8
G032407-11	2860	2.2	3696	20.8621	2.7	0.0382	3.1	0.0058	1.5	0.47	37.1	0.5	38.0	1.2	96.0	64.7	37.1	0.5
G032407-12	5758	11.0	7961	21.3313	2.7	0.0355	3.1	0.0055	1.4	0.46	35.3	0.5	35.4	1.1	43.1	65.6	35.3	0.5
G032407-13	934	5.3	2064	20.8371	3.8	0.0391	4.1	0.0059	1.4	0.35	38.0	0.5	39.0	1.6	98.8	89.8	38.0	0.5
G032407-14	5854	13.8	7830	21.2657	1.9	0.0370	4.7	0.0057	4.3	0.92	36.7	1.6	36.9	1.7	50.4	44.2	36.7	1.6
G032407-16	442	3.1	5648	18.6627	2.5	0.2887	2.9	0.0391	1.4	0.49	247.1	3.4	257.5	6.5	353.5	56.5	247.1	3.4
G032407-17	476	4.1	1718	21.7354	11.8	0.0348	11.8	0.0055	1.2	0.10	35.3	0.4	34.7	4.0	-2.0	285.0	35.3	0.4
G032407-18	691	4.0	1740	20.8228	7.4	0.0361	7.5	0.0055	1.0	0.13	35.0	0.3	36.0	2.6	100.4	175.3	35.0	0.3
G032407-19	230	3.5	522	18.5191	15.0	0.0423	15.0	0.0057	1.2	0.08	36.5	0.4	42.1	6.2	371.0	338.4	36.5	0.4
G032407-20	610	2.4	1257	19.9753	7.3	0.0381	7.4	0.0055	1.1	0.15	35.5	0.4	37.9	2.7	197.8	169.3	35.5	0.4
G032407-21	305	2.5	5154	19.3040	1.6	0.2713	4.0	0.0380	3.6	0.91	240.3	8.5	243.7	8.6	276.7	37.5	240.3	8.5
G032407-22	1590	3.3	2852	21.2256	4.4	0.0377	4.5	0.0058	1.0	0.22	37.3	0.4	37.5	1.7	54.9	105.7	37.3	0.4
G032407-23	836	2.8	1305	20.2563	7.1	0.0410	7.2	0.0060	1.2	0.17	38.7	0.5	40.8	2.9	165.3	166.8	38.7	0.5
G032407-24	699	2.7	1739	21.7791	12.6	0.0346	12.9	0.0055	2.7	0.21	35.1	0.9	34.5	4.4	-6.8	305.3	35.1	0.9
G032407-25	2094	0.3	9030	19.7515	2.8	0.1145	4.1	0.0164	2.9	0.72	104.9	3.1	110.1	4.2	224.0	65.0	104.9	3.1
G032407-26	204	2.7	1182	16.6369	22.3	0.2357	22.4	0.0284	2.2	0.10	180.8	4.0	214.9	43.4	607.4	487.6	180.8	4.0
G032407-27	845	1.9	1526	20.5302	6.2	0.0399	6.4	0.0059	1.1	0.18	38.2	0.4	39.8	2.5	133.8	147.0	38.2	0.4

...continúa Tabla 1GC. Análisis geocronológicos U-Pb.

	Concentración		Relaciones isotópicas								Edades Aparentes				Edad			
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σrel	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σrel	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σrel	error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± Ma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± Ma	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± Ma	Edad	± Ma
G032407-28	545	2.4	1299	21.3735	13.3	0.0360	13.7	0.0056	3.0	0.22	35.9	1.1	36.0	4.8	38.3	320.3	35.9	1.1
G032407-29	3058	1.0	3762	21.1866	3.2	0.0372	4.0	0.0057	2.4	0.59	36.8	0.9	37.1	1.5	59.3	76.4	36.8	0.9
G032407-30	2847	5.3	4872	20.7722	1.9	0.0372	3.2	0.0056	2.6	0.81	36.0	0.9	37.1	1.2	106.2	44.1	36.0	0.9
G032407-31A	490	3.0	1530	22.0992	15.4	0.0352	15.5	0.0056	2.1	0.13	36.3	0.8	35.1	5.4	-42.1	375.4	36.3	0.8
G032407-32	5366	11.4	13881	21.1279	1.4	0.0373	2.2	0.0057	1.7	0.78	36.7	0.6	37.2	0.8	65.9	32.2	36.7	0.6
G032407-33	367	2.7	923	19.9482	10.6	0.0399	10.7	0.0058	1.4	0.13	37.1	0.5	39.7	4.2	201.0	246.5	37.1	0.5
G032407-35	714	2.9	2357	21.8687	8.2	0.0346	8.7	0.0055	2.8	0.32	35.3	1.0	34.5	2.9	-16.7	199.1	35.3	1.0
G032407-36	1338	8.8	4979	21.4126	3.8	0.0372	5.0	0.0058	3.2	0.65	37.1	1.2	37.1	1.8	34.0	90.4	37.1	1.2
G032407-37A	681	1.8	890	17.4991	28.1	0.0473	28.2	0.0060	1.0	0.04	38.6	0.4	47.0	12.9	497.1	631.4	38.6	0.4
G032407-38	1809	1.8	1613	18.5093	13.5	0.0453	13.6	0.0061	1.0	0.07	39.1	0.4	45.0	6.0	372.1	306.0	39.1	0.4
G032407-39	763	2.6	1305	20.5433	8.1	0.0363	8.5	0.0054	2.4	0.28	34.8	0.8	36.2	3.0	132.3	191.7	34.8	0.8
G032407-40	3892	3.2	6788	21.2323	2.6	0.0380	3.7	0.0059	2.6	0.71	37.7	1.0	37.9	1.4	54.2	62.4	37.7	1.0
G032407-41	1385	3.5	3105	21.4294	5.8	0.0365	5.9	0.0057	1.0	0.18	36.5	0.4	36.4	2.1	32.1	138.7	36.5	0.4
G032407-42	1621	1.8	3711	21.3959	4.3	0.0365	4.5	0.0057	1.4	0.32	36.4	0.5	36.4	1.6	35.8	102.2	36.4	0.5
G032407-43	1050	1.6	716	18.9406	10.6	0.0430	10.7	0.0059	1.4	0.13	38.0	0.5	42.8	4.5	320.0	241.2	38.0	0.5
G032407-44	467	3.2	1199	21.1299	13.1	0.0360	13.5	0.0055	3.5	0.26	35.5	1.2	35.9	4.8	65.7	311.9	35.5	1.2
G032407-46	747	2.5	620	17.8908	7.2	0.0464	7.2	0.0060	1.0	0.14	38.7	0.4	46.1	3.3	448.2	159.6	38.7	0.4
G032407-47	283	2.5	626	19.1870	14.5	0.0414	14.9	0.0058	3.4	0.23	37.0	1.3	41.2	6.0	290.6	331.9	37.0	1.3
G032407-48	315	3.5	1290	23.9520	26.0	0.0333	26.0	0.0058	1.6	0.06	37.2	0.6	33.3	8.5	-241.6	665.5	37.2	0.6
G032407-49	2812	1.3	3983	21.0561	4.3	0.0374	4.7	0.0057	2.0	0.42	36.7	0.7	37.3	1.7	74.0	102.5	36.7	0.7
G032407-50	785	3.7	1952	21.5053	9.9	0.0371	10.0	0.0058	1.0	0.10	37.2	0.4	37.0	3.6	23.6	239.3	37.2	0.4
G032407-51	1701	3.0	2549	20.7551	3.4	0.0382	3.6	0.0058	1.2	0.33	37.0	0.4	38.1	1.3	108.1	79.2	37.0	0.4
G032407-52	1188	8.0	1232	19.2561	3.6	0.0419	3.7	0.0059	1.0	0.27	37.7	0.4	41.7	1.5	282.4	82.4	37.7	0.4
G032407-25A	1953	3.6	2985	20.1942	7.6	0.0389	7.7	0.0057	1.0	0.13	36.6	0.4	38.7	2.9	172.5	177.7	36.6	0.4
G032407-25B	1441	2.4	2577	20.7341	17.0	0.0384	17.7	0.0058	5.0	0.28	37.2	1.8	38.3	6.7	110.5	404.6	37.2	1.8
G032407-25D	586	6.4	2756	16.4491	4.0	0.3498	5.2	0.0417	3.3	0.64	263.5	8.5	304.6	13.6	631.9	85.5	263.5	8.5
Muestra GO327-07																		
G032707-2	492	2.4	1029	20.1811	10.9	0.0400	11.0	0.0059	1.0	0.09	37.6	0.4	39.8	4.3	174.0	256.1	37.6	0.4
G032707-4	452	3.3	966	20.3571	11.8	0.0392	11.9	0.0058	1.5	0.12	37.2	0.6	39.1	4.6	153.7	277.8	37.2	0.6
G032707-5	1101	4.0	2385	21.2264	5.4	0.0387	5.5	0.0060	1.0	0.18	38.3	0.4	38.6	2.1	54.8	129.7	38.3	0.4
G032707-7	291	3.5	3098	19.3527	2.5	0.2208	3.5	0.0310	2.5	0.70	196.8	4.8	202.6	6.5	270.9	58.2	196.8	4.8
G032707-8	347	3.7	782	20.6996	18.0	0.0380	18.0	0.0057	1.0	0.06	36.7	0.4	37.9	6.7	114.5	426.8	36.7	0.4
G032707-9	282	2.5	674	19.2538	12.5	0.0421	12.5	0.0059	1.0	0.08	37.8	0.4	41.8	5.1	282.7	286.4	37.8	0.4
G032707-11	437	3.9	1665	21.0223	8.8	0.0565	9.0	0.0086	2.1	0.23	55.3	1.2	55.8	4.9	77.8	208.8	55.3	1.2
G032707-12	449	3.1	1098	20.7509	10.8	0.0380	10.8	0.0057	1.0	0.09	36.8	0.4	37.9	4.0	108.6	254.5	36.8	0.4
G032707-13	520	2.7	1172	19.8569	7.2	0.0394	7.2	0.0057	1.1	0.16	36.5	0.4	39.2	2.8	211.6	166.0	36.5	0.4
G032707-15	1673	2.8	3564	20.7528	2.6	0.0383	4.1	0.0058	3.2	0.78	37.0	1.2	38.1	1.5	108.4	61.0	37.0	1.2
G032707-16	518	2.6	1266	21.3492	10.7	0.0370	10.8	0.0057	1.8	0.17	36.8	0.7	36.9	3.9	41.1	256.3	36.8	0.7
G032707-17	1231	2.8	2582	20.6774	3.4	0.0385	3.9	0.0058	1.9	0.50	37.1	0.7	38.4	1.5	117.0	80.1	37.1	0.7

...continúa Tabla 1GC. Análisis geocronológicos U-Pb.

	Concentración		Relaciones isotópicas								Edades Aparentes					Edad		
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	1σrel	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σrel	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σrel	error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± Ma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± Ma	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± Ma	Edad	± Ma
G032707-19	617	8.4	5973	20.2290	2.8	0.1670	3.2	0.0245	1.6	0.49	156.0	2.4	156.8	4.7	168.4	65.4	156.0	2.4
G032707-21	306	2.8	843	25.6655	38.5	0.0304	38.7	0.0057	4.2	0.11	36.4	1.5	30.5	11.6	-419.3	1039.6	36.4	1.5
G032707-23	309	2.4	698	19.8712	17.8	0.0385	18.0	0.0056	2.7	0.15	35.7	1.0	38.4	6.8	210.0	416.2	35.7	1.0
G032707-24	366	3.2	908	20.8782	14.9	0.0381	14.9	0.0058	1.3	0.08	37.1	0.5	38.0	5.6	94.2	354.3	37.1	0.5
G032707-26	344	2.9	659	18.7577	8.6	0.0411	8.8	0.0056	1.6	0.19	35.9	0.6	40.9	3.5	342.1	195.4	35.9	0.6
G032707-27H	4258	7.1	5490	21.0805	3.0	0.0373	3.7	0.0057	2.2	0.58	36.7	0.8	37.2	1.4	71.3	72.3	36.7	0.8
G032707-28	4080	7.6	8118	21.2323	3.3	0.0372	3.6	0.0057	1.5	0.41	36.8	0.6	37.1	1.3	54.2	78.8	36.8	0.6
G032707-29	510	2.8	1095	21.7040	17.7	0.0351	17.8	0.0055	1.8	0.10	35.5	0.6	35.0	6.1	1.5	430.1	35.5	0.6
G032707-30	999	2.8	2330	20.7952	4.1	0.0351	5.2	0.0053	3.1	0.61	34.1	1.1	35.0	1.8	103.6	96.8	34.1	1.1
G032707-31	422	4.2	1071	21.4241	16.2	0.0358	16.3	0.0056	1.9	0.11	35.7	0.7	35.7	5.7	32.7	390.0	35.7	0.7
G032707-33	2686	7.2	5961	21.5782	4.5	0.0354	6.6	0.0055	4.8	0.73	35.6	1.7	35.3	2.3	15.5	108.7	35.6	1.7
G032707-34	385	3.1	22646	13.0194	1.5	1.4670	2.5	0.1385	2.1	0.81	836.3	16.1	916.9	15.4	1116.2	30.0	1116.2	30.0
G032707-35	1153	3.8	2229	20.7315	4.7	0.0369	4.8	0.0055	1.0	0.21	35.7	0.4	36.8	1.7	110.8	111.0	35.7	0.4
G032707-37	546	2.5	1448	20.1229	5.8	0.0443	5.9	0.0065	1.0	0.17	41.5	0.4	44.0	2.5	180.7	135.4	41.5	0.4
G032707-38	2167	3.0	3951	20.8784	1.6	0.0361	2.2	0.0055	1.5	0.69	35.1	0.5	36.0	0.8	94.1	38.2	35.1	0.5
G032707-39	537	3.5	1001	20.1250	10.1	0.0390	10.2	0.0057	1.0	0.10	36.6	0.4	38.8	3.9	180.5	236.9	36.6	0.4
G032707-40	1008	3.4	2403	21.1113	4.8	0.0371	4.9	0.0057	1.0	0.20	36.5	0.4	37.0	1.8	67.8	114.4	36.5	0.4
G032707-41	980	3.6	2145	20.6849	4.6	0.0364	5.1	0.0055	2.2	0.43	35.1	0.8	36.3	1.8	116.1	109.0	35.1	0.8
G032707-42	403	4.5	1109	20.3839	9.2	0.0377	9.5	0.0056	2.4	0.25	35.9	0.9	37.6	3.5	150.6	215.4	35.9	0.9
G032707-43	2669	2.8	4317	20.9101	2.4	0.0385	2.6	0.0058	1.0	0.38	37.5	0.4	38.4	1.0	90.5	57.7	37.5	0.4
G032707-44	234	3.4	629	23.2956	25.7	0.0319	26.0	0.0054	3.9	0.15	34.7	1.4	31.9	8.2	-171.8	650.6	34.7	1.4
G032707-45	1056	2.8	1904	20.7966	5.3	0.0379	5.4	0.0057	1.0	0.19	36.8	0.4	37.8	2.0	103.4	125.4	36.8	0.4
G032707-46	216	3.1	563	19.7390	18.2	0.0386	18.2	0.0055	1.5	0.08	35.5	0.5	38.4	6.9	225.4	422.9	35.5	0.5
G032707-47	390	3.3	972	21.1175	15.1	0.0359	15.2	0.0055	2.0	0.13	35.4	0.7	35.8	5.4	67.1	361.7	35.4	0.7
G032707-48	3982	4.7	1715	18.8176	5.8	0.0393	5.9	0.0054	1.3	0.21	34.5	0.4	39.2	2.3	334.8	131.1	34.5	0.4
G032707-49	916	3.1	1749	21.5630	8.9	0.0364	8.9	0.0057	1.0	0.11	36.6	0.4	36.3	3.2	17.2	213.3	36.6	0.4
G032707-50	692	4.1	1776	20.9238	6.7	0.0362	6.9	0.0055	1.7	0.24	35.3	0.6	36.1	2.5	89.0	159.3	35.3	0.6
G032707-2536	330	2.9	19734	12.7222	2.1	1.7466	2.9	0.1612	1.9	0.66	963.2	16.8	1025.9	18.4	1162.1	42.5	1162.1	42.5

* Edad = Edad aparente + error sistemático

Todas las incertidumbres son reportadas a nivel de 1-sigma, incluidos solo los errores de las mediciones. Los errores sistemáticos pueden incrementar la incertidumbre de la edad de 1 - 2%.

Para las muestras analizadas el error sistemático fue de 1.5 % para el ²⁰⁶Pb/²³⁸U, y de 1.7% para el ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb.

Las concentraciones de U y 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 un el valor inicial de Pb de Stacey y Kramers (1975) e incertidumbres de 1, 0.3 y 2 % para el ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, y ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb respectivamente.

Las constantes de decaimiento del U y composición son: ²³⁸U = 9.8485 x 10⁻¹⁰, ²³⁵U = 1.55125 x 10⁻¹⁰, ²³⁸U/²³⁵U = 137.88.

*Los análisis fueron realizados en el Laserchorn Center del departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, E.U.A

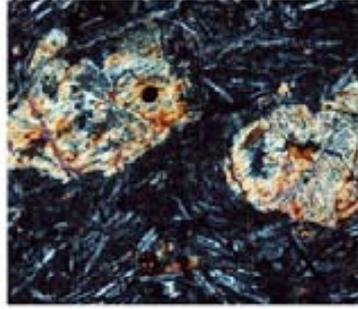
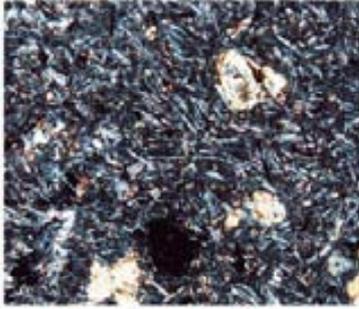
Apéndice A. Mineralogía y petrografía de las rocas volcánicas de la Sierra La Goleta-Sultepec (estimación visual)

Muestra	Tipo	Textura	Fenocristales y microfenocristales					Rango de tamaño	Minerales en la matriz	líticos	pómez	vidrio (%)	soldamiento
			Qz (%)	Sn (%)	Plag (%)	Bi (%)	Px* (%)						
GO11-06	ignimbrita	porfídica	5	25		5	hasta 2.5 mm	Qz, Feld k	metamórficos	pseudofiammes	70	soldada	
GO12-06	ignimbrita	porfídica	20	15	4	1	hasta 3.0 mm		metamórficos	sin compactar		no soldada	
GO14-06	ignimbrita	porfídica	20	15	4	1	hasta 2.5 mm		metamórficos	sin compactar	100	no soldada	
GO15-06	ignimbrita	porfídica	10	10	3	2	hasta 2.5 mm	Qz, Feld k	no	sin compactar	60	no soldada	
GO17-06	ignimbrita	porfírica-eutaxítica	20	15	5	1	hasta 3.0 mm	Qz	metamórficos	fiammes y sin compactar	70	soldada	
GO22-06	ignimbrita	porfírica-eutaxítica	15	15	9	1	hasta 3.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	pseudofiammes	40	soldada	
GO25-06	ignimbrita	porfírica-eutaxítica	20	19		1	hasta 3.5 mm		no	fiammes	70	soldada	
Picacho	ignimbrita	porfídica	20	15	8		hasta 3.0 mm	Qz, Feld k	si + xenolitos	pseudofiammes	80	soldada	
GO51-06	ignimbrita	porfídica	10	15	5	2	hasta 2.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos		20	no soldada	
GO52-06	ignimbrita	porfírica-eutaxítica	15	15		5	1.5 - 2.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	fiammes/esquirlas	70	moderadamente	
GO53-06	ignimbrita	porfídica	5	10	1	1	1.0 - 2.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	sin compactar	70	no soldada	
GO54-06	ignimbrita	porfídica			5		1.0 - 2.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	pseudofiammes	80	moderadamente	
GO56-06	ignimbrita	porfírica-eutaxítica	3	5	1	1	1.0 - 2.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	sin compactar/esquirlas	90	moderadamente	
GO57-06	ignimbrita	porfídica	4	5	1		hasta 1.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	sin compactar/esquirlas	50	no soldada	
GO59-06	ignimbrita	porfídica	4	5		1	1.0 - 2.0 mm	Qz	metamórficos	pseudofiammes/esquirlas fiammes/sin compactar/esquirlas	60	moderadamente	
GO60-06	ignimbrita	porfídica	1	3	1		1.0 - 2.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	compactar/esquirlas	90	soldada	
GO62-06	ignimbrita	porfídica	10	15		1	1.0 - 2.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	sin compactar	40	no soldada	
GO62-06(a)	ignimbrita	porfídica	10	15	2	2	1.0 - 2.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	fiammes y sin compactar	90	moderadamente	
GO62-06(b)	ignimbrita	porfídica			25		hasta 2.0 mm	Qz, Feld k	si + xenolitos	pseudofiammes y sin compactar	90	moderadamente	
GO64-06	ignimbrita	porfídica			10		1.0 - 2.0 mm	Qz, Feld k	no	no	60	moderadamente	
GO63-06	ignimbrita	porfídica	3	2			1.0 - 2.0 mm	Qz, Feld k	no	relictos de pómez	30	no soldada	
GO69-06	ignimbrita	porfídica	10	8		1	2.0 mm	Qz, Feld k	granitos	fiammes y sin compactar	50	moderadamente	
GO72-06	ignimbrita	porfídica	10	25	4	1	2.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	pseudofiammes	80	moderadamente	
GO75-06	ignimbrita	porfídica	10	13	5	1	2.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	fiammes	80	moderadamente	
GO76-06	ignimbrita	porfírica-eutaxítica	10	15	4	1	2.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	fiammes	80	moderadamente	
GO79-06	ignimbrita	porfídica	7	20	2	1	2.0 - 3.0 mm	Qz, Feld k	no	fiammes/esquirlas	90	soldada	
GO102-06	ignimbrita	porfídica	10	15	3	1	2.0 - 3.0 mm	Qz, Feld k	no	fiammes	80	soldada	
GO107-06	ignimbrita	porfídica	10	15	3	1	2.0 - 3.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	fiammes	70	soldada	
GO120-06(1)	ignimbrita	porfídica			10		1.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	sin compactar	70	no soldada	
GO120-06(2)	ignimbrita	porfídica	15	15	3	1	2.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	fiammes	80	soldada	
GO201-06	ignimbrita	porfídica			1		1.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	sin compactar	80	no soldada	
GO202-06	ignimbrita	porfídica			5		1.0 mm	Qz	no	no	70	no soldada	
GO300-07	andesita	traquítica				5	1.0 - 2.0 mm	intersectal	-	-	60	-	
GO301-07	ignimbrita	porfídica	7	10	2	1	2.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	sin compactar	80	moderadamente	
GO305-07	ignimbrita	porfídica	10	15	2	1	2.0 - 3.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	pseudofiammes y sin compactar	80	moderadamente	
GO310-07	ignimbrita	porfídica	5	15			2.0 mm	Qz, Feld k	si + granitos	fiammes	90	soldada	
GO324-07	ignimbrita	porfídica			5		3.0 - 4.0 mm	intersectal	-	-	25	-	
GO327-07	ignimbrita	porfídica			5		3.0 - 4.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	fiammes	60	moderadamente	
GO340(Ci)-07	ignimbrita	porfídica	8	10	1	1	2.0 - 3.0 mm	Qz, Feld k	metamórficos	sin compactar	70	no soldada	

Para la ubicación de estas muestras ver figura 2. Qz=cuarzo, Sn=sanidino, Plag=plagioclasa, Bi=biotita, *Px=xenocristales de piroxeno, Feld k=feldespato potásico

Apéndice A1. Secciones delgadas de las principales unidades del centro volcánico Sierra La Goleta-Sultepec. Ilustran algunas características texturales y mineralógicas.

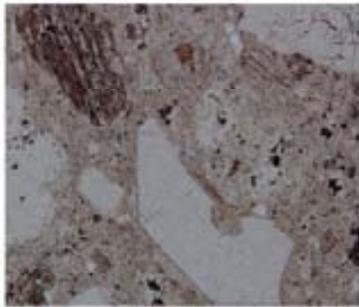
GO300-07



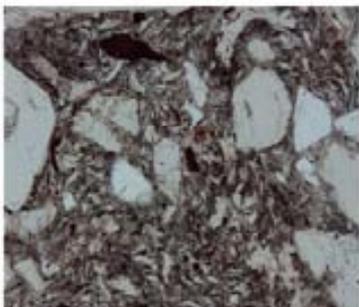
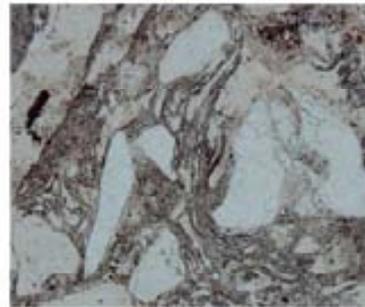
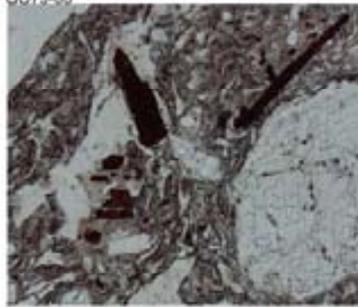
GO53-06



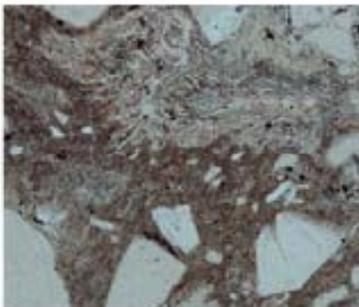
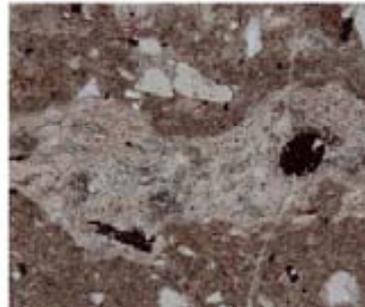
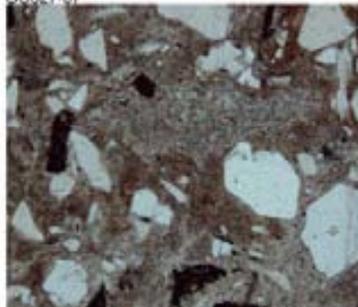
Porfido Andesítico muestra GO300-07. Cuerpo lávico con textura porfirica, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno y matriz con textura interseccional compuesta por plagioclasa y vidrio.



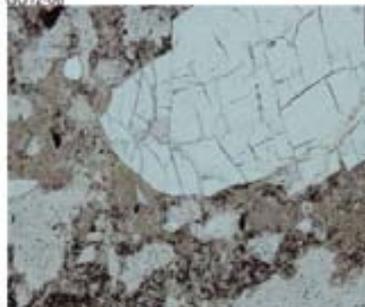
GO79-06



GO327-07



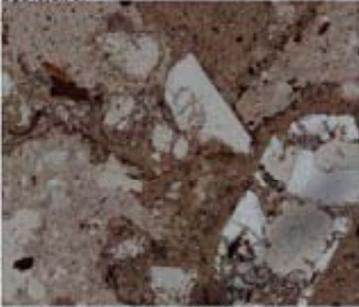
GO12-06



Ignimbrita La Goleta muestras GO53-06, GO79-06 y GO327-07. Se observa las diferentes variaciones en contenido de cristales y líbicos, así como, los diferentes grados de soldamiento que puede presentar esta unidad, desde miembros no soldados (GO53-06) a moderadamente soldados (GO327-07) y soldados (GO79-06).

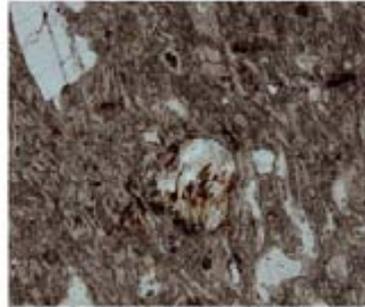
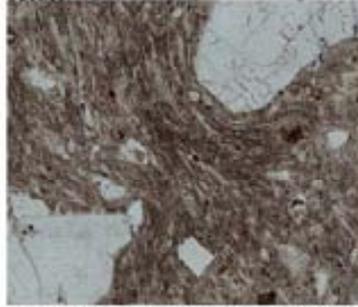
← 3 mm 2 mm 1 mm →
Escala aproximada

GO340(C)-07



Ignimbrita La Cienega muestra GO12-06 y GO340(C)-07. Unidad pumiceica no soldada, con fenocristales de cuarzo, sanidino, biotita y plagioclasa.

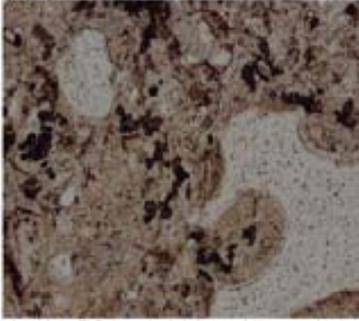
GO60-06



Ignimbrita La Lobera muestra GO60-06. Ignimbrita fuertemente soldada con fenocristales de cuarzo y sanidino, abundantes líticos metamórficos, de ignimbrita y xenolitos de granitos.

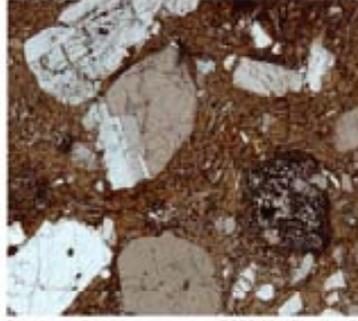
Continúa Apéndice A1. Secciones delgadas de las principales unidades del centro volcánico Sierra La Goleta-Sultepec. Ilustran algunas características texturales y mineralógicas.

GO57-07



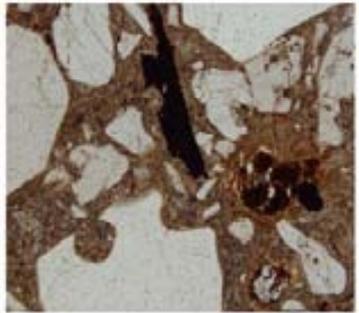
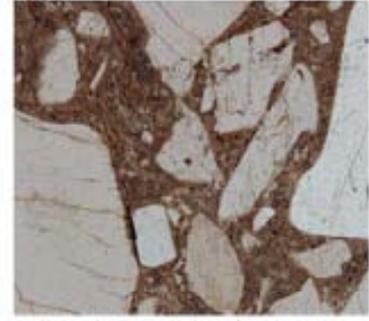
Ignimbrita El Potrero. Ignimbrita pumicítica no soldada con fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa, pómez sin compactar y líticos metamórficos.

GO76-06



Picacho de Pepehuca muestras GO76-06 y Picacho. Dique piroclástico cristalino y soldado con fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y piroxeno, pómez en forma de pseudoflammas, líticos metamórficos y xenolitos de paragneises y ortogneises graníticos.

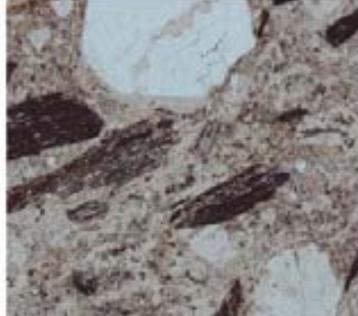
Picacho



GO62-06(a)



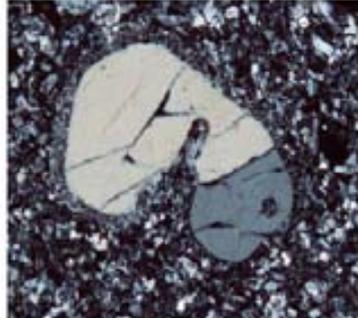
GO107-06



Diques piroclásticos muestras GO310-07, GO311-07, GO62-06(a) y GO107-06. Diques piroclásticos soldados con fenocristales de cuarzo y sanidino, abundantes líticos metamórficos y xenolitos de granitos.

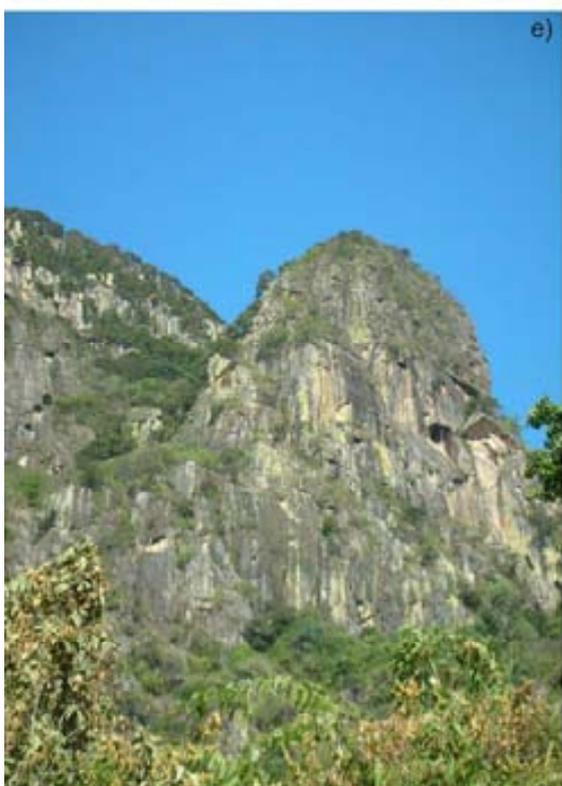
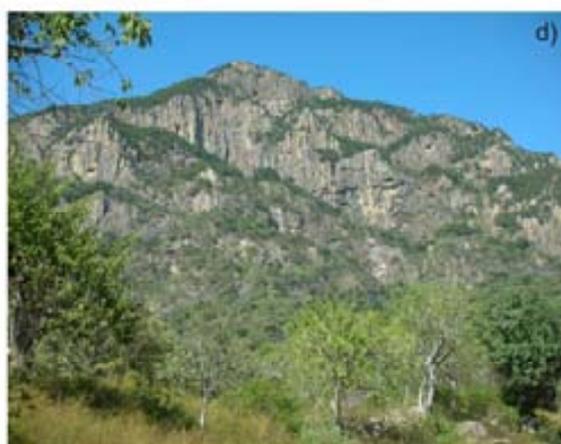
3 mm 2 mm 1 mm
Escala aproximada

GO324-07



Porfido Cerro Tecomates muestra GO324-07. Porfido de composición riolítica con fenocristales de cuarzo y sanidino, su matriz tiene textura intersecal con de vidrio y minerales de cuarzo y sanidino.

Apéndice B. Fotografías de Diques piroclásticos



a) y b) Dique piroclástico Picacho de Pepechuca. c) Diques piroclásticos del sector noreste, cerros El Ocozotl, La Aguja y El Ornamento. d), e) y f), Diques piroclásticos del sur de la Sierra La Goleta cerros Los Paredones y La Corona.



a) Contacto entre diques piroclásticos del sector oeste y el relleno ignimbrito (Ignimbrita La Goleta). b) Dique piroclástico del sector oeste, en las cercanías del poblado Pueblo Nuevo. c) Ignimbrita La Goleta. d) Ignimbrita La Lobera.