



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**ESTRATIGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS
MAGMÁTICAS DEL PALEÓGENO EN
EL OCCIDENTE DE OAXACA Y SU
SIGNIFICADO PETROGENÉTICO Y TECTÓNICO**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTORADO EN CIENCIAS
(GEOLOGÍA)
PRESENTA
BARBARA MARY MARTINY KRAMER**

2008



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Deseo agradecer la asesoría y apoyo recibido del Dr. Dante J. Morán Zenteno, director de esta tesis, quien me ha asesorado en todo momento. También agradezco el apoyo y comentarios durante el desarrollo de la presente investigación de mis tutores, los Dres. Raymundo Martínez Serrano y Peter Schaaf, al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez por la orientación sobre distintos aspectos de la andesita y los xenolitos de Puente Negro, y al Dr. Luca Ferrari por su apoyo en la logística y financiamiento de algunos aspectos del proyecto. Los otros miembros del Jurado, los Dres. José Jorge Aranda Gómez y Susana Alaniz Álvarez, me brindaron su asesoría en la revisión crítica del manuscrito y las útiles sugerencias.

Quiero extender un reconocimiento especial Raymundo Martínez Serrano y Consuelo Macías Romo, por su colaboración durante la primera etapa de la presente investigación en varias fases del desarrollo de la misma. También quiero agradecer de manera especial a Gilberto Silva Romo por su apoyo durante la segunda etapa de la investigación en el trabajo geológico, tectónico y de campo.

La modelación de los datos geoquímicos se realizó con el apoyo de José María Cebriá. José López Ruiz y Robert Ayuso me orientaron en distintos aspectos de la geoquímica, y contribuyeron a aclarar mis ideas. Tuve conversaciones sobre la geología estructural y geocronología con Mariano Cerca que fueron útiles para elucidar algunos aspectos del estudio. Agradezco a Gustavo Tolson, como director del Instituto de Geología durante estos últimos años, su apoyo durante la realización de esta tesis y también por las conversaciones y orientación sobre la zona de cizalla de Río Salado

Las siguientes personas, técnicos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) y Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), contribuyeron en diferentes etapas del trabajo geoquímico y también con análisis de laboratorio, y a todos ellos quiero expresar mi agradecimiento: Gabriela Solis Pichardo, Juan Julio Morales, Patricia Girón García, María del Sol Hernández Bernal, Teodoro Hernández Treviño, Elena Lounejeva Baturino, Rufino Lozano Santacruz, Margarita Reyes Salas y Luigi Solari. Agradezco el trabajo de Margarita López, quien realizó los estudios geocronológicos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, y Jesús Solé, por su orientación y apoyo en el estudio geocronológico, y por la revisión crítica de una parte de mi tesis. También quiero agradecer a Miguel Doblas la discusión sobre aspectos de la geología estructural.

Agradezco también su participación en distintos aspectos de la investigación a Claudia Mendoza-Rosales, Enrique González Torres y Miguel Morales su compañía en el campo; Juan Tomás Vázquez y Diego Aparicio la elaboración de las láminas delgadas;

Rosario Flores Ramos y Francisco Montaña Coahuilaz las facilidades con relación al trabajo de cómputo; M. Gerardo R. Zenteno Santiago por el apoyo en formatear el trabajo final; Ofelia Barrientos y María Elena Suárez a los labores bibliográficas, y Ana María Rocha su asistencia en la revisión de la redacción del manuscrito.

Finalmente, quiero agradecer a David, Rebecca y Matthew por su consideración y gran paciencia.

Esta tesis se ha desarrollado gracias a fondos del Instituto de Geología, de dos proyectos de CONACyT (3361-T9309 y 32509T), dos becas de la Dirección General de Estudios de Posgrado para apoyar la obtención de distintos análisis geoquímicos, y una beca del Geological Society of America (Harold T. Stearns Fellowship Award) para patrocinar el estudio de los isótopos de Pb en el United States Geological Survey en Reston, Virginia

Resumen

Las investigaciones estratigráficas, geocronológicas y geoquímicas realizadas en el sector occidental del Estado de Oaxaca revelan el desarrollo de magmatismo intermedio y silícico que refleja uno de los episodios más significativos en la evolución del arco magmático Cenozoico del sur de México. En la zona costera afloran rocas plutónicas, principalmente de composición granítica y granodiorítica, emplazadas al Complejo Xolapa. En el interior del continente, las grandes unidades volcánicas reconocidas incluyen una sucesión inferior de rocas volcanoclásticas predominantemente riolíticas, y una secuencia superior de mayor volumen, particularmente en el sector norte, con lavas de andesita y andesita basáltica, brechas de diversos tipos y frecuentes cuerpos hipabisales también de composición andesítica.

Las edades obtenidas para las rocas volcánicas en el occidente de Oaxaca (~33 a 29 Ma) constriñen el evento volcánico al Oligoceno temprano, aunque también existe evidencia de un pulso magmático de menor volumen durante el Eoceno medio (~43-40 Ma). Las edades isotópicas disponibles actualmente para las rocas plutónicas de esta región, en conjunto con las regiones aledañas, indican que las rocas plutónicas y volcánicas son por lo menos parcialmente contemporáneas y definen un segmento del arco magmático de aproximadamente 220 km de ancho.

Las rocas plutónicas y volcánicas presentan características geoquímicas típicas de una margen convergente. Todas las muestras analizadas son calcialcalinas y muestran claramente un componente de subducción, con un enriquecimiento en elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) con respecto a los elementos de alto potencial iónico (HFS) ($Ba/Nb > 40$ y $Ba/Ta > 700$ en las rocas más máficas). La presencia de esta componente en las rocas más máficas sugiere que no fue adquirido por asimilación.

Los isótopos de Sr, Nd y Pb de las rocas plutónicas y las lavas y cuerpos hipabisales en general son muy similares con poca variación y firmas isotópicas poco evolucionadas [$^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.70419 - 0.70473$ y $0.70418 - 0.70464$; $^{143}Nd/^{144}Nd_i = 0.512576 - 0.512764$ y $0.512595 - 0.512761$; $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.696 - 18.775$ y $18.669 - 18.773$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.587 - 15.642$ y $15.572 - 15.644$, y $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.481 - 38.718$ y $38.396 - 38.698$, respectivamente]. Sin embargo, algunas diferencias en el comportamiento geoquímico de elementos mayores y traza en las rocas plutónicas y volcánicas sugieren que los dos conjuntos presentan escenarios diferentes para la fuente del magma y evolución magmática.

La geoquímica de las rocas volcánicas del interior es consistente con el modelo de evolución típico para magmas de arco, con la generación de magmas primarios por fusión parcial en la cuña del manto inducida por una contribución de fluidos provenientes de la placa subducida, la modificación posterior de los magmas por procesos de diferenciación magmática, y un ascenso relativamente rápido. En la modelación geoquímica de las rocas volcánicas, utilizando varios elementos traza y las relaciones isotópicas de Sr, el mejor ajuste de los datos en diagramas $Sr - ^{87}Sr/^{86}Sr$ y $\log(Th) - \log(P_2O_5)$ permitió una

aproximación a la evolución petrogenética, con dos etapas de diferenciación distintas. La primera etapa correspondió a un proceso de asimilación de corteza antigua y cristalización fraccionada (AFC), y la segunda, a un proceso de cristalización fraccionada (FC) simple, sin asimilación adicional de rocas corticales.

En el cinturón plutónico, no se puede explicar la petrogénesis del gran volumen de rocas silíceas por un modelo simple de fusión parcial del manto superior, porque no se puede generar batolitos intermedios-félsicos directamente de la fusión parcial del manto superior típico (peridotitas de olivino), ni por un grado alto de asimilación de la corteza continental antigua, dado las relaciones isotópicas relativamente primitivas. Un proceso de dos o más etapas podría explicar la evolución de las rocas plutónicas, en donde los magmas basálticos de una primera etapa, posiblemente desde el Cretácico Inferior hasta el Cenozoico inferior, pudieron haber sido emplazados en la corteza profunda en un proceso de adición de base (*magmatic underplating*), después de lo cual la fusión parcial de la corteza máfica adicionada produjo fundidos silíceos, modificados posteriormente por cristalización fraccionada con un grado bajo de asimilación de corteza antigua. El volumen importante de rocas silíceas sugiere una taza alta de inyección de magmas y un régimen térmico de temperatura mayor, que generó un volumen de fundido alto y la cristalización fraccionada de los magmas.

En el sector norte de la franja estudiada, se reconocieron fallas de escala kilométrica en las rocas del Paleógeno, algunas de las cuales se interpretan como estructuras antiguas reactivadas que controlaron el desarrollo de conductos volcánicos. Dentro de las estructuras mayores reactivadas se encuentran las fallas Petlalcingo-Huajuapán y Caltepec. Los dos conjuntos de fallas reconocidas en las sucesiones del Paleógeno (un conjunto predominante N-S y otro entre E-W y WNW) tienen desplazamientos cortos y su movimiento fue predominantemente lateral izquierdo. Esto plantea una incompatibilidad cinemática que sugiere que los desplazamientos en ambos conjuntos de fallas laterales no fueron contemporáneos y hubo cambios en la dirección de los esfuerzos principales. Las observaciones de campo no son concluyentes sobre la cronología relativa de los dos grupos de fallas, aunque las N-S pueden ser posteriores porque correlación con otras zonas. Este último evento de fallamiento probablemente se relaciona con el episodio de tectónica de fallas laterales conjugadas con extensión NE-SW reconocido previamente en la región para el Oligoceno-Mioceno.

El ancho del arco sugiere una inclinación moderadamente baja ($11 \pm 9^\circ$) para de la zona de Benioff el área de estudio durante el Oligoceno temprano y, consecuentemente, un antearco ancho. Tomando en cuenta la posición actual de la trinchera, contigua al cinturón plutónico de la margen continental, se puede inferir que hubo un episodio de remoción del antearco durante el Oligoceno, que pudo haber ocurrido principalmente por erosión por subducción.

Abstract

The stratigraphic, geochronologic and geochemical studies carried out in the western part of the State of Oaxaca reveal the development of the intermediate and silicic magmatism during one of the most significant episodes in the evolution of the Cenozoic magmatic arc in southern Mexico. Plutonic rocks cropping out in the coastal zone, mostly granitic and granodioritic in composition, intruded the Xolapa Complex. In the inland volcanic zone, the major units recognized include a lower, principally rhyolitic, volcanoclastic succession and an upper unit that is more voluminous, particularly in the northern area, of basaltic andesite and andesitic lavas distinct types of breccias, intruded by hypabyssal igneous bodies, also of andesitic composition.

The ages obtained for the volcanic rocks in western Oaxaca (~33 to 29 Ma) constrain this volcanic event to the early Oligocene, although evidence also exists of a middle Eocene (~43 - 40 Ma) magmatic pulse of lesser volume. The isotopic ages available at present for the plutons in the coastal region, together with those from adjacent areas, indicate that the plutonic and volcanic rocks are at least partially coeval and define a segment of magmatic arc approximately 220 km wide.

The plutonic and volcanic rocks display geochemical characteristics that are typical of convergent margins. All the samples analyzed are of calc-alkaline affinity and show an enrichment in large ion lithophile elements (LILE) with respect to high field strength elements (HFS) ($Ba/Nb > 40$ y $Ba/Ta > 700$ in the most mafic rocks), indicating a subduction component. The presence of the subduction component in the most mafic rocks suggests that it was not acquired by assimilation.

The plutonic rocks, lavas and hypabyssal bodies display similar Sr, Nd and Pb isotopic compositions and are in a narrow range and are, in general, not very radiogenic: [$^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.70419-0.70473$ and $0.70418 - 0.70464$; $^{143}Nd/^{144}Nd_i = 0.512576 - 0.512764$ and $0.512595 - 0.512761$; $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.696 - 18.775$ and $18.669 - 18.773$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.587 - 15.642$ and $15.572 - 15.644$, and $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.481 - 38.718$ and $38.396 - 38.698$, respectively]. Nonetheless, certain variations in the behavior of the major and trace elements in the plutonic and volcanic rocks suggest different scenarios for the evolution of the magmas and for the magma source in the two groups.

The geochemical characteristics of the inland volcanic rocks are consistent with the typical model of evolution for arc rocks, with the generation of primary magmas by partial melting in the mantle wedge induced by the contribution of slab fluids, modification of these magmas by differentiation processes and a relatively rapid ascent. In the geochemical modeling of the volcanic rocks, using several trace elements and Sr isotope ratios, the best fit for the data in Sr- $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $\log(Th)-\log(P_2O_5)$ diagrams permitted an approximation of the petrogenetic evolution with two differentiation stages. The first stage corresponded to assimilation of old crust and crystal fractionation (AFC), and the second to simple crystal fractionation, without additional assimilation of crustal rocks.

In the plutonic belt, the petrogenesis of such a large volume of silicic rocks cannot be explained by simple partial melting of the upper mantle, because intermediate-felsic batholiths cannot be extracted directly from the partial melting of typical upper mantle rocks (olivine peridotite), nor by a high degree of assimilation of ancient continental crust, given the relatively unradiogenic isotopic ratios of the plutons. A two or three stage process could explain the evolution of the plutonic rocks. In the first stage, the basaltic magmas could have been emplaced at the base of the crust by magmatic underplating, possibly from the Lower Cretaceous to the early Cenozoic, after which partial melting of the basalts generated silicic melts that were later modified by crystal fractionation and a low degree of assimilation of old crust. The large volume of silicic rocks in this zone suggests a high intrusion rate and a high thermal regime that generated a high melt fraction and later crystal fractionation of the magmas.

In the northern part of the studied area, some of the kilometer-scale faults cutting the Paleogene rocks are interpreted as ancient structures, reactivated in the Paleogene that controlled magma ascent. Two of the major reactivated structures include the Petlalcingo-Huajuapán and Caltepec faults. The two major groups of faults recognized in the Paleogene rocks (the predominant N-S trending system and the other between E-W y WNW) display small displacements and dominantly left lateral movement. This hints at a kinematic incompatibility in which the two groups of lateral faults were not coeval and that there were changes in the principal stress direction. Field observations on the relative chronology of the two fault groups are inconclusive, although the N-S group could be considered later by regional correlation with other areas. This latter faulting event is probably related to a tectonic episode of conjugated strike slip faults with NE-SW extension that has previously been recognized in the region for the Oligocene-Miocene.

The width of the magmatic arc suggests a relatively shallow dip ($11 \pm 9^\circ$) for the Benioff zone in this area during the early Oligocene and, as a consequence, a wide forearc. Considering the present-day position of the trench immediately adjacent to the plutonic belt along the continental margin, the post-early Oligocene removal of the forearc is inferred, which could have occurred principally by subduction erosion.

Tabla de Contenido

| | |
|--|-------------|
| Resumen | i |
| Abstract | iii |
| Tabla de Contenido | v |
| Relación de figuras | vii |
| Relación de tablas | viii |
| Relación de apéndices | viii |
| Capítulo 1. Introducción | 1 |
| 1.1 Antecedentes..... | 1 |
| 1.2. Marco teórico de referencia..... | 3 |
| 1.3. Planteamiento del problema..... | 5 |
| 1.4. Localización del área de estudio, objetivos y metodología..... | 10 |
| Capítulo 2. Marco geológico regional | 14 |
| 2. 1. Basamento..... | 14 |
| 2.1.1. <i>Terreno Mixteco</i> | 14 |
| 2.1.2. <i>Terreno Oaxaca</i> | 16 |
| 2.1.3. <i>Terreno Xolapa</i> | 17 |
| 2.2. Mesozoico..... | 18 |
| 2.3. Cenozoico..... | 19 |
| 2.4. Entorno tectónico..... | 20 |
| 2.5. Entorno magmático cenozoico..... | 21 |
| Capítulo 3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno | 24 |
| 3.1. Conglomerados y otros depósitos clásticos continentales..... | 24 |
| 3.2. Formación Yanhuitlán..... | 28 |
| 3.3. Rocas volcánicas..... | 30 |
| 3.3.1. <i>Unidad Volcánica Inferior (UVI)</i> | 35 |
| 3.3.2. <i>Unidad Volcánica Superior (UVS)</i> | 42 |
| 3.3.3. <i>Cuerpos hipabisales</i> | 46 |
| 3.3.4. <i>Estructuras volcánicas</i> | 49 |
| 3.3.5. <i>Cuerpo hipabisal de Puente Negro, Puebla</i> | 50 |
| 3.4. Granitoides de la margen pacífica..... | 50 |
| Capítulo 4. Marco tectónico | 55 |
| 4.1. Algunas estructuras antiguas reactivadas durante el Cenozoico..... | 57 |

| | |
|---|------------|
| 4.1.1. <i>Falla de Caltepec</i> | 57 |
| 4.1.2. <i>Falla Petlalcingo-Huajuapán</i> | 61 |
| 4.2. Acortamiento antes del inicio de la actividad volcánica del Oligoceno temprano..... | 63 |
| 4.2.1. <i>Anticlinorios Diquiyú y Teposcolula</i> | 63 |
| 4.2.2. <i>Falla Río Salado</i> | 66 |
| 4.3. Estructuras que afectan las rocas clásticas y volcánicas del Paleógeno..... | 70 |
| 4.3.1. <i>Estructuras WNW-NW</i> | 71 |
| 4.3.2. <i>Estructuras norte-sur</i> | 71 |
| 4.3.3. <i>Plegamiento de las rocas lacustres</i> | 75 |
| Capítulo 5. Geoquímica | 76 |
| 5.1. Elementos mayores..... | 76 |
| 5.2. Elementos traza..... | 85 |
| 5.3. Isótopos de Sr, Nd y Pb | 92 |
| 5.4. El cuerpo subvolcánico y los xenolitos de Puente Negro | 97 |
| Capítulo 6. Discusión | 100 |
| 6.1. Estratigrafía y geocronología..... | 100 |
| 6.2. Geoquímica y petrogénesis..... | 109 |
| 6.2.1. <i>Procesos de diferenciación</i> | 111 |
| 6.2.2. <i>Algunas consideraciones sobre el contenido de tierras raras y la fuente magmática</i> | 116 |
| 6.2.3. <i>El componente cortical en el cinturón volcánico</i> | 121 |
| 6.2.4. <i>Modelación de las rocas volcánicas</i> | 123 |
| 6.2.5. <i>La petrogénesis de magmas silíceos en el cinturón plutónico</i> | 130 |
| 6.3. Tectónica | 136 |
| 6.3.1. <i>Consideraciones tectónicas regionales</i> | 138 |
| Conclusiones | 144 |
| Referencias | 146 |

Relación de figuras

| | | |
|-------------|--|---------|
| Figure 1 | Mapa geológico esquemático del sur de México | 2 |
| Figura 2 | Distribución de las rocas magmáticas en el sur de México para diferentes intervalos de tiempo | 6 |
| Figura 3 | Paleoposición del bloque Chortis con respecto al sur de México | 8 |
| Figura 4 | Sistemas de fallas Polochic y Motagua, la Fosa de Caymán | 9 |
| Figura 5a | Mapa de ubicación de muestras y poblaciones en el cinturón volcánico | 12 |
| Figura 5b | Mapa de ubicación de muestras y poblaciones en el cinturón plutónico | 13 |
| Figura 6 | Terrenos tectonoestratigráficos del sur de México | 15 |
| Figura 7 | Fotografías de campo y fotomicrografías | 31, 32 |
| Figura 8 | Columnas estratigráficas compuestas | 34 |
| Figura 9 | Clasificación QAP de las rocas plutónicas | 52 |
| Figura 10 | Distribución general de las unidades continentales del Paleógeno | 56 |
| Figura 11 | Mapa geológico-estructural del sector central del cinturón volcánico | 60 |
| Figura 12 | Mapa geológico-estructural del área de Petlalcingo-Huajuapán | 62 |
| Figura 13 | Mapa geológico-estructural del sector nororiental del cinturón volcánico | 72 |
| Figura 14 | Álcalis total contra SiO ₂ de las rocas volcánicas | 78 |
| Figura 15 | Álcalis total contra SiO ₂ de las rocas plutónicas | 80 |
| Figura 16 | Diagrama de clasificación de aluminosidad (índice de Shand) | 80 |
| Figura 17 | Diagrama AFM | 81 |
| Figura 18-1 | Diagramas de variación de elementos mayores contra SiO ₂ para las rocas volcánicas | 83 |
| Figura 18-2 | Diagramas de variación de elementos mayores contra SiO ₂ para las rocas plutónicas | 84 |
| Figura 19-1 | Diagrama de variación de algunos elementos traza contra SiO ₂ para las rocas volcánicas | 86 |
| Figura 19-2 | Diagrama de variación de algunos elementos traza contra SiO ₂ para las rocas plutónicas | 87 |
| Figura 20 | Diagramas multielementales normalizados | 89 |
| Figura 21 | Diagrama de tierras raras normalizadas | 91 |
| Figura 22 | Diagrama de las relaciones isotópicas de Sr y Nd | 93 |
| Figura 23 | Diagrama de las relaciones isotópicas de Pb | 96 |
| Figura 24 | Variación de las edades de rocas magmáticas | 106-108 |
| Figura 25-1 | Composición isotópica contra SiO ₂ en las rocas volcánicas | 112 |
| Figura 25-2 | Composición isotópica contra SiO ₂ en las rocas plutónicas | 115 |
| Figura 26 | Diagrama de La/Sm contra Sm/Yb | 119 |

| | | |
|-----------|--|-----|
| Figura 27 | Diagrama de Sr/Y contra Y, y (La/Yb)N contra (Yb)N | 119 |
| Figura 28 | Diagrama de mezcla binaria simple | 123 |
| Figura 29 | Diagramas log-log de varios elementos contra Th | 126 |
| Figura 30 | Diagramas que muestran el modelo AFC para las rocas volcánicas | 128 |
| Figura 31 | Diagrama log(Th) contra log(Sr) | 129 |
| Figura 32 | Modelo de dos etapas para P ₂ O ₅ y Th | 130 |
| Figura 33 | Representación esquemática de la “zona caliente” | 135 |
| Figura 34 | Ancho de arcos y antearcos contra ángulo de subducción | 139 |
| Figura 35 | Interpretación de la segmentación de la placa Farallón | 141 |

Relación de tablas

| | | |
|---------------|--|-----|
| Tabla 1a y b | Edades isotópicas para rocas y minerales del Cenozoico | T1 |
| Tabla 2 | Análisis químicos de roca total, elementos mayores y traza | T3 |
| Tabla 3a y b. | Datos isotópicos y químicos de Sr y Nd | T7 |
| Tabla 4. | Datos isotópicos y químicos de Pb | T9 |
| Tabla 5. | Parámetros utilizados para la modelación | T10 |

Relación de apéndices

| | | |
|------------|---|----|
| Apéndice A | Procedimientos analíticos | A1 |
| Apéndice B | Mineralogía y petrografía de las rocas piroclásticas analizadas | A6 |
| Apéndice C | Mineralogía y petrografía de las rocas lávicas y subvolcánicas analizadas | A7 |
| Apéndice D | Mineralogía y petrografía de las rocas plutónicas analizadas | A8 |
| Apéndice E | Geocronología por ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar | A9 |

Capítulo 1. Introducción

1.1 Antecedentes

La Sierra Madre del Sur (SMS) es una provincia fisiográfica ubicada al sur de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) que se extiende en dirección WNW-ESE, desde los estados de Jalisco y Michoacán, hasta el Istmo de Tehuantepec (Figura 1). Las rocas volcánicas y plutónicas del Cenozoico de la SMS, anteriores a la FVTM del Mioceno-Cuaternario, ocupan una área extensa, aflorando desde la margen continental hasta ~200 km hacia el interior del continente, y se formaron en un ambiente geotectónico de arco magmático (Ortega-Gutiérrez, 1981a; Herrmann *et al.*, 1994). Las rocas del arco magmático constituyen dos cinturones paralelos a la costa del océano Pacífico. Uno de ellos comprende batolitos y plutones menores que se extienden a lo largo de la margen continental, llegando hasta el límite continental cerca de la Trinchera de Acapulco, donde han sido identificadas dioritas del Eoceno tardío en el subsuelo marino [núcleos del sitio 493 del *Deep Sea Drilling Project*, Leg 66 (Bellon *et al.*, 1982)] (Figura 1). El otro cinturón está constituido por rocas volcánicas continentales e incluye una sucesión de lavas, materiales piroclásticos, epiclásticos-volcánicos y cuerpos hipabisales. Este cinturón es más discontinuo, y se ubica hacia el interior del continente, entre el cinturón plutónico de la costa y la Faja Volcánica Transmexicana. En el cinturón plutónico predominan rocas silíceas con composiciones intermedias en menor volumen. Las rocas volcánicas de la SMS presentan diferencias en composición y en algunos sectores o niveles estratigráficos prevalecen rocas más silíceas, mientras en otros dominan rocas intermedias. Las rocas volcánicas de la SMS forman altos topográficos, alcanzando alturas mayores a 2000 msnm y en algunas zonas >3000 m, como en la región de la Mixteca. En años recientes ha aumentado el número de trabajos sobre distintos aspectos de las rocas magmáticas cenozoicas de la SMS pero aún existen varias interrogantes fundamentales por resolver. El estudio de estas rocas es fundamental para comprender la evolución magmática y tectónica del sur de México durante el Cenozoico.

Los estudios previos sobre la estratigrafía, geocronología y petrología de las rocas magmáticas del sur de México son relativamente escasos y aún existen zonas amplias de volcánicas y plutónicas en que se desconocen en su estratigrafía y geoquímica generales. En algunos estudios se han descrito los rasgos estratigráficos generales y algunos detalles sobre la petrología de las sucesiones cenozoicas. Dentro de los trabajos de carácter regional que abarcan el área de estudio o áreas adyacentes se encuentran Barrera (1946), Salas (1949), Guzmán (1950) y Calderón-García (1956). Estudios previos de la región hacia el occidente son los trabajos de Fries (1960) sobre el estado de Morelos y regiones

1. Introducción

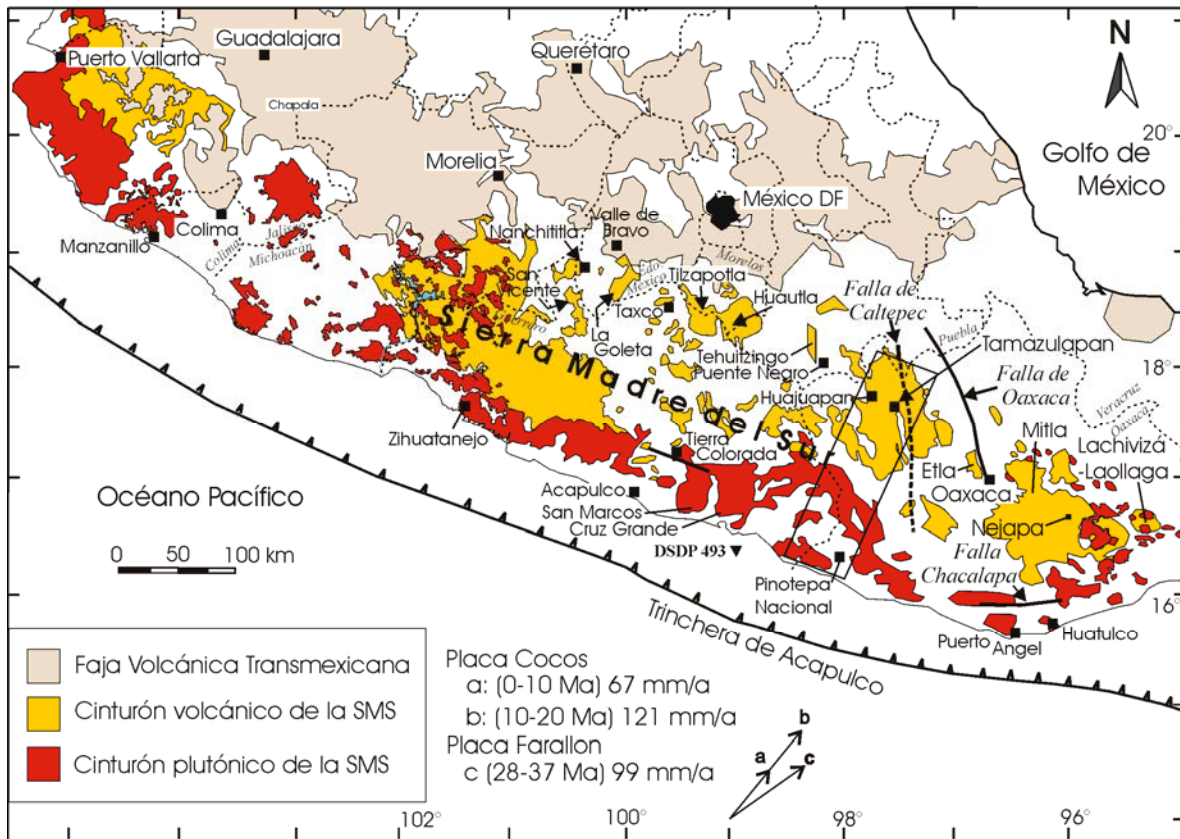


Figura 1. Mapa geológico esquemático del sur de México que muestra la distribución de las rocas magmáticas del Cretácico Tardío - Cenozoico (modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992, Morán-Zenteno *et al.*, 1999 y Centeno-García *et al.*, 2003). El área de estudio está ubicada dentro del rectángulo. Algunas de las estructuras principales de esta región están indicadas. DSDP 493 = Deep Sea Drilling Project Site 493. La traza de la falla de Caltepec tomada de Elías-Herrera *et al.* (2005), y la falla de Chacalapa de Tolson (2005). Vectores (azimut y magnitud) del sistema de placas Farallón-Cocos con respecto a la placa de Norteamérica para un punto ubicado cerca de la margen continental de México (14°N, 99°W), calculados con los polos de rotación (*stage poles*) de Engebretson *et al.* (1985) para la placa Farallón, y de Pindell *et al.* (1988) para la placa de Cocos.

adyacentes de Guerrero, de Cserna y Fries (1981) en la región de Taxco, y Fries (1966) en la zona de Cuautla y la Sierra de Huautla (Figura 1). Existen otros trabajos más enfocados a la geocronología, petrología y geoquímica de las rocas plutónicas cenozoicas; dentro de éstos se encuentra los trabajos de Guerrero García (1975), Schaaf (1990), Morán-Zenteno (1992), Morán-Zenteno *et al.* (1993) y Schaaf *et al.* (1995) para la región de Acapulco, de Herrmann *et al.* (1994) para el sector Acapulco-Huatulco, de Hernández-Bernal y Morán-Zenteno (1996) para la región de Jamiltepec-Puerto Escondido, y de Ducea *et al.* (2004 a y b) para la región entre Acapulco y Puerto Ángel. Para las zonas volcánicas del interior destacan los trabajos de Morán-Zenteno *et al.* (1998, 2004) para el sector de Taxco-Huautla en los estados de Guerrero y Morelos. Otros estudios sobre las rocas magmáticas

cenozoicas en el sector sur-central de México se encuentran en curso y algunos resultados han sido reportados en tesis y congresos (Eguiza-Castro, 2001; Solé-Viñas, 2004; Santa María-Díaz *et al.* 2004, 2005; Torres De León, 2005; Dávalos-Álvarez, 2006; Hernández-Pineda, 2006). En la región de Oaxaca y zonas aledañas, destacan sobre todo los trabajos de Ferrusquía-Villafranca (1976, 1990, 1999) en el área de Tamazulapan, en el área de Nejapa en el sureste del Estado de Oaxaca, y otros sectores del estado. Los primeros resultados de la presente investigación han sido publicados parcialmente en dos artículos (Martiny *et al.*, 2000a; Cerca *et al.*, 2007), en dos artículos de tipo regional sobre el sur de México (Morán-Zenteno *et al.*, 1999, 2000), así como en varios resúmenes (Martínez-Serrano *et al.*, 1996, 1997, 1999; Martiny *et al.*, 1995, 1996, 1997, 1998, 2000b, 2002, 2003, 2004; Silva-Romo *et al.*, 1996, 2000, 2001).

1.2. Marco teórico de referencia

Los estudios sobre la petrogénesis, distribución y ambiente tectónico de los arcos magmáticos han cobrado mucha relevancia a partir de los avances en el conocimiento sobre las principales zonas de magmatismo asociados a límites convergentes de placas como la región del circumpacífico. Los detalles de la geometría, distribución o de las variaciones geoquímicas y relaciones espacio-temporales de los arcos relacionados a los límites convergentes de placas han sido resumidos en varios trabajos entre los que destacan los de Gill (1981), Davies y Stevenson (1992), Hawkesworth *et al.* (1993), Kay *et al.* (1991), Kay y Abruzzi (1996), Tatsumi y Eggins (1995), Pearce y Peate (1995), Kemp y Hawkesworth (2004), Hasegawa y Nakajima (2004), Tatsumi (2005) y de Silva *et al.* (2006). Otros aspectos de la evolución de las márgenes convergentes relacionados con los arcos como la erosión por subducción, deformación y la delaminación han sido revisados en trabajos como los de Jarrad (1986), Gans *et al.* (1989), Stern (1991), von Huene y Scholl (1991), Kay y Kay (1991, 1993), Petford y Atherton (1996), Ducea y Saleeby (1998a), Kay y Mpodozis (2001), Farmer *et al.* (2002), Clift y Vannucchi (2004), von Huene *et al.* (2004), y Sobolev y Babeyko (2005).

Uno de los aspectos sobresalientes en el estudio de los arcos magmáticos tiene que ver con las relaciones espaciales y temporales del magmatismo con respecto a las variaciones en la geometría de la subducción. De acuerdo a Tatsumi y Eggins (1995) existe una correlación entre el ángulo de subducción y el ancho del ante arco (*forearc*) y el arco. Este aspecto resulta de vital importancia para la reconstrucción del escenario tectónico en el marco del cual evolucionó un arco como el del Paleógeno del sur de México en donde se observan indicios de una margen truncada.

1. Introducción

Un tema importante con relación al estudio de los arcos magmáticos es el relativo a las condiciones de esfuerzo y la deformación de la corteza de la placa superior en una zona de subducción. Según Jarrad (1986), la combinación de tres variables principales pueden intervenir en el régimen tectónico de la placa superior de una zona de subducción entre un segmento oceánico y un segmento continental: la velocidad de convergencia, el ángulo de subducción, y la edad de la placa oceánica que subduce. El incremento de la velocidad de convergencia puede ocasionar que se desarrolle un régimen compresivo en la zona del arco, mientras que la disminución en el ángulo de subducción puede también ocasionar compresión por el mayor acoplamiento entre las dos placas. Por ejemplo, Sobolev y Babeyko (2005) consideran, de acuerdo a un modelo numérico termomecánico que, en el caso de los Andes, el factor principal que determinó el desarrollo de compresión en el Cenozoico fue la velocidad absoluta de Sudamérica hacia el oeste, aunque otros factores también intervinieron. La extensión en las zonas de arco ha sido relacionada al debilitamiento térmico de la corteza causado por el ascenso de magmas del manto hacia la corteza, en una situación en la que el retroceso (*rollback*) de la placa subducida causa un flujo de astenósfera caliente en la cuña del manto (Gans, *et al.*, 1989; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). El desarrollo de una topografía elevada y el debilitamiento térmico de la corteza causan un colapso gravitacional que puede inducir una extensión perpendicular a la trinchera, aunque también puede ser relacionada a una convergencia oblicua y producir una partición de la deformación con desarrollo de fallas de desplazamiento lateral. En general, el desarrollo de fallas de desplazamiento lateral en arcos volcánicos paralelas o cercanamente paralelas a la trinchera ha sido asociado a zonas de convergencia oblicua (Teyssier *et al.*, 1995; Malod *et al.*, 1993; Bellier y Sébrier, 1995).

Otro aspecto destacado en el estudio de la evolución de los arcos magmáticos es el de la fuente y evolución de los magmas en los arcos. La interpretación dominante aplicable en la mayor parte de los casos es que los magmas de un arco continental provienen de la fusión parcial del manto metasomatizado por los fluidos liberados de los minerales hidratados durante reacciones de deshidratación en la placa en subducción. El rasgo geoquímico más prominente de las magmas primarios generados de esta manera es un enriquecimiento de los elementos litófilos de radio iónico grande (LIL) sobre los elementos de alto campo (HFS) que se deriva de (1) su carácter conservativo o no conservativo con respecto a la fuente en el manto, es decir, si para el elemento de interés existe o no una contribución del segmento de la placa en subducción a la fuente del magmatismo, y (2) el comportamiento del elemento durante los procesos de fusión (Pearce y Peate, 1995). Otro rasgo prominente de los magmas de arco es la presencia de agua y de la abundancia relativa de elementos derivados de sedimentos de la zona de subducción como el Ba. Los cambios

de estos elementos van a variar entre arcos dependiendo de las características de la corteza oceánica y los sedimentos subducidos (Plank y Langmuir, 1993). La partición de isótopos padres e hijos a través de los procesos de transferencia en la cuña del manto y durante los procesos de fusión parcial genera firmas isotópicas de Sr, Nd, Pb etc., cuyo rango puede caracterizar los magmas de arco. El análisis de los isótopos de las series de desequilibrio de U y Th puede permitir también hacer consideraciones sobre el tiempo de transferencia de los fluidos de la zonas de subducción a las zonas de fusión parcial en el manto (Hawkesworth *et al.*, 1991; 1993).

Otro posible origen de los magmas primarios en las zonas de arco es la fusión parcial de los materiales de la placa en subducción que tiene que ver con el estado térmico de la zona de subducción. Defant y Drummond (1990), basados en los reportes de Kay (1978), consideran que existen también en las zonas de subducción magmas provenientes de la fusión parcial de la placa subducida a los que llamaron adakitas. Estos magmas están caracterizados por valores bajos de Y y de tierras raras pesadas (HREE), así como por altos valores de Sr, y firmas isotópicas más afines al MORB que a los magmas de arco.

Las condiciones en las que los magmas primarios basálticos evolucionan e inducen nuevos procesos de fusión parcial a partir de su arribo a la corteza continental han sido materia de debate y de numerosos modelos. La imposibilidad de generar volúmenes grandes de magmas intermedios y silícicos a partir de la cristalización fraccionada del basalto ha dado origen a la interpretación de que los procesos como la fusión parcial de la corteza inferior por su maduración térmica y la mezcla de estos magmas con los magmas basálticos, son factores que han jugado un papel muy importante en la generación de los magmas intermedios y silicios en los arcos continentales (Kemp y Hawkesworth, 2004; Annen *et al.*, 2006).

1.3. Planteamiento del problema

Las rocas del arco magmático cenozoico en el sur de México exhiben un diacronismo evidente a lo largo de la SMS (Morán-Zenteno *et al.*, 1999; Morán-Zenteno *et al.*, 2000), con patrones similares para ambos y una disminución en la edad desde el occidente hasta el oriente (Figura 2) (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1999). En el sector más occidental del la SMS afloran las rocas plutónicas y volcánicas más antiguas, que son del Cretácico (~100 – 80 Ma). Rocas plutónicas y volcánicas del Maastrichtiano - Paleoceno están expuestas principalmente en Jalisco, Colima y Michoacán, aunque también se han identificado algunas rocas volcánicas e intrusivas de este rango de edad en Guerrero y Morelos, entre 99 y 100° longitud oeste (Morán-Zenteno *et al.*, 2005 y referencias incluidas). En el cinturón de rocas volcánicas de Michoacán, predominan edades del

1. Introducción

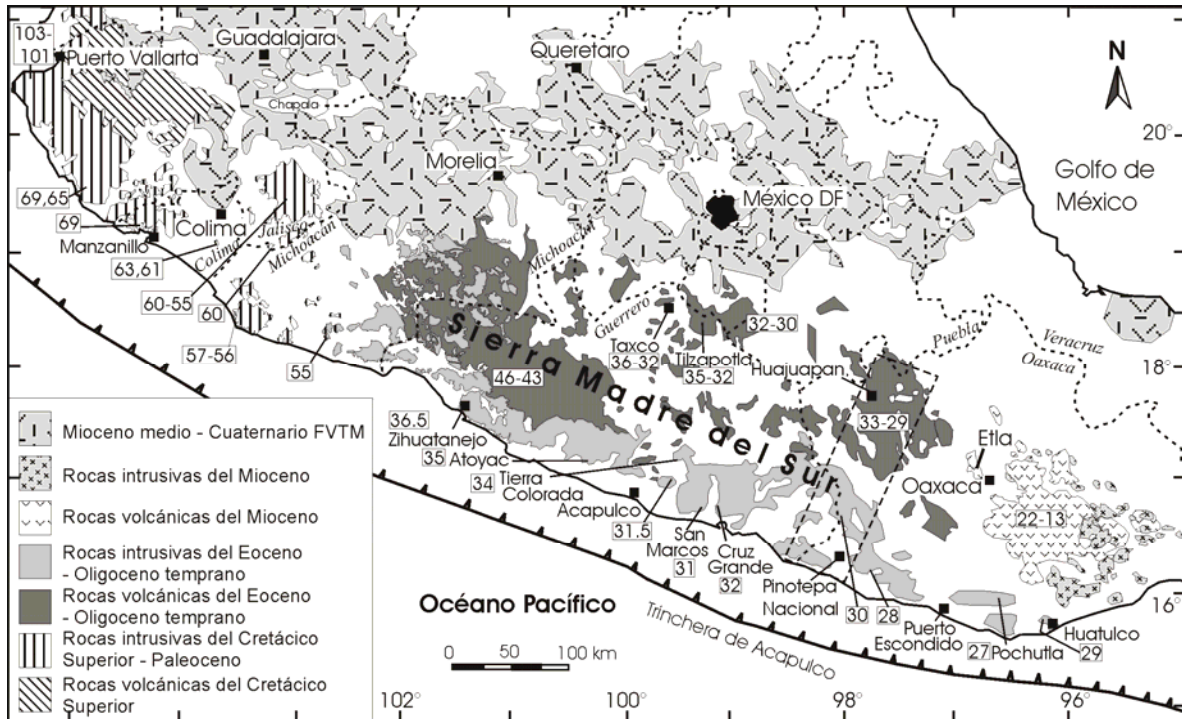


Figura 2. Distribución de las rocas magmáticas cenozoicas de la SMS para diferentes intervalos de tiempo (modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992, Morán *et al.*, 1999 y Centeno-García *et al.*, 2003). En los cuadros se presentan algunas edades representativas publicadas en varios trabajos (Pantoja-Alor, 1983; Schaaf, 1990; Ferrusquia-Villafranca y McDowell 1991; Kratzeisen *et al.*, 1991; Frank *et al.*, 1992; Herrmann *et al.*, 1994; Martiny *et al.*, 2000a; Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquia-Villafranca, 2001; Alaníz-Alvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Hernández-Piñeda, 2006; Cerca *et al.*, 2007; Tablas 1a y 1b de este trabajo; Grajales-Nishimura y López-Infanzón, datos inéditos; ver compilación en Morán-Zenteno *et al.*, 2000). Edades en los cuadros en Ma. Edades de rocas plutónicas entre $\sim 100^{\circ}30'$ y $96^{\circ}00'$ por U-Pb, y hacia el occidente por Rb-Sr y K-Ar, y de rocas volcánicas por K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Eoceno temprano-medio (55 - 39 Ma); también existen evidencias de un volumen menor de los productos magmáticos durante este periodo más hacia el oriente, entre el norte de Guerrero y el occidente de Oaxaca (Morán-Zenteno *et al.*, 2005; ver Capítulo 3 de este trabajo). En un cinturón discontinuo entre $\sim 101^{\circ}$ y 97° de longitud oeste afloran rocas volcánicas del Eoceno tardío y el Oligoceno temprano (38 - 29 Ma) y en la costa las rocas plutónicas son de edad similar. En la parte central de Oaxaca, al oriente de 97° de longitud oeste, las rocas volcánicas pertenecen al Mioceno temprano, y en la parte oriental de Oaxaca al Mioceno medio; en la costa afloran rocas plutónicas del Oligoceno temprano en, y al occidente de Huatulco, mientras que al oriente de Huatulco están expuestas rocas plutónicas del Mioceno inferior y medio (Morán-Zenteno *et al.* 2000).

Las rocas magmáticas del Paleógeno de la SMS se originaron en un período caracterizado por una historia tectónica compleja durante el cual hubo cambios importantes

en la interacción de las placas de América del Norte, Pacífico y Caribe. Desde el Cretácico hasta el principio del Cenozoico, la región ubicada al este de la dorsal Pacífico-Farallón estuvo formada por las placas de Farallón y de Kula. La actividad ígnea del Paleógeno de la Sierra Madre del Sur es parte de un periodo de magmatismo de arco del occidente de México que ha sido relacionado a la subducción de la placa de Farallón a lo largo de la margen occidental de América del Norte (Damon *et al.*, 1981; Schaaf *et al.*, 1995; Morán Zenteno *et al.* 1999; Ferrari *et al.*, 1999). La convergencia oblicua de la placa Farallón ha sido sugerida por Schaaf *et al.* (1995) y Morán-Zenteno *et al.* (2005). Hace 28 Ma empezó una reorganización de placas en la parte nororiental del Pacífico, cuando la dorsal Pacífico-Farallón se puso en contacto con la placa de América del Norte en la región de Baja California Sur e inició la fragmentación de la placa Farallón (Atwater, 1970; Menard, 1978; Atwater y Stock, 1998). Los episodios principales de reorganización posteriores a la colisión de la dorsal Pacífico-Farallón con la margen occidental de América del Norte ocurrieron hace 25, 12.5-11 y 6.5-3.5 Ma, dando origen a la formación de las placas de Cocos y Rivera en esta región (Mammerickx y Klitgord, 1982).

Otros cambios fundamentales en el sur de México durante el Cenozoico incluyen la exhumación del cinturón plutónico (Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Tolson, 1998), y el truncamiento de la margen continental (de Cserna, 1967; Karig *et al.*, 1978; Malfait y Dinkelman, 1972; Ross y Scotese, 1988). En el tramo Acapulco-Huatulco, el geobarómetro ígneo de Al en hornblenda muestra evidencia de que la margen continental sufrió un levantamiento de entre 13 y 20 km a partir del Oligoceno tardío (Morán-Zenteno *et al.*, 1996). Datos recientes de termocronometría de (U-Th)/He indican que las tasas de enfriamiento y exhumación han sido lentas (~3 km) desde el Mioceno temprano (~20 Ma), lo que implica que la exhumación rápida sucedió en un tiempo restringido después del emplazamiento de los intrusivos más jóvenes (Ducea *et al.*, 2004b). Estos autores estiman que el mayor levantamiento en el sector Acapulco fue entre 34 Ma y ~25 Ma, mientras que en el sector Puerto Escondido fue entre 27 y 18 Ma.

La presencia de los granitoides directamente en la costa pacífica y la cercanía de las dioritas del Eoceno tardío en el sitio 493 (Bellon *et al.*, 1982) a la trinchera actual indica el truncamiento de la margen continental del sur de México y la migración de la trinchera en dirección del interior del continente. Los dos procesos principales que han sido invocados como causas posibles del truncamiento son la remoción del bloque de Chortis por desplazamiento lateral izquierdo (Karig *et al.*, 1978; Anderson y Schmidt, 1983; Pindell *et al.*, 1988; Ross y Scotese, 1988; Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996) y la erosión por subducción (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996; 2005; Keppie y Morán-Zenteno, 2005).

1. Introducción

En varios trabajos se considera el desplazamiento lateral izquierdo del bloque Chortis, desde una posición en frente de las costas del sur de México (desde Zihuatanejo hasta el Istmo de Tehuantepec) a lo largo de una zona de desplazamiento lateral asociada a la apertura de la Fosa de Caymán y el movimiento relativo entre las placas de América del Norte y el Caribe (Malfait y Dinkelman, 1972; Pindell *et al.*, 1988; Ross y Scotese, 1988) (Figura 3a). Se considera que el límite actual de la placa de América del Norte en el sur de Chiapas y la región de Guatemala es el sistema de fallas Polochic-Motagua (Malfait y Dinkelman, 1972), que se extiende hacia el oriente en el mar Caribe, donde un segmento está representado por la Fosa de Caymán (Rosencrantz y Sclater, 1986) (Figura 4). La presencia en el sur de México de zonas de cizalla subparalelas a la margen continental con movimiento lateral izquierdo (Chacalapa - Tolson, 1998; Tierra Colorada - Riller *et al.*, 1992; Figura 1) y de la migración en el magmatismo han sido asociadas a este modelo (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996). Sin embargo, existen varios problemas con la interpretación de Chortis en frente de la margen sur de México y, en algunos trabajos

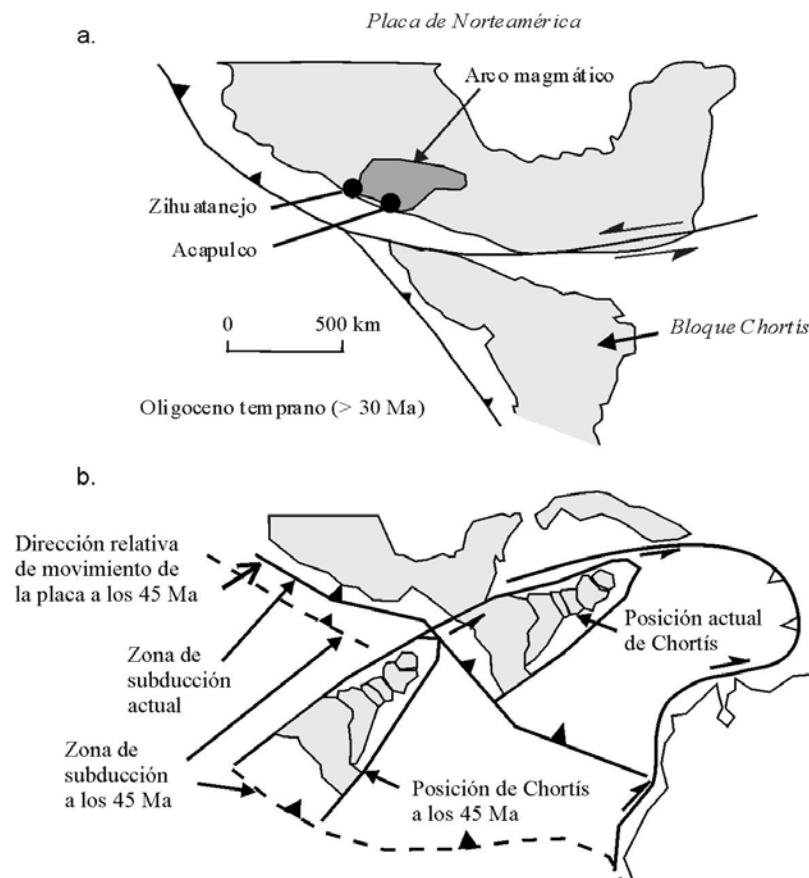


Figura 3. Paleoposición del bloque Chortis con respecto al sur de México en el Paleógeno. Modelos de (a) Ross y Scotese (1988) y (b) Keppie y Morán-Zenteno (2005).

recientes, proponen que el bloque Chortis se encontraba hacia el suroeste de su actual posición (Figura 3b) (Keppie y Morán-Zenteno, 2005; Keppie *et al.*, en prensa).

Con base en el marco tectónico, y las variaciones reconocidas en la estratigrafía, geoquímica y geocronología de las rocas magmáticas del Cenozoico en el sur de México, se puede identificar una serie de interrogantes fundamentales, cuyo estudio permitiría tener una mejor comprensión del magmatismo del sur de México. Algunos de los interrogantes son:

- El significado de las variaciones en la estratigrafía de rocas volcánicas y la composición predominante entre algunas zonas del arco magmático de la SMS.
- El significado de la presencia de rocas magmáticas de arco en una franja ancha de por lo menos 200 km desde la margen continental hasta el interior del continente.
- La relación posible entre las estructuras tectónicas principales y el magmatismo.
- La fuente del magmatismo de la SMS: manto metasomatizado, astenósfera, placa en subducción, corteza inferior, o combinaciones de algunas de estas fuentes.
- La posibilidad de que las rocas de la corteza hayan tenido influencia en la composición geoquímica de las rocas magmáticas.
- Las relaciones genéticas y tectónicas posibles entre las rocas magmáticas del Cenozoico del sur de México y las de otras provincias magmáticas vecinas (Sierra Madre Occidental, Faja Volcánica Transmexicana).

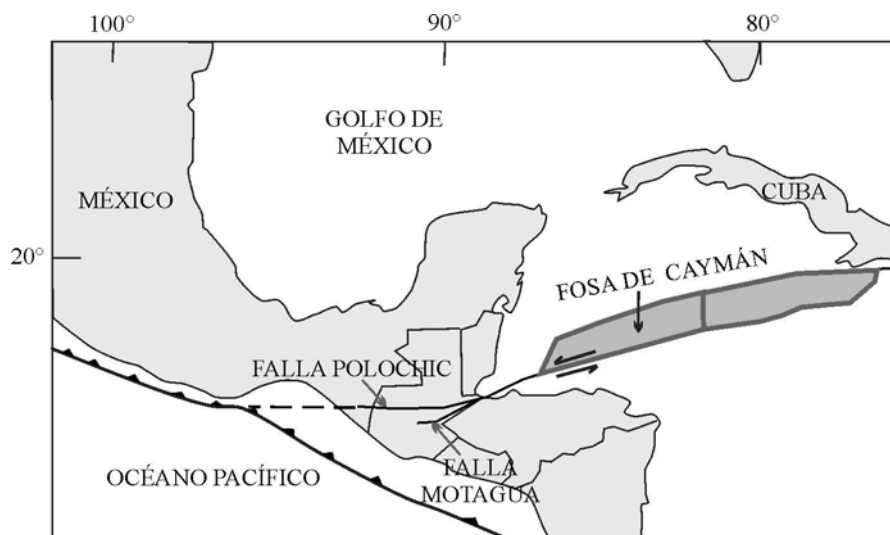


Figura 4. Sistemas de fallas Polochic y Motagua, la Fosa de Cayman, y la relación actual de las placas tectónicas (tomado de Morán-Zenteno *et al.*, 2000, modificado de Rosencrantz y Sclater, 1986).

1. Introducción

1.4. Localización del área de estudio, objetivos y metodología

Este trabajo es una investigación de las rocas magmáticas del Paleógeno de la SMS en una franja perpendicular a la margen continental en la parte central-oriental de la SMS, sector occidental del Estado de Oaxaca (figuras 1, 5). Esto con el objeto de documentar la estratigrafía, y las variaciones en la geoquímica y la geocronología de las rocas del arco magmático y, a partir de estos datos, hacer inferencias sobre su petrogénesis y su contexto magmático y tectónico regional. La franja estudiada se extiende desde la margen continental hasta el interior del continente y, en línea recta, tiene aproximadamente 225 km de largo. Incluye el cinturón interior de rocas volcánicas y el cinturón de rocas plutónicas en la margen continental. El área de estudio es propicia para caracterizar las rocas magmáticas de este sector de la SMS, para poder realizar comparaciones entre la geocronología y la geoquímica de los dos cinturones y establecer la relación entre ellos, y para tratar de entender la evolución del arco magmático del sur de México. Por otra parte, el área es favorable porque los caminos en este sector permiten el acceso a muchos afloramientos.

El estudio es de carácter regional, aunque se realizaron estudios más detallados de algunas zonas. Éste consistió en el análisis de rocas volcánicas de un área comprendida entre la zona al norte de Huajuapán, las inmediaciones de Suchixtlahuaca y Yanhuatlán en el oriente, y las cercanías de Laguna de Guadalupe y Chalcatongo en el sur (Figura 5a). En el cinturón plutónico, la mayoría de los cuerpos intrusivos analizados fueron tomadas de un área entre La Muralla en el norte y la costa pacífica, y también se colectó una muestra al occidente entre Ometepec y Cuajinicuilapa, y otra al oriente del área investigada en Jamiltepec.

Las metas particulares de estudio fueron:

- 1) Determinar la distribución general de los principales afloramientos de rocas magmáticas del Paleógeno, definir la estratigrafía volcánica e identificar las posibles estructuras volcánicas que dieron origen a las sucesiones volcánicas.
- 2) Describir las características petrográficas y el comportamiento geoquímico e isotópico de las rocas de los cinturones volcánico y plutónico, y definir la relación entre ambos.
- 3) Establecer de manera general la cronología del magmatismo en esta región, definir el inicio del evento volcánico, la duración de su actividad en esta región y, hasta donde fuera posible, la relación en el tiempo entre las rocas volcánicas y las rocas plutónicas.
- 4) Definir las estructuras tectónicas que han afectado las rocas magmáticas del Paleógeno en la región de estudio, su cronología, y su posible relación con el emplazamiento de los cuerpos magmáticos.

- 5) Comparar la composición, edad y comportamiento geoquímico de las rocas volcánicas y plutónicas del área de estudio con otras provincias magmáticas de México.
- 6) Proponer interpretaciones sobre la fuente de los magmas del occidente de Oaxaca y hacer inferencias sobre los procesos que posiblemente modificaron la composición de los magmas primarios durante su ascenso a la superficie.

El desarrollo de la investigación inició con trabajo de campo que incluyó la elaboración de columnas estratigráficas de las rocas volcánicas, verificación de la fotointerpretación y la cartografía regional de dichas rocas. En varias localidades se identificaron las estructuras volcánicas que dieron origen al volcanismo. Para establecer la estratigrafía y petrografía de las rocas en el área investigada, se tomaron muestras de rocas volcánicas representativas de niveles estratigráficos distintos en los sectores norte y sur del cinturón volcánico. Las muestras de rocas plutónicas también fueron colectadas de puntos distintos de la franja, desde la margen continental hasta el interior del continente. Estudios petrográficos detallados de 50 láminas delgadas han sido realizados para clasificar las rocas y seleccionar muestras adecuadas para análisis geocronológicos y diversos estudios geoquímicos. Se realizaron análisis geoquímicos de elementos mayores y traza, así como determinaciones isotópicas de Rb-Sr, Sm-Nd y Pb.

La geocronología general del magmatismo se estableció a partir de concentrados de anfíbol, biotita y feldespato por los métodos de K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Por otra parte, se recabó información de las estructuras geológicas principales en la zona volcánica con el fin de obtener información sobre el desarrollo tectónico de la región. Se integraron los datos obtenidos para establecer la naturaleza del magmatismo y hacer inferencias sobre el ambiente de formación, la fuente de los magmas y los procesos que modificaron la composición geoquímica de dichos magmas. Este trabajo tiene varios apéndices que incluyen los detalles de las técnicas analíticas utilizadas (Apéndice A), resúmenes de los estudios mineralógicos y petrográficos (apéndices B, C, D), y detalles de los resultados de los fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Apéndice E). Los datos anteriores fueron integrados para elaborar un modelo sobre la evolución magmática durante el Oligoceno temprano en el área de estudio.

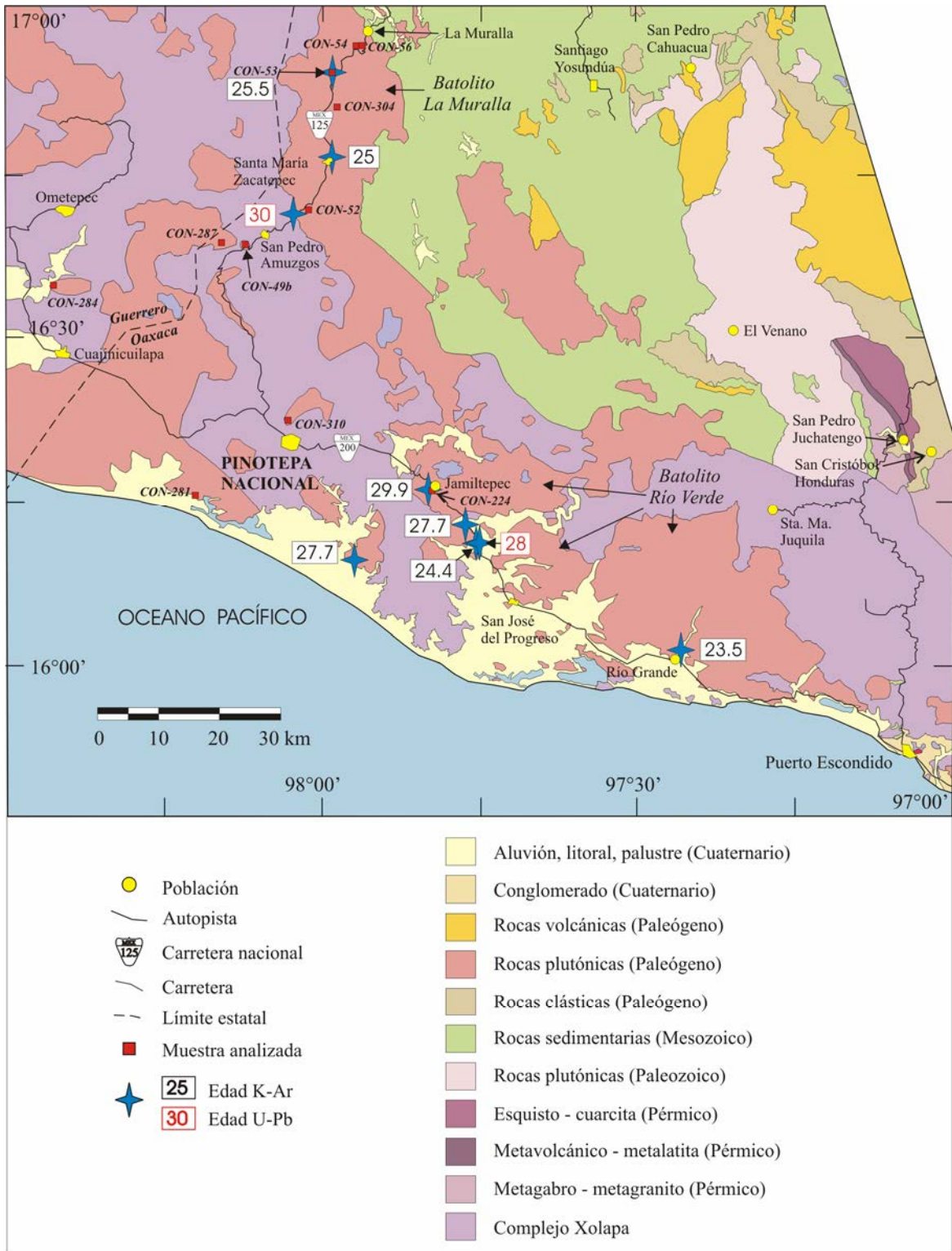


Figura 5b. Mapa de ubicaci3n de las muestras analizadas, con edades, y las poblaciones y caminos m3s importantes en el cintur3n de rocas plut3nicas. Geología modificada de Cruz-L3pez *et al.* (2000) y S3nchez-Rojas *et al.* (2000).

Capítulo 2. Marco geológico regional

El sector central de la SMS incluye unidades de edad variable, desde el Precámbrico hasta el Cenozoico. Las rocas volcánicas y plutónicas del área de estudio son del Paleógeno y están distribuidas en una región con basamentos caracterizados por historias diferentes. La edad de estas rocas magmáticas ha sido constreñida por las relaciones estratigráficas generales, ya que se encuentran cubiertas hacia al norte por las rocas miocénico-cuaternarias de la FVTM, y cubren en discordancia a las rocas plegadas del Mesozoico y también a depósitos clásticos continentales posteriores a la Orogenia Laramídica (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Cerca *et al.*, 2007).

2. 1. Basamento

En la parte sur-central de México se reconocen tres unidades tectonoestratigráficas (Figura 6) con basamentos de edad y evolución metamórfica diferente, y con características petrológicas, estratigráficas y tectónicas diversas: terrenos Mixteco, Oaxaca (Zapoteco), y Xolapa (Chatino) (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993). Las rocas volcánicas del occidente de Oaxaca descansan principalmente sobre rocas metamórficas paleozoicas del terreno Mixteco, aunque en el límite noreste afloran rocas precámbricas del terreno Oaxaca. El cinturón plutónico está emplazado en el Complejo Xolapa, de edad mesozoica. A continuación se describen brevemente algunas de las características principales de las rocas del basamento en el área de estudio.

2.1.1. Terreno Mixteco

El basamento del terreno Mixteco (Campa y Coney, 1983; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990) está formado por rocas del Complejo Acatlán de edad paleozoica (*e.g.* Fries y Rincón-Orta, 1965; Halpern *et al.*, 1974; de Cserna *et al.*, 1980; López-Infanzón, 1986; Robinson, 1991; Yañez *et al.*, 1991), el cual fue definido por Ortega-Gutiérrez (1978). El Complejo Acatlán, que aflora al occidente y al norte del área de estudio, es una secuencia polideformada que consiste de unidades metamórficas distintas de facies de esquisto verde a eclogita, relacionadas con una colisión continental durante el Paleozoico temprano (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1981a, b; 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999) estiman que el espesor estructural del Complejo Acatlán es más de 20 km, y lo divide en dos unidades tectónicas principales que están separadas por una cabalgadura mayor. La unidad inferior consiste principalmente de rocas metasedimentarias (formaciones Magdalena, Cosoltepec y Chazumba) y rocas ígneas intercaladas que, considerando su gran espesor, su composición y la presencia de fragmentos de piso oceánico, ha sido interpretada como depósitos de trinchera y antearco de una margen

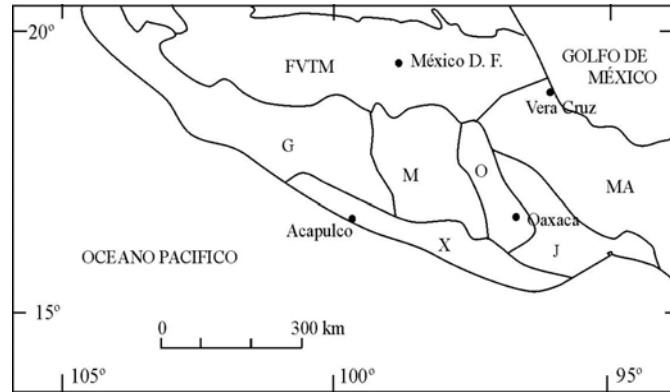


Figura 6. Terrenos tectonoestratigráficos del sur de México, de Campa y Coney (1983). FTMV = Faja Volcánica Transmexicana. Los terrenos están señalados por las siguientes letras: G = Guerrero, M = Mixteco, O = Oaxaca, X = Xolapa, J = Juárez, MA = Maya.

continental convergente (Ortega-Gutiérrez, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). La Formación Magdalena, la parte estructuralmente más baja de la unidad inferior del Complejo Acatlán, consiste de una secuencia metasedimentaria heterogénea que incluye granitoides gnéisicos y granitos. La Formación Chazumba es una secuencia gruesa de esquistos de biotita ricos en cuarzo con niveles pelíticos ricos en granate y en menor cantidad silimanita o estauroлита (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1993). La Formación Cosoltepec es la más abundante del Complejo Acatlán, ocupando más de 90% del área superficial en la región. Consiste principalmente de filitas cuarcíferas, cuarcitas y esquistos (Ortega-Gutiérrez, 1993) y la edad mínima de esta formación obtenida por K-Ar (roca total) es de 452 ± 22 Ma (R. Armstrong, 1979, comunicación escrita, *in* Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). La unidad superior del Complejo Acatlán consiste de rocas máficas y ultramáficas eclogitizadas con intercalaciones de metasedimentos pelíticos de la Formación Xayacatlán que están sobreyacidos estructuralmente por los Granitoides Esperanza (Ortega-Gutiérrez, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Los Granitoides Esperanza forman la cima estructural del Complejo Acatlán e incluyen granitoides, migmatitas, esquistos, augen gneis y en menor cantidad anfibolitas. De esta unidad, existen dos edades U-Pb similares en circones que han sido interpretadas como edades de cristalización: 440 ± 14 Ma (Ortega *et al.*, 1999) y 442 ± 5 Ma (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005). Las unidades inferior y superior del Complejo Acatlán están intrusionadas por los plutones de La Noria (371 ± 34 Ma) y de Totoltepec (287 ± 2 Ma) (U-Pb en zircones, Yañez *et al.*, 1991). También están cubiertas por la Formación Tecomate, una secuencia de lutitas, areniscas, calizas, y conglomerados con intercalaciones de rocas volcánicas. Se considera que esta formación pertenece al Devónico (Sánchez-Zavala y Ortega-Gutiérrez, 1998), pero estudios paleontológicos más

recientes indican que varía de la parte más tardía del Pensilvánico a la parte temprana del Pérmico medio, lo que es consistente con edades U-Pb SHRIMP de ~320 –264 Ma de clastos graníticos de un conglomerado dentro de la Formación Tecomate (Keppie *et al.*, 2003).

En un trabajo basado en estudios geocronológicos U-Pb en zircones por ablación con láser, Talavera-Mendoza *et al.* (2005) obtuvieron edades magmáticas y edades máximas de depósito para las unidades y proponen un esquema estratigráfico para las rocas paleozoicas que presenta algunas diferencias comparado con trabajos mencionados anteriormente. Estos autores dividen en dos unidades los Granitoides Esperanza y las formaciones Xayacatlán y Tecomate, y consideran que la edad máxima de depósito de la Formación Magdalena es Pensilvánico temprano, de la Formación Chazumba es Pérmico temprano y de la Formación Cosoltepec es Devónico, lo que es más joven que la edad aceptada en trabajos anteriores.

Los valores actuales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd del Complejo Acatlán reportados por Yañez *et al.* (1991) varían de 0.7153 a 0.7449 y de -8.6 a -11.9, respectivamente, para las unidades metasedimentarias (formaciones Cosoltepec y Chazumba) y los Granitoides Esperanza, mientras que los componentes máficos y secuencias eclogíticas tienen valores de 0.7058 a 0.7094 y +1.7 a +3.1. Las edades modelo de Nd (T_{DM}), de residencia en la corteza, de las unidades metasedimentarias y los Granitoides Esperanza reportadas por Yañez *et al.* (1991) varían de 1.40 a 1.65 Ga, y son similares a las del terreno Oaxaca (Ruiz *et al.*, 1988a), lo que sugiere que se derivaron, por lo menos parcialmente, de una fuente de edad Grenvilliana. Se considera que el Complejo Acatlán sobreyace a una corteza continental precámbrica indeterminada, cuya edad se considera, tentativamente, Grenvilliana (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990).

2.1.2. Terreno Oaxaca

El basamento del terreno Oaxaca, el Complejo Oaxaqueño (Campa y Coney, 1983; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990), fue definido por Ortega-Gutiérrez (1981a) y consiste de intrusiones félsicas y máficas y metasedimentos pelíticos y calcáreos que fueron metamorfoseados y polideformados a la facies granulítica. El espesor ha sido estimado en más de 10 km (Ortega-Gutiérrez, 1981a) y la edad de las rocas granulíticas ha sido establecida como Grenvilliana (de ~900 a 1,100 Ma) por medio de fechamientos de zircones por U-Pb (ver compilación en Sedlock *et al.*, 1993; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2004). Los valores actuales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd del Complejo Oaxaqueño generalmente varían de cerca de BSE (*bulk silicate earth*, es decir, la composición de la Tierra total sin el núcleo, o de un manto homogéneo primitivo que se

formó durante la desgasificación del planeta y la formación del núcleo) hasta 0.717 y de -9 a -12, respectivamente (Patchett y Ruiz, 1987; Ruiz *et al.*, 1988a, b). Se han reportado algunas composiciones isotópicas de Sr muy radiogénicas y fuera de este rango, por ejemplo, de un paragneis que tiene una relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.750. Las edades modelo (T_{DM}) varían de 1.40 a 1.60 Ga (Patchett y Ruiz, 1987; Ruiz *et al.*, 1988a).

El límite occidental del terreno Oaxaca está expuesto en el área de Caltepec, Puebla, al noreste del área de estudio, donde está en contacto tectónico con el terreno Mixteco. En este límite, el basamento precámbrico fue desplazado, a partir de un sistema de cizalla derecho, encima del Complejo Acatlán, y ha sido denominado como la zona de falla Caltepec (Ortega-Gutiérrez, 1980; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera *et al.*, 2005) (Figura 1). La zona de deformación de la falla de Caltepec tiene un rumbo N-S y NNW con un ancho entre 2 y 6 km, y está expuesta a lo largo de 20 km, presentando deformación dúctil y frágil sobrepuesta. La zona de falla consiste principalmente de gneises granulíticos, milonitas cuarzo-feldespáticas y un granito milonitizado (granito Cozahuico) que cabalga hacia el occidente al Complejo Acatlán, y esquistos del Complejo Acatlán (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera *et al.*, 2005). Estos autores consideran que el emplazamiento del granito Cozahuico fue sintectónico, relacionado con un mecanismo de transpresión dextral entre los dos complejos durante la consolidación de Pangea. La edad del granito Cozahuico es de 275.6 ± 1 Ma (U-Pb en zircones), indicando un evento tectonomagmático del Pérmico temprano (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002). En otra interpretación, Torres *et al.* (1999) consideran que los plutones del Pérmico de esta región (el plutón de Totoltepec y las rocas intrusivas de la sutura entre los complejos Acatlán y Oaxaca) forman parte de un arco magmático Permo-Triásico de orientación WNW-ESE que se extiende a lo largo de México desde Chihuahua hasta Chiapas.

2.1.3. Terreno Xolapa

El terreno Xolapa se extiende por 600 km a lo largo de la margen continental del Estado de Oaxaca y la parte oriental de Guerrero. Se ha interpretado que las rocas del Xolapa representan las raíces de un arco magmático que se desarrolló sobre un basamento continental antiguo (Ortega-Gutiérrez, 1981a; Morán-Zenteno, 1992; Corona-Chávez *et al.*, 2006). Las rocas más antiguas se conocen como el Complejo Xolapa, que consiste principalmente de ortogneises, rocas metasedimentarias y migmatitas (de Cserna, 1965; Ortega-Gutiérrez, 1981a). Las edades U-Pb heredadas obtenidas indican que los protolitos de los gneises y migmatitas están entre 1.0 y 1.3 Ga (Herrmann *et al.*, 1994; Ducea *et al.*, 2004a). Los estudios sobre la geocronología y tectónica del terreno Xolapa documentan

varios pulsos de magmatismo de arco y eventos de deformación durante el Mesozoico y Cenozoico, a partir del Jurásico Medio (Guerrero-García, 1975; Morán-Zenteno, 1992; Herrmann *et al.*, 1994; Ducea *et al.*, 2004a; Solari *et al.*, 2007). En el sector central de Xolapa, rocas plutónicas no deformadas del Eoceno - Oligoceno representan el último evento magmático (Herrmann *et al.*, 1994; Martiny *et al.*, 2000a; Morán-Zenteno *et al.*, 2000 y referencias incluidas), y existe evidencia de un pulso menor en la primera parte del Paleógeno (Robinson *et al.*, 1990; Herrmann *et al.*, 1994).

Las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actuales reportadas hasta el momento para las rocas metamórficas (migmatitas, gneises, anfibolitas) de la parte oriental del Complejo Xolapa varían de 0.7044 a 0.7247 y los valores de ϵNd , de -12.4 a +0.53 (Morán-Zenteno, 1992; Herrmann, 1994). Las edades modelo de Nd (T_{DM}) obtenidas (Morán-Zenteno, 1992) y las edades heredadas de U-Pb en zircones de rocas del Complejo Xolapa (Robinson *et al.*, 1990; Herrmann, 1994) son similares a las edades modelo reportadas para los complejos Acatlán y Oaxaca (Ruiz *et al.*, 1988a; Yañez *et al.*, 1991; Morán-Zenteno, 1992), lo que sugiere una relación genética entre ellos y el Complejo Xolapa (Morán-Zenteno, 1992).

2.2. Mesozoico

En la parte norte del área de estudio (Huajuapán-Yanhuitlán-Tlaxiaco) se acumularon secuencias gruesas de rocas mesozoicas de origen continental y marino representadas principalmente por caliza, caliza arcillosa, arenisca y limolita, sobre el basamento metamórfico. La ausencia de afloramientos de rocas sedimentarias del Triásico y Jurásico Inferior sugiere un largo periodo de emergencia y erosión que dejó expuesto el basamento paleozoico. Durante el Mesozoico, se acumularon ~6000 m de sedimentos que abarcan desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico (Meneses-Rocha *et al.* 1994). El Jurásico Tardío se caracterizó por el desarrollo de una cuenca sedimentaria denominada cuenca de Tlaxiaco (López-Ticha, 1985), la cual Meneses-Rocha *et al.* (1994) asociaron con la evolución del Golfo de México.

Morán-Zenteno *et al.* (1993) estudiaron las unidades Mesozoicas en esta área y realizaron un análisis de la evolución paleogeográfica de la parte norte del terreno Mixteco. Las unidades más antiguas en la cuenca de Tlaxiaco afloran en el área de Tezoatlán (Figura 5a) y están compuestas por sedimentos del Jurásico Medio (?) de ambiente fluvial (Formación Rosario), y localmente existen rocas andesíticas (Unidad Diquiyú). Los afloramientos son extensos y corresponden a rocas detríticas, con un espesor máximo de 2,300 m, acumuladas probablemente durante el desarrollo de *horsts* y *graben*s de orientación general norte-sur (Morán-Zenteno *et al.*, 1993). Los depósitos incluyen conglomerado y arenisca continentales (Conglomerado Cualac, Formación Tecomazúchil)

y sedimentos de un ambiente litoral a marino somero (Grupo Tecocoyunca, formaciones Chimeco y Mapache).

Durante el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano se depositaron secuencias calcáreas marinas, sin o con un menor aporte de terrígenos (Caliza con *Cidaris*, formaciones Solano y San Miguel Papalutla) entre Huajuapán-Tezoatlán-San Juan Diquiyú y Tlaxiaco (Figura 5a). Existen algunos registros de actividad volcánica en el área de Tezoatlán durante este periodo (Unidad San Vicente). La Caliza Teposcolula evidencia una transgresión marina a partir del Albiano que produjo una plataforma calcárea en casi toda la extensión de los terrenos Mixteco y Oaxaca; dicha caliza tiene un espesor estimado de 500 a 600 m y constituye la unidad mesozoica más sobresaliente del área. La caliza Petlalcingo se considera correlativa con la Caliza Teposcolula y tienen un espesor estimado de 200 m (Salas, 1949; Ferrusquía-Villafranca, 1976). Hay evidencias de depósitos evaporíticos locales arriba de la Caliza Teposcolula, en el área de San Juan Reyes, y abajo de esta unidad en los pozos Teposcolula y Yucudaac (Figura 5a). El ambiente de plataforma continuó hasta por lo menos el Turoniano en el área al noroeste de Huajuapán (Caballero-Miranda, 1990), mientras que en el área de Teposcolula el rango es del Albiano al Coniaciano (Ferrusquía-Villafranca, 1976). La Caliza Teposcolula está cubierta mediante una ligera discordancia angular por caliza margosa de la Formación Yucunama, que tienen un espesor total de 300 a 400 m (Ferrusquía-Villafranca, 1976). La edad de la Formación Yucunama no ha sido determinada de manera precisa, pero la mayoría de los fósiles corresponden al intervalo Santoniano-Maastrichtiano, que es la edad preferida para esta unidad (Ferrusquía-Villafranca, 1976).

2.3. Cenozoico

Sucesiones sedimentarias y rocas magmáticas continentales predominan en el registro geológico en la parte sur-central de México a partir del Cenozoico y, en algunos sectores, desde finales del Cretácico. Los primeros depósitos son diversos e incluyen conglomerados, areniscas y limolitas del Paleógeno (*e.g.* Grupo Balsas - Fries, 1960, Conglomerado Tamazulapan – Ferrusquía-Villafranca - 1970) con algunas intercalaciones de rocas volcánicas y sedimentos lacustres. El material sedimentario se acumuló en distintas cuencas, con variaciones en el ambiente de depósito y en su cronología (Silva-Romo *et al.*, 2001). También existen diferencias en el origen de las cuencas y estudios recientes indican que algunas se formaron en zonas intermontanas asociadas al plegamiento de las rocas mesozoicas durante la Orogenia Laramídica (Cerca *et al.*, 2007), y otras como zonas de subsidencia asociadas a fallamiento lateral (Silva-Romo *et al.*, 2001; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). En el interior del continente, las unidades clásticas están cubiertas

por rocas volcánicas del arco magmático del Paleógeno, y en la zona de la costa pacífica afloran rocas plutónicas de las raíces del arco. Se encuentran secuencias sedimentarias lacustres intercaladas con, o cubriendo, las rocas volcánicas en algunas áreas. Se tratará el tema de las rocas del Paleógeno de la región a mayor detalle adelante.

2.4. Entorno tectónico

En el Cretácico Tardío una deformación compresiva intensa, la Orogenia Laramídica, plegó las unidades mesozoicas, y originó varias estructuras mayores. En general la deformación Laramídica migró en la SMS de occidente a oriente, del Santoniano-Campaniano al este de la longitud 100° W hasta el Eoceno medio alrededor de la longitud 98° W. La orientación de las estructuras laramídicas en la SMS es predominantemente N-S, sin embargo, en el occidente de Oaxaca y oriente de Guerrero las estructuras definen un arqueamiento que bordea el norte de un bloque cortical, representado por los complejos Acatlán y Oaxaca, que influenció la orientación de las estructuras en esta región (Cerca *et al.*, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). La deformación laramídica parece haberse concentrado en el borde de este bloque formando una serie de estructuras plegadas que definen una saliente arqueada hacia el norte. Según Cerca *et al.* (2004), los movimientos laterales y verticales del núcleo metamórfico posteriores a la Orogenia Laramídica y los contrastes mecánicos fuertes entre dicho bloque y su entorno fueron factores que influyeron también en la tendencia general de las estructuras plegadas. Dos estructuras representativas de este evento en el área estudiada son el anticlinorio de Diquiyú (Erben, 1956) y el anticlinorio de Teposcolula (Ferrusquía-Villafranca, 1976). Los ejes de los pliegues tienen una orientación general N - S a NNW – SSE, y estos buzan hacia el norte. Los pliegues laramídicos, junto con las rocas paleozoicas, constituían altos topográficos que limitaban la depresión donde se depositaron las secuencias volcánicas del Paleógeno.

Las estructuras cenozoicas de la SMS indican un cambio en el régimen tectónico entre el Paleoceno y el Eoceno, de un episodio de compresión regional asociado a la Orogenia Laramídica a episodios de fallamiento lateral cuyas condiciones dinámicas y cinemáticas variaron en tiempo y espacio, y parecen haber involucrado la reactivación de fallas anteriores (Martiny *et al.*, 2002, 2003; Morán Zenteno *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Las estructuras representativas principales de este episodio de desplazamiento lateral han sido documentadas tanto cerca de la margen continental como en el interior del continente. En el borde norte del terreno Xolapa se han documentado zonas de cizalla con componentes laterales izquierdos en Tierra Colorada (Riller *et al.*, 1993; Ratchbacher *et al.*, 1991, Torres de León, 2005), en la región de Juchatengo (Figura 5a) (Ratschbacher *et al.*, 1991) y al norte de Huatulco (Tolson, 1998; 2005) . La cronología de la deformación en

algunas zonas de cizalla ha sido constreñida: en Tierra Colorada, la milonita está cortada por el intrusivo de Tierra Colorada, fechado por U-Pb en zircones en 34 Ma (Herrmann *et al.*, 1994), mientras que en Chacalapa (Figura 1) ha sido restringido al periodo entre 29 y 23.7 Ma, por las edades del intrusivo de Huatulco con milonitización en sus bordes y de un dique que corta la milonita (Tolson, 1998).

En el interior del continente han sido documentadas fallas de desplazamiento lateral con orientaciones NW-SE y N-S principalmente y desplazamientos laterales izquierdos dominantes. En la zona de Taxco, Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) observaron estructuras con estas direcciones e interpretaron que al inicio del Oligoceno el régimen de deformación cambió de una elongación máxima hacia el NNW a una hacia el NE. Otras zonas donde han sido documentadas fallas laterales izquierdas con orientación NW-SE y E-W son la zona volcánica de Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004) y Huajuapán - Tamazulapán (ver Capítulo 4 de este trabajo). De acuerdo a Nieto-Samaniego *et al.* (2006) la mayor deformación relacionada a este episodio ocurrió al occidente y al sur de los bloques Acatlán-Oaxaca. En la región de Huatulco, esta deformación convivió en su actividad más reciente con la extensión NE-SW en la falla de Oaxaca al este del mismo bloque. De acuerdo a estos mismos autores la extensión NE-SW observada en el borde oriental del bloque Acatlán-Oaxaca estuvo asociada a la reactivación de fallas N-S con desplazamiento lateral izquierdo.

2.5. Entorno magmático cenozoico

Como se mencionó en la introducción, las rocas volcánicas y plutónicas estudiadas del occidente de Oaxaca forman parte de un registro abundante de actividad ígnea cenozoica que representan a un arco magmático que se extendía en gran parte del sur-occidente del México. El patrón en el diacronismo del arco magmático es variable en la SMS, siendo la migración más lenta en el segmento occidental (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 2005). En este segmento la extinción del magmatismo varía desde Cretácico Tardío en Puerto Vallarta (~100 Ma) hasta Eoceno temprano (35 Ma) en Atoyac, lo que equivale a una distancia de ~625 km (Figura 2). En el segmento correspondiente a la zona de Acapulco - Huatulco (~500 km) la extinción del magmatismo se dio en sólo 3 Ma de años, lapso constreñido por la edad de cristalización del plutón de Huatulco (29 Ma) y una edad concordante de 31.5 ± 0.5 Ma (U-Pb en zircones) reportada recientemente para un plutón ubicado al norte de Acapulco (Hernández-Piñeda, 2006).

Uno de los detalles característicos de la zona volcánica que forma la parte norte de la franja estudiada es su carácter predominantemente andesítico, a diferencia de la mayor parte de las rocas volcánicas y plutónicas silíceas del intervalo Eoceno - Oligoceno del occidente de

México, cuyo episodio más característico es el desarrollo de un pulso o *flare up* ignimbrítico en la Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaugh, 1979). En la parte norte de la SMS la continuación del *flare up* parece estar representada por los centros silícicos parcialmente exhumados que se extienden desde el occidente de Michoacán y que abarcan también las zonas volcánicas de Nanchititla, San Vicente, Valle de Bravo, La Goleta, Tilzapotla y Huautla (Figura 1), cuyas edades reportadas varían entre 30 y 38 Ma (Morán Zenteno *et al.*, 2005 y referencias incluidas). En la región al norte de la FVTM, también se ha documentado un flare-up ignimbrítico que varió del Eoceno tardío y el Oligoceno temprano en el norte y oriente de la Sierra Madre Occidental a Mioceno en la parte sur de la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 1999).

Basado en el análisis de los datos geocronológicos del sur-occidente de México, Ferrari *et al.* (1999) interpretan que, para el intervalo de 38 a 25 Ma, existía una franja continua y muy ancha, con una orientación ~N30W, consistente en varios pulsos de magmatismo de arco que extendía a lo largo de la Sierra Madre Occidental y hasta la margen continental del suroeste de México. Estos autores proponen que, en el Mioceno temprano, el arco magmático sufrió una rotación en sentido contrario al de las manecillas del reloj, hasta llegar a su posición actual. Sin embargo, existen diferencias en el patrón de magmatismo y tectónica hacia el sur y el norte de la Faja Volcánica Transmexicana que sugieren una situación más compleja (Morán-Zenteno *et al.*, 2007a). Inmediatamente al norte de la FVTM, se ha documentado la migración de la extensión regional E-W desde el oriente hacia el occidente (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999), y este patrón fue acompañado por una migración en el volcanismo silícico, desde aproximadamente 30 Ma en la región de Guanajuato y San Luis Potosí (provincia fisiográfica Mesa Central) hasta ~24 – 20 Ma en Nayarit (provincia fisiográfica Sierra Madre Occidental) (ver edades en Ferrari *et al.* 2002, 2005). Al contrario, en la SMS la tendencia en la edad del magmatismo es decreciente hacia el oriente y en general es más antiguo. Por otro lado, la tectónica para el Eoceno tardío y Oligoceno es de fallas laterales. Un análisis de las edades disponibles para las rocas magmáticas en el sector central de la Sierra Madre del Sur, entre ~100°30' y 97°00', indica que existe un patrón decreciente hacia el oriente en el inicio del magmatismo, pero que la extinción del magmatismo fue casi simultánea (~30 Ma), indicando que para finales del Oligoceno temprano, y posiblemente desde antes, el arco ya tenía una posición subparalela a la costa pacífica actual durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano. Las bases de datos geocronológicos se van enriqueciendo constantemente, lo que serán muy útiles en determinar mejor las tendencias geocronológicas durante el Paleógeno.

El cuadro de datos actuales indica en general que después de la extinción del magmatismo asociado a subducción en la zona norte de las porciones central y oriental de

la Sierra Madre del Sur, colindantes con la FVTM, ocurrió un *hiatus* magmático entre alrededor de los 29 Ma y cerca de los 20 Ma de años cuando ocurrieron las primeras manifestaciones de volcanismo intermedio de la FVTM (Ferrari *et al.*, 2003; Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Esta variación en el magmatismo corresponde con las edades estimadas para los procesos de exhumación, truncamiento y erosión por subducción inferidos para la margen continental de Guerrero y Oaxaca y sugieren cambios significativos en el régimen y geometría de la subducción en esta región.

Capítulo 3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

El registro estratigráfico cenozoico en la porción norte del área estudiada es totalmente continental e incluye principalmente depósitos clástico-fluviales y volcanoclásticos, así como rocas volcánicas piroclásticas y lávicas. En la margen continental existe un registro extenso de rocas plutónicas. Las edades de emplazamiento de las rocas volcánicas y plutónicas corresponden al Oligoceno temprano, aunque se ha documentado un episodio volcánico previo en el Eoceno medio, de volumen aparentemente menor. No existe un registro de rocas posterior al Oligoceno temprano, con la excepción de depósitos aluviales y fluviales. La única edad miocénica publicada hasta el momento en esta región de la SMS corresponde a un cuerpo subvolcánico que fue emplazado en el Complejo Acatlán en Puente Negro, Puebla (Martiny *et al.*, 2004), a unos 65 km al noroeste de Huajuapán (Figura 5a) (ver sección 3.3.5.).

Para este estudio se colectaron un total de 200 muestras de rocas ígneas, así como 30 muestras de rocas más antiguas (rocas cenozoicas clásticas pre-volcánicas, rocas del Mesozoico y el Complejo Acatlán). Estas rocas fueron examinadas en lámina delgada y se realizó una selección de las más adecuadas para estudios petrográficos más detallados, así como análisis químicos y fechamientos.

3.1. Conglomerados y otros depósitos clásticos continentales

Los conglomerados han sido descritos de manera general en las cercanías de Huajuapán (Salas, 1949; Erben, 1956) y a detalle en el área de Tamazulapán (Ferrusquía-Villafranca, 1970; 1976). En la zona de Huajuapán, Salas (1949, p. 120) agrupó todas las rocas continentales del Paleógeno dentro de una unidad y describió “una serie de areniscas, cenizas volcánicas, arcillas arenosas y capas de conglomerados y brechas que ocurren interestratificados en la sección” a la cual nombró las Capas Huajuapán. Este autor observó que la base de las Capas Huajuapán está formada por conglomerado con clastos de rocas mesozoicas e ígneas. En esta misma zona general, Erben (1956, p. 70, mapa 2 y 5, y lámina 16) dividió las Capas Huajuapán en tres miembros: (1) el “miembro Catarina” para el conglomerado basal, (2) el “miembro Tezoatlán” que corresponde a toba, arenisca, y otros depósitos clásticos y (3) el “miembro volcánico” para los derrames de lava y tobas en la cima de la sucesión. Erben también observó que el contacto superior del conglomerado con las rocas volcanoclásticas es discordante, mientras que en otras áreas cercanas, es concordante o transicional (Petlalcingo – Ortega-Gutiérrez, 1970; Mariscal – Ruiz-Castellanos, 1970; Figura 5a). En el área de Tamazulapán el Conglomerado Tamazulapán, nombrado por Ferrusquía-Villafranca (1970, 1976), es un conglomerado oligomítico que contiene principalmente clastos de caliza y, en menor cantidad, de caliza margosa, toba y

otras rocas volcánicas y sus minerales. Esta unidad tiene una variación considerable en su espesor, con un máximo de 150 a 180 m. En los trabajos previos mencionados, se observó que los depósitos conglomeráticos en las áreas de Huajuapán y Tamazulapán cubren en discordancia a rocas mesozoicas o paleozoicas. En el área de Tamazulapán-Yanhuitlán, Ferrusquía-Villafranca (1970, 1976) y Schlaepfer (1970) reportaron conglomerados que están cubiertos en discordancia por limo y arcilla de la Formación Yanhuitlán.

En el transcurso de esta investigación, se observó que las unidades conglomeráticas están en la base de la sucesión cenozoica, y afloran principalmente en las márgenes de la depresión cenozoica, en los contactos con unidades más antiguas, o alrededor de altos topográficos formados por pliegues mesozoicos. El área fuente de estas rocas estaba formada por altos topográficos de rocas del basamento, o rocas mesozoicas que fueron levantadas por procesos de plegamiento o fallamiento durante la Orogenia Laramídica. Los conglomerados representan los primeros depósitos no plegados y presentan echados relativamente suaves. Descansan discordantemente sobre rocas del Mesozoico o Paleozoico, aunque en el límite nororiental del área de estudio, cercano al límite sur de la falla de Caltepec, se observó un conglomerado en la base de la sucesión del Paleógeno con clastos de milonita, caliza y de granitoide (posiblemente del granito Cozahuico), descansando sobre el Complejo Oaxaqueño. Los conglomerados generalmente están cubiertos, en contacto concordante o transicional, por rocas volcánicas del Paleógeno, indicando un cambio gradual de un evento erosivo a un evento volcánico.

Se observaron diferentes facies en los conglomerados, con variaciones en la cantidad y el tipo de matriz. Algunos son densos con poca matriz, es decir, soportados por clastos, y otros soportados por la matriz. La matriz puede ser calcárea o arenosa con un componente importante de material volcánico, particularmente en la parte superior de la unidad cerca de la parte transicional con la unidad volcánica sobreyacente. Algunos conglomerados muestran una fracción arenosa significativa que puede presentar estructuras internas como paleocanales y estratificación cruzada. Es importante mencionar que en algunas localidades se observan varios tipos de conglomerado, con diferencias en el tamaño y la litología de los fragmentos y, a veces, se presentan dos conglomerados distintos con un contacto concordante erosional entre ellos. Sin embargo, predominan conglomerados calcáreos soportados por matriz, mal seleccionados con clastos subredondeados a subangulares, de tamaño grava (guijas y gránulos). En este trabajo se designa informalmente como “conglomerado Huajuapán” a las unidades clásticas con dichas características que afloran en el área general de Huajuapán, en el límite occidental de la depresión de acumulación de las rocas continentales del Paleógeno.

3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

Aunque la fracción lítica del conglomerado Huajuapán es predominantemente calcárea, en algunos sectores también contienen clastos de otras unidades más antiguas, incluyendo arenisca y limolita de las unidades mesozoicas, cuarzo del Complejo Acatlán y, en menor cantidad, rocas volcánicas intermedias de textura porfídica. Los fragmentos líticos generalmente miden menos de 10 cm, predominando líticos de < 5 cm, aunque en algunas localidades llegan hasta 20 cm. La forma de los clastos generalmente varían de redondeada a subangular, indicando variaciones en la distancia a su fuente y tipo de transporte.

La estratificación de los conglomerados varía de incipiente a bien desarrollada, y el espesor de los estratos es variable, desde varios centímetros hasta varios metros. Esta unidad tiene una posición estructural subhorizontal, llegando a una inclinación leve, generalmente <10°, aunque llega a ser mayor cerca de algunas fallas. El espesor de la unidad conglomerática es variable, desde unos cuantos hasta decenas de metros. A continuación se presenta una descripción de los depósitos clásticos en algunas localidades.

El conglomerado alcanza un espesor apreciable en el área de Tezoatlán, al sur de Huajuapán (Figura 5a). Al norte de Tezoatlán, el espesor estimado es mayor de 80 m. Se observa un conglomerado basal rojizo con fragmentos líticos de las rocas mesozoicas sedimentarias subyacentes y algunos de rocas metamórficas, y un conglomerado superior menos rojizo con fragmentos líticos de las rocas mesozoicas y en menor cantidad rocas volcánicas porfídicas intermedias. El contacto entre los dos conglomerados es discordante. El conglomerado superior tiene un contacto transicional con las unidades volcanoclásticas que lo cubren, en donde se observan lentes de conglomerados. A una distancia de aproximadamente 1 km al occidente de la población de Tezoatlán, también se presenta un conglomerado con una cantidad pequeña de clastos de rocas volcánicas. Aunque su fuente no ha sido establecida, se conocen dos unidades volcánicas precenozoicas entre Tezoatlán y Diquiyú (Figura 5a) que podrían representar la fuente de los fragmentos más alterados. La unidad más antigua corresponde a lavas de la Unidad Diquiyú que aflora al sur del poblado del mismo nombre, es considerada de entre el Triásico y el Jurásico Inferior (Erben, 1956; González-Torres, 1989). Otra unidad volcánica pre-cenozoica, descrita por Morán-Zenteno *et al.* (1988) y González-Torres (1989), es la Unidad San Vicente del Palmar, una roca piroclástica andesítica de color rojizo y textura porfídica del Cretácico Inferior que aflora en un área restringida al occidente de Tezoatlán, en el flanco oriental del anticlinorio de Diquiyú. Otra fuente posible de los clastos de roca volcánica son los productos volcánicos del Eoceno medio, de los cuales existen varias fechas (Tabla 1a, b de este trabajo; Murillo-Muñeton y Torres-Vargas, 1987), aunque los afloramientos de roca volcánica de esta edad aparentemente son escasos en el occidente de Oaxaca. Tomando en cuenta que en muchas

localidades el contacto superior de la unidad conglomerática es transicional, es probable que los clastos volcánicos en la parte superior de la unidad conglomerática, particularmente los que no están alterados o presentan poca alteración, provengan del mismo evento volcánico oligocénico.

En Zapotitlán Palmas, al noroccidente de Huajuapán (Figura 5a), los depósitos clásticos están constituidos por varios estratos de conglomerados y areniscas que se distinguen por variaciones en la litología y el tipo y tamaño de grano. En la parte inferior predomina arenisca con lentes conglomeráticos y estratificación cruzada, con una unidad intermedia conglomerática que contiene fragmentos de pedernal, cuarzo lechoso y, en menor cantidad, rocas volcánicas. La fuente de los fragmentos de roca volcánica no ha sido establecida, pero los fragmentos de cuarzo probablemente derivaron del Complejo Acatlán, que aflora actualmente a unos 5 km al norte. En la parte superior de la unidad se presenta un conglomerado oligomítico, con clastos de caliza, e intercalaciones de depósitos tobáceos. Las variaciones en litología, granulometría, estructuras, y la presencia de una superficie de erosión en la base del conglomerado calcáreo indica más de una etapa de depósito, pero no se conoce el tiempo transcurrido entre cada una.

En el límite norte del área investigada, al norte de Huajuapán cerca de Chazumba (Figura 5a), se observa un conglomerado compuesto principalmente por clastos de cuarzo derivados del Complejo Acatlán que presenta echados de hasta 50°. Está cubierto por un conglomerado subhorizontal, con líticos principalmente calcáreos, que probablemente es del Cenozoico temprano, por la composición de los líticos y porque no está plegado ni presenta inclinaciones fuertes. La evidencia indica que el conglomerado subyacente es de edad pre-cenozoica. Es posible que sea equivalente al Conglomerado Cualac del Jurásico Medio (Erben, 1956) que aflora hacia el sur en el área de Diquiyú.

Varias características de los conglomerados del Cenozoico sugieren que en algunas localidades se acumularon en un ambiente de abanico aluvial. Las evidencias incluyen la predominancia del tamaño de gravas o más grueso, la escasa clasificación de los depósitos, y su carácter matriz-soportado. Los materiales conglomeráticos de la parte inferior del Cenozoico también son comunes en otras áreas del sur de México, por ejemplo, en el sector Acapulco-Cuernavaca (Grupo Balsas) (Cerca, 2004; Monter-Ramírez, 2004).

Hasta el momento, no se han encontrado fósiles en los conglomerados cenozoicos para determinar su edad. Tampoco se encontraron intercalaciones de lavas u otro material ígneo adecuado para su fechamiento. Se observan ciertos clastos de rocas volcánicas en algunos conglomerados que se podrían fechar para definir la edad máxima de la unidad, sin embargo, en general no es un material muy adecuado para un fechamiento dado la pequeña cantidad de material disponible y el grado de alteración. La relación estratigráfica de los

3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

conglomerados cenozoicos, cubriendo en discordancia secuencias marinas plegadas (Caliza Teposcolula y Formación Yucunama), indica que su acumulación probablemente inició en el Paleoceno. En el caso de conglomerados con un contacto transicional superior con la unidad volcániclastica, la edad mínima se restringe al Eoceno tardío, dado que la mayoría de las edades obtenidas para la unidad volcániclastica se sitúan entre ~33 a 29 Ma.

3.2. Formación Yanhuitlán

En el sector oriental del área de estudio, la Formación Yanhuitlán aflora en la región Yanhuitlán-Nochixtlán (Figura 5a), y también en un área de mucha menor extensión entre Huajuapán y Tamazulapán. Ésta consiste de una sucesión sedimentaria rítmica y pobremente consolidada de limo, arcilla, y arena muy fina, en estratos delgados a medianos de color rojo y crema, con intercalaciones de tobas silíceas que afloran en el valle de Yanhuitlán y del río Nochixtlán (Figura 7a) (Schlaepfer, 1970; Ferrusquía-Villafranca, 1970). Anteriormente, otros autores habían usado el nombre Yanhuitlán de manera más informal. El primero en emplear el término Formación Yanhuitlán fue Hizazumi (1932) para referirse de manera general a todos los depósitos del Paleógeno del valle de Nochixtlán (*en* Schlaepfer, 1970). Salas (1949) designó con el término Capas Yanhuitlán a “unas capas de arcilla mal litificadas, de color rosa o rojizo que muestran buena estratificación” que afloran en el valle de Nochixtlán, ocasionalmente con intercalaciones de arenisca y ceniza volcánica que forman capas más resistentes, y también con diques y *sills* emplazados en la sucesión. Este autor concluyó que los sedimentos continentales fueron depositados en un cuerpo de agua cerrado en lo que es actualmente la parte noroccidental de Oaxaca, con la parte profunda hacia el oriente por el lado de Nochixtlán mientras que hacia el occidente se acumularon depósitos clásticos gruesos. Erben (1956) propuso que las Capas Yanhuitlán y Capas Huajuapán (Salas, 1949) representan dos facies de la misma unidad estratigráfica, la más fina distribuida en las regiones de Yanhuitlán, Nochixtlán y al oriente de Tlaxiaco (Figura 5a), y la más gruesa en la región de Huajuapán, aunque reconoció que se requieren estudios más detallados para confirmarlo. En este caso, la sobreposición observada en el límite de las zonas de distribución de las dos unidades corresponde a una interdigitación a gran escala de las dos facies (Salas, 1949). El estudio de la mineralogía de esta unidad en el área de Nochixtlán indica que derivó principalmente del Complejo Oaxaqueño (Schlaepfer, 1970; Schlaepfer y De Pablo, 1971). Estos autores suponen que la arenisca y arcilla de la Formación Yanhuitlán se depositaron en una cuenca cerrada, con un lento hundimiento que permitió la acumulación de un espesor significativo. Schlaepfer y De Pablo (1971) consideraban que los depósitos constituían una serie de capas lacustres y fluviales que rellenaron una cuenca cerrada por el basamento precámbrico al

oriente y por bloques tectónicamente activos al occidente. Estos autores plantearon que la parte central de la cuenca era un lago somero con aguas tranquilas donde se acumularon los sedimentos finos, mientras que en los bordes de dicha cuenca las corrientes depositaron material más grueso, resultando en una interdigitación de conglomerado con la Formación Yanhuatlán. El espesor máximo estimado para esta formación en el área de Yanhuatlán es de 350 m (Salas, 1949), 300 m (Schlaepfer y De Pablo, 1971) o de 300 a 400 m (Ferrusquía, 1976). La edad de la Formación Yanhuatlán y su posición estratigráfica con respecto a los conglomerados calcáreos son cuestiones que no han sido resueltas completamente. Los trabajos anteriores manifiestan que la Formación Yanhuatlán sobreyace en discordancia al Conglomerado Tamazulapan (Ferrusquía-Villafranca; 1970, 1976) o en contacto concordante (Salas, 1949), o que la Formación Yanhuatlán está interdigitada con los conglomerados (Erben, 1956; Schlaepfer y De Pablo, 1971; Martiny *et al.*, 2000a). La única edad que existía anteriormente para la Formación Yanhuatlán fue de $49 \pm 8\text{Ma}$ (Pb- α), obtenida en zircones de una toba silícica intercalada en la Formación Yanhuatlán al occidente de Nochixtlán (Schlaepfer *et al.*, 1974). Por los problemas de interpretación de las edades Pb- α , se consideró importante obtener más información sobre la edad de esta unidad. En este trabajo, se obtuvieron dos fechamientos isotópicos de una roca hipabisal con una relación intrusiva con la Formación Yanhuatlán, y se determinó una edad mínima del Eoceno medio para esta formación. Los detalles de la geocronología y mineralogía de este cuerpo hipabisal se presentan adelante, en la sección 3.3.3.

Con respecto al contacto superior de esta unidad, al norte de la localidad de los cuerpos hipabisales CON-7 y YAN-7 (Figura 5a), se observaron marcas de carga en capas de la Formación Yanhuatlán en contacto con rocas volcánicas que le sobreyacen, lo que indica que el volcanismo inició cuando las capas rojas aún estaban en un estado semiconsolidado. Ferrusquía-Villafranca (1976) reporta que el contacto superior de la Formación Yanhuatlán es concordante con rocas tobáceas pero en el transcurso de este estudio se observó al noroeste de Yanhuatlán un contacto transicional entre la Formación Yanhuatlán y una serie de rocas volcánicas que la cubren, lo que ha sido interpretado como el contacto superior de la Formación Yanhuatlán con la Toba Llano de Lobos. Las características del material fino indican que probablemente fue depositado en un medio acuoso. La inclusión de material volcánico rojizo en la parte más superior de las capas finas y el aumento del componente rojizo hacia arriba, indica que el volcanismo fue contemporáneo con la etapa final de la acumulación de los depósitos laminares. Esta observación apoya la interpretación de un contacto transicional entre la Formación Yanhuatlán y rocas volcánicas que la cubren.

3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

En el valle de Magdalena Peñasco, al oriente y noreste de Tlaxiaco (Figura 5a), afloran capas delgadas de color rojo constituidas por depósitos de arcilla y arenisca fina con intercalaciones de conglomerados y lentes de toba, muy similar a la Formación Yanhuatlán. También se observan cuerpos hipabisales emplazados en estos depósitos. Las capas rojas están estratigráficamente abajo de conglomerados calcáreos y, en una localidad al oriente de Magdalena Peñasco, se observan clastos del conglomerado hundido en las areniscas y arcillas de la unidad inferior, indicando que los depósitos finos se encontraron en un estado semisólido cuando inició la acumulación de los conglomerados. En la parte central de la cuenca aparecen sedimentos finos mientras que al occidente, el tamaño de grano aumenta, observándose arenisca y conglomerado, a veces en lentes, que contienen fragmentos de arenisca, sílice, roca volcánica y caliza. Al occidente de Magdalena Peñasco (Figura 5a), los estratos de arenisca y arcilla se inclinan de 10 a 35° hacia el occidente.

El tamaño de grano fino, y el depósito en capas finamente laminadas en un área relativamente bien definida en la zona de Magdalena Peñasco sugieren que se acumularon en un ambiente lacustre o un ambiente fluvial de planicie de inundación. Estos depósitos tienen muchas características en común con los de la Formación Yanhuatlán, incluyendo intercalaciones de rocas volcánicas y la presencia de cuerpos intrusivos. Salas (1949) presentó una sección columnar que incluye el área de Magdalena Peñasco y consideró estas capas rojas como parte de la Formación Yanhuatlán.

La incertidumbre sobre la relación temporal entre los depósitos en estas dos localidades se podría aclarar por medio de fechamiento de rocas ígneas intercaladas y emplazadas en la sucesión en los dos áreas, pero no se ha encontrado hasta ahora material en buen estado para fechamientos.

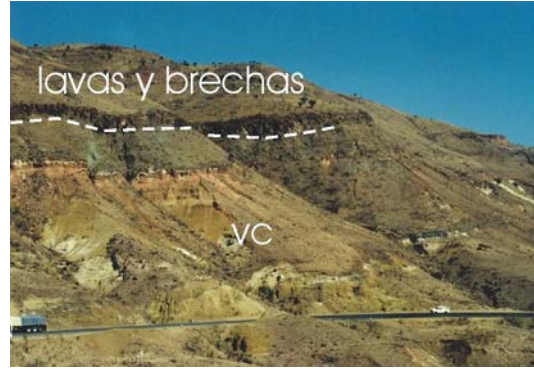
3.3. Rocas volcánicas

Las rocas volcánicas del Paleógeno se distribuyen de manera continua en una área extensa entre Huajuapán, Yanhuatlán y Tlaxiaco (Figura 5a). Se acumularon en una depresión amplia, con los espesores más gruesos en la parte central de la depresión (entre Huajuapán y Tamazulapán, y en el área de Monteverde, ~15 km al sur de Tezoatlán) donde no afloran rocas pre-cenozoicas. Al suroeste de Tlaxiaco, existen afloramientos de rocas volcánicas en otras dos áreas: Santa María Cuquila y Laguna de Guadalupe.

Las características de las sucesiones volcánicas en esta región permiten hacer una subdivisión general de las rocas en dos unidades: una unidad inferior constituida por rocas piroclásticas y epiclásticas, generalmente de composición silícica, y una unidad superior de composición intermedia formada por derrames de lava y brechas volcánicas (Figura 7b). En todo el campo volcánico, se observan cuerpos subvolcánicos de tipo hipabisal y



(a)



(b)



(c)



(d)



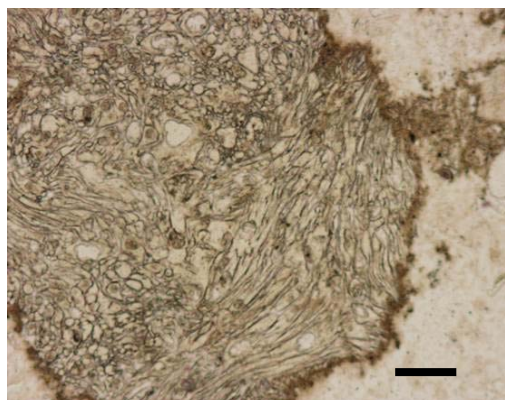
(e)



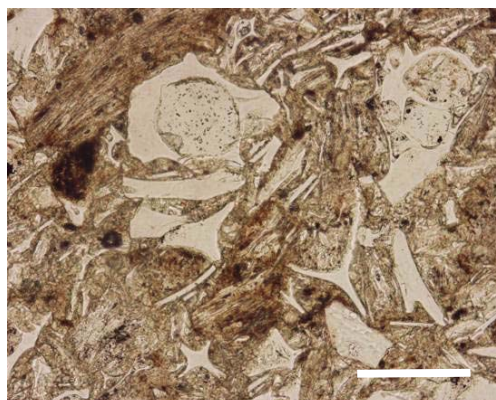
(f)

Figura 7. Fotografías de campo (a-f) y fotomicrografías de algunas unidades cenozoicas (g-l): (a) Formación Yanhuatlán, expuesta entre Tamazulapan y Yanhuatlán. (b) Rocas volcanoclásticas (vc) y, en la parte superior del cerro, lavas y brechas, expuestas entre Huajuapán y Tamazulapan. (c) Exfoliación en rocas hipabisales expuestas en el área de Chinango (sector norte de la franja volcánica). (d) La Peña de Ayquila, cerca de Chilixtlahuaca. Se interpreta como un cuello volcánico, edad probable Oligoceno temprano. (e) Exfoliación en granitoides, en el cinturón plutónico de la costa pacífica. (f) Clasto tectónico, con estrías en varias caras, en el Complejo Acatlán, zona de cizalla de la falla Río Salado.

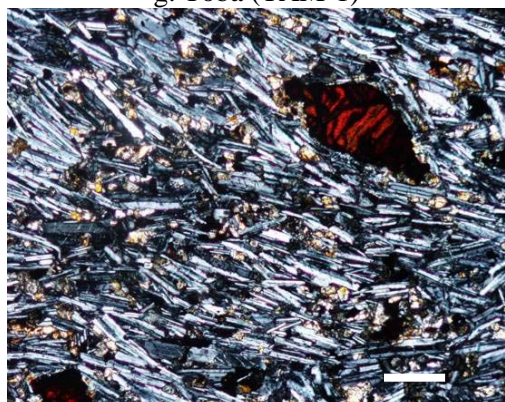
3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno



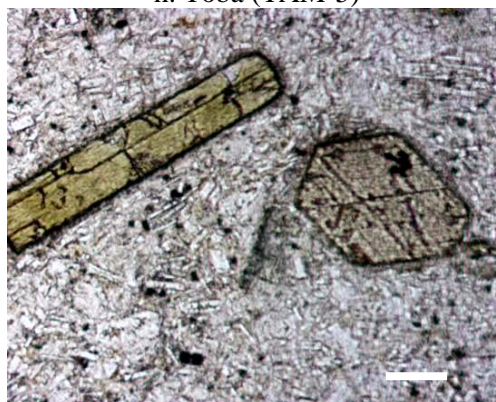
g. Toba (TAM-1)



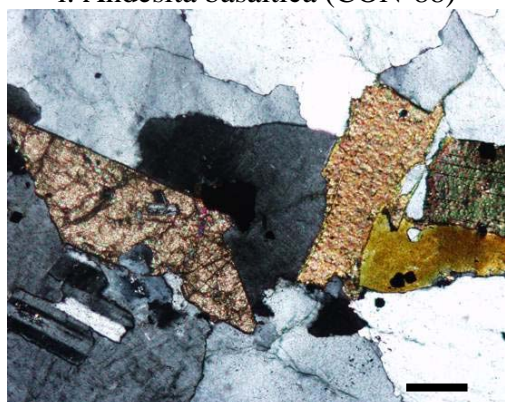
h. Toba (TAM-5)



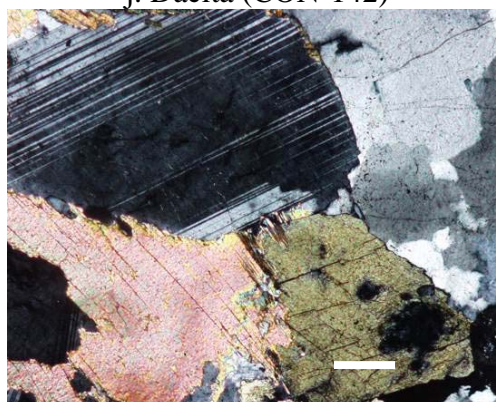
i. Andesita basáltica (CON-88)



j. Dacita (CON-142)



k. Granito (CON-52)



l. Granodiorita (CON-224)

Figura 7 (cont.). (g) Muestra TAM-1 de la Toba Llano de Lobos que muestra un fragmento de pómez deformada con borde de reacción, en una matriz criptocristalina. Luz paralela. (h) Muestra TAM-5 del área de Suchixtlahuaca que exhibe esquirlas de vidrio con cúspides en una matriz criptocristalina parda. Luz paralela. (i) Lava de andesita basáltica CON-88 con microfenocristales de olivino iddingsitizado en una matriz pilotaxítica. Nícoles cruzados. (j) Roca hipabisal de composición dacítica CON-142 con fenocristales de anfíbol en una matriz de plagioclasa y vidrio. Luz paralela. (k) Granito CON-52 de biotita del batolito La Muralla con feldespato potásico, cuarzo y un cristal grande de titanita. Nícoles cruzados. (l) Granodiorita CON-224 de biotita y anfíbol, con plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Nícoles cruzados. La barra en las fotomicrografías es de 0.2 mm de largo.

composición intermedia emplazados a todos los niveles de la sucesión, aunque son más abundantes en la unidad inferior. Por otra parte, se dividió el área investigada en dos sectores: en el sector norte del campo volcánico (Huajuapan-Tamazulapan-Tezoatlán), predominan lavas y brechas, mientras que en el sur (Laguna de Guadalupe, Santa María Cuquila) (Figura 5a) los afloramientos de rocas piroclásticas son más abundantes. En la Figura 8 se presentan columnas estratigráficas compuestas del área de Huajuapan-Petlalcingo-Tezoatlán, hacia el occidente, donde se aprecia que la columna es más completa y aflora el basamento paleozoico, mientras que hacia el oriente, en el área de Tamazulapan, las rocas más antiguas pertenecen al Cretácico, o posiblemente el Jurásico. Los fechamientos isotópicos (K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) obtenidos en este trabajo para las rocas volcánicas se presentan en las Tablas 1a y 1b, y también en la Figura 8 (ver detalles de los métodos utilizados en el Apéndice A).

Los estudios previos que incluían información sobre las rocas volcánicas del área son escasos. Estos estudios son de carácter regional o estratigráfico, y están enfocados principalmente en las rocas más antiguas (*e.g.* Salas, 1949; Ortega-Gutiérrez, 1970; Caballero-Miranda, 1990), o fuera del área de estudio (Ruiz-Castellanos, 1970). Algunos trabajos incluyen algunos fechamientos (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 1974; Galina-Hidalgo, 1996; Galina-Hidalgo *et al.*, 2003) (Ver Tabla 1a). A continuación se presentan varios detalles de los trabajos previos sobre las rocas del Cenozoico del occidente de Oaxaca.

En un estudio geológico de la región de Tamazulapan-Yanhuitlán (Figura 5a), Ferrusquía-Villafranca (1970; 1976) propuso los nombres Toba Llano de Lobos y Toba Cerro Verde para designar a una sucesión volcanoclástica constituida por toba riolítica, arenisca, limolita tobácea, conglomerado e ignimbrita soldada. La Toba Cerro Verde la describió como una unidad de toba e ignimbrita con mayor consolidación que la Toba Llano de Lobos. En un área local, en las cercanías del Cerro Verde, este autor observó que la Toba Cerro Verde se encuentra estratigráficamente arriba de la Toba Llano de Lobos, aunque reconoce que la Toba Cerro Verde podría ser una subdivisión de la Toba Llano de Lobos. Ferrusquía-Villafranca (1970, 1976) reportó que la Toba Llano de Lobos cubre de manera concordante a la Formación Yanhuitlán y ésta a su vez está cubierta por derrames. Este autor denominó a los derrames que cubren las tobas como Andesita Yucudaac y Andesita San Marcos. Distinguió a las dos andesitas con base en la mineralogía y un contacto por falla, donde consideró la Andesita San Marcos como el bloque caído y más joven, y que en algún momento cubrió la Andesita Yucudaac, aunque también reconoció que las dos andesitas podrían tener la misma edad y que las diferencias en la mineralogía

3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

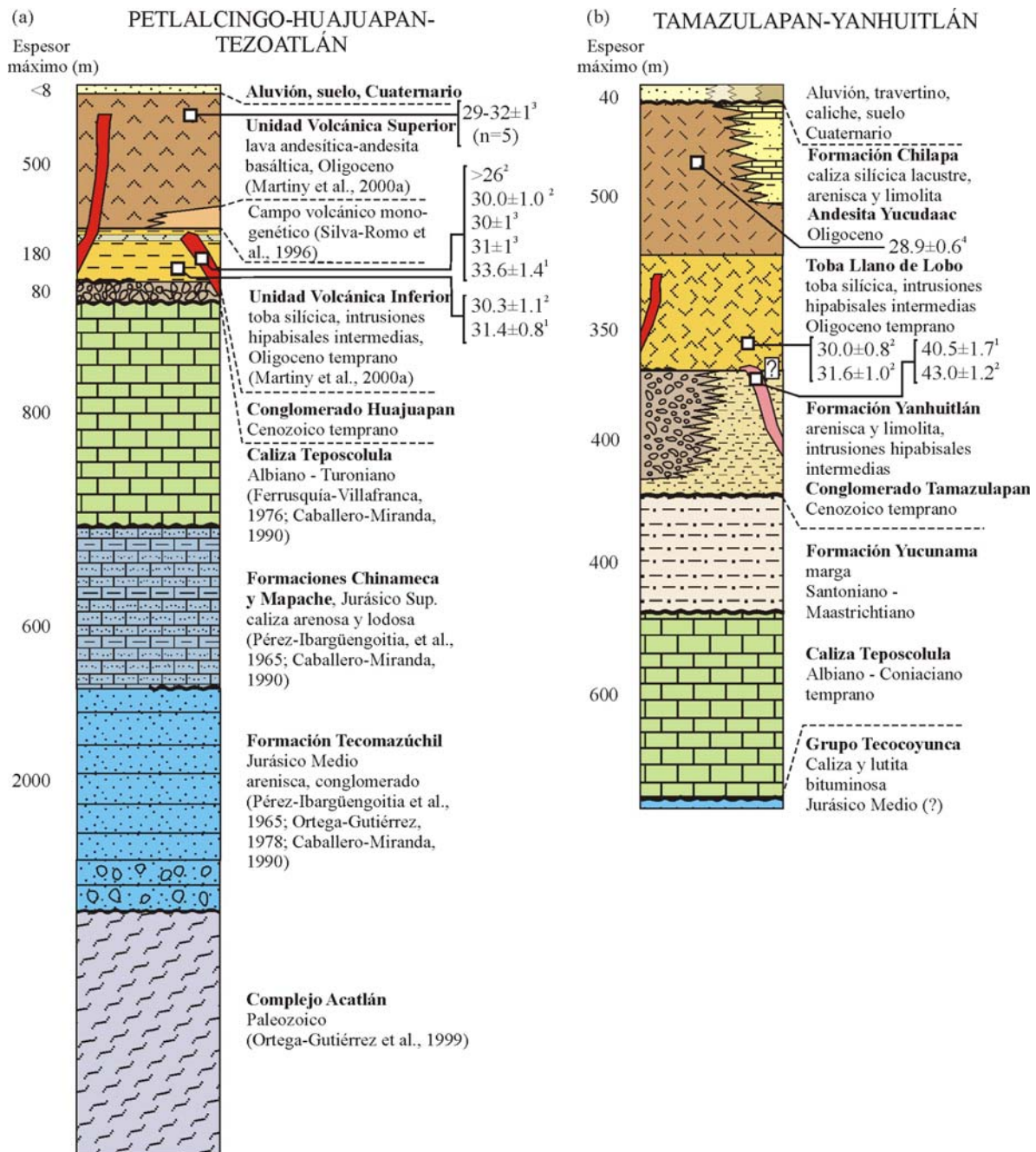


Figura 8. Columnas estratigráficas compuestas para las áreas de (a) Petlalcingo-Huajuapán-Tezoatlán. Edades: 1 = Martiny *et al.* (2000a), 2 = Tabla 1a y b de este trabajo, 3 = Galina-Hidalgo *et al.* (2003). (b) Tamazulapán (modificado de Ferrusquía-Villafranca (1976) y Martiny *et al.* (2000a). Edades: 1 = Martiny *et al.* (2000a), 2 = Tabla 1a y b de este trabajo, 4 = Ferrusquía-Villafranca *et al.* (1974).

son muy pequeñas podrían ser el resultado de la diferenciación magmática. Ferrusquía-Villafranca *et al.* (1974) obtuvieron una edad de 26.2 ± 0.5 Ma en biotita por K-Ar para la Toba Llano de Lobos (muestra FV69-180) y una edad K-Ar en roca total de 28.9 ± 0.6 Ma para la Andesita Yucudaac, pero reconocieron la existencia de una discrepancia entre las dos edades porque las tobas están cubiertas por las andesitas. En el área de Tamazulapan-Chilapa afloran sedimentos lacustres (Formación Chilapa) intercalados con lavas en la parte superior de la sucesión volcánica (Ferrusquía-Villafranca, 1970; 1976). En esta misma área, Ferrusquía-Villafranca (1976) designó con el nombre de “Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca” a los cuerpos ígneos intrusivos del Paleógeno emplazados en las unidades continentales (representados en la Figura 8 por los diques de color rojo y rosa), también del Paleógeno, generalmente la Formación Yanhuítlán y la Toba Llano de Lobos. Este autor observó que estos cuerpos intrusivos deformaron a la Toba Llano de Lobos y, por lo tanto, considera que la edad es post-Llano de Lobos.

Al norte y noroeste de Huajuapán, en el área de Petlalcingo-Miltepec (Figura 5a), Ortega-Gutiérrez (1970) introdujo el nombre Formación Petlalcingo para referirse a una unidad volcánicoclástica constituida por arenisca tobácea con intercalaciones menores de arenisca, conglomerado de cuarzo y toba ignimbrítica que afloran en los alrededores de Petlalcingo, Puebla. Propuso el término Formación Miltepec para los derrames que están expuestos en el área de Miltepec.

En el área de Petlalcingo-Huajuapán de León, Caballero-Miranda (1990, p. 34) describió dos unidades volcánicas que cubren una “serie de areniscas, cenizas volcánicas, arcillas arenosas y capas de conglomerados y brechas que ocurren interestratificadas”, bajo una denominación informal: la Unidad Ahuehuétlán, compuesta de lavas andesíticas con fenocristales de plagioclasa y hornblenda y fracciones piroclásticas con brechas y tobas, y la Andesita basáltica Chila, para referirse a lavas de extensión corta que corresponden a aparatos volcánicos. Por otra parte, reconoció rocas hipabisales de composición andesítica y dacítica emplazadas en estas rocas.

3.3.1. Unidad Volcánica Inferior (UVI)

Se utiliza en este trabajo el nombre informal “Unidad Volcánica Inferior” para designar a los depósitos piroclásticos y epiclásticos, que cubren a conglomerados del Paleógeno. El contacto superior de la UVI es a veces transicional con los derrames y brechas de la “Unidad Volcánica Superior” (UVS), de tal manera que en la base de la UVS comúnmente se observan intercalaciones de tobas en las lavas. La UVI es equivalente al miembro Tezoatlán de Erben (1956) y la Toba Llano de Lobos (y Toba Cerro Verde) de Ferrusquía-Villafranca (1970; 1976). Cabe mencionar que en este trabajo se observaron

3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

variaciones en la estratigrafía en algunas áreas, por ejemplo, en el sector oriental (Tepelmeme-Concepción Buenavista, Figura 5a) donde ignimbritas cubren depósitos piroclásticos, brechas y lavas de composición intermedia.

Las capas de la UVI se encuentran en una posición subhorizontal o ligeramente inclinada con echados de hasta 20°, aunque cerca de algunas fallas puede aumentar la inclinación de las capas por efecto del arrastre. El espesor de la UVI es variable y es posible encontrar una fluctuación desde algunos metros hasta 300 m, aunque el espesor de esta unidad generalmente es <70 m. Por ejemplo, la unidad inferior tiene un espesor de aproximadamente 30 m en Zapotitlán Palmas y en el área de Tezoatlán, mientras que en el límite norte del área investigada los espesores calculados son de 180 m cerca de Chinango y en el área de Cuauhtepic (Figura 5a). Los espesores mayores se observan hacia el sur. En el sector sur, por ejemplo, Santa María Cuquila y Laguna de Guadalupe (Figura 5a), esta unidad llega a > 200 m, y en el área de Monteverde los espesores son mayores.

Los depósitos piroclásticos de la UVI incluyen depósitos de flujo y de caída. También se observan avalanchas de escombros en algunas zonas, por ejemplo, en la parte superior de esta unidad entre Huajuapán y Tamazulapán, donde posiblemente pudieron haberse originado del colapso de una estructura central grande en esta zona.

Los depósitos de caída están constituidos por pómez, ceniza, y fragmentos líticos. En general son depósitos bien clasificados con un aspecto granular y sin matriz. Algunos depósitos presentan una cierta cohesión. El tamaño de grano es variable y comúnmente se presenta una alternancia de estratos de material fino y más grueso. La estratificación también es variable, de fina a masiva. Se observaron algunos depósitos con gradación, aparentemente depositados en un medio acuoso. El color de los depósitos varía, y puede ser gris, gris claro, o de tonos rojizos, verdes y amarillentos.

Los depósitos de flujo presentan diferencias en el grado de selección, consolidación, y soldamiento. El color de los depósitos varía y se observan capas de color blanco, gris, verde, rosa o rojizo al fresco, y gris a gris oscuro con tonos verdosos o rojizos al intemperismo. También el volumen de matriz y los componentes es variable. Los cristales y los clastos de pómez son los componentes que predominan aunque, en algunas depósitos, los fragmentos líticos son abundantes (Apéndice B). Los cristales representan hasta 35% del volumen total de las rocas, pero comúnmente varía de 10 a 20%, predominando feldespato (plagioclasa y/o sanidina), cuarzo y biotita. Se presenta pómez en la mayoría de las rocas estudiadas con cantidades que llegan hasta 25%. En la mayoría de las muestras examinadas, la pómez es fibrosa con vesículas alargadas. El grado de alargamiento de las vesículas varía y algunas han sufrido un aplanamiento total. En cuanto a los líticos, algunos depósitos presentan entre 5 y 15%, mientras que en otros son muy escasos (<2%). Varían

de forma subangular a subredondeada y en la mayoría de los depósitos analizados generalmente tienen <5 mm en diámetro, aunque algunos llegan a 1 cm. También se observan líticos accidentales de distintos tipos que fueron recogidos por los flujos piroclásticos. La matriz de las rocas piroclásticas es criptocristalina o vítrea, generalmente con un cierto grado de alteración o desvitrificación. En algunos casos la matriz contiene esquirlas abundantes de vidrio (hasta 30-40%). Las esquirlas están por lo menos parcialmente rotas en la mayoría de las muestras estudiadas, pero no todas y, en algunos casos, presentan desvitrificación.

Los flujos piroclásticos estudiados están mal seleccionados, sin estructuras internas, y presentan diferentes grados de soldamiento. En algunos casos forman estratos masivos tabulares, que resaltan respecto al resto de la UVI por su color, que generalmente es más claro (blanco, o gris, rosa o verde claro), y porque forman mesetas o escarpes verticales por ser más resistentes a la erosión. En algunas localidades, por ejemplo en Zapotitlán Palmas (Figura 5a), se presentan varios depósitos de flujo que varían de 0.2 a 3 m en espesor, intercalados con depósitos volcanoclásticos más deleznable, y se observan principalmente en la parte superior de la UVI.

Las capas epiclásticas son depósitos derivados de las rocas piroclásticas que fueron resedimentadas. Están débilmente consolidadas, son de color rosa, rojo, blanco, verde, pardo o amarillo pálido y, en algunas localidades, presentan estructuras como paleocanales y estratificación cruzada. Los clastos líticos son subredondeados o redondeados y comúnmente alterados. Los cristales generalmente están fragmentados y las esquirlas de vidrio, rotas y alteradas. Estos componentes se encuentran en una matriz alterada.

Con el fin de establecer la cronología del inicio de la actividad volcánica durante el Paleógeno se obtuvieron de rocas de la unidad inferior tres edades convencionales de K-Ar en anfíbol y biotita (Tabla 1a) y siete edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Tabla 1b), y la mayoría de los datos son consistentes; en un caso (CUA-5), la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida es únicamente una aproximación a la edad mínima de la muestra (ver abajo). Los resultados de geocronología por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se presentan en el Apéndice E, y los detalles del método en el Apéndice A. Los datos obtenidos indican que el evento magmático en esta región inició en el límite Eoceno – Oligoceno que continuó hasta por lo menos el final del Oligoceno temprano. Para los análisis químicos y los fechamientos, fueron seleccionadas rocas bien consolidadas, que incluyen depósitos de flujo y de caída. La ubicación de las muestras analizadas está indicada en la Figura 5a.

Al norte de Huajuapán, se estudiaron tres tobas, una del límite norte del área investigada (CON-75), y dos tomadas cerca de la población de Cuauhtepac (CUA-5, CON-200c). CON-75 es una toba consolidada, sin soldamiento, de color gris claro, de la base de

3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

la UVI. La fracción cristalina representa 10% del volumen total, predominando la plagioclasa, con cantidades menores de biotita deformada y también cuarzo redondeado (<0.3 mm). Esta toba presenta 20% de fragmentos de pómez (<3 mm), algunos de los cuales son fibrosos con vesículas alargadas. Los líticos (0.2 mm) son escasos (<1%) y consisten de roca volcánica alterada de forma subredondeada a redondeada, y una matriz de plagioclasa microlítica y piroxenos entre los microlitos. La redondez y composición mineralógica sugiere que puede ser un lítico accidental. La matriz de la toba es criptocristalina, de color pardo, está alterada y contiene esquirlas abundantes de vidrio parcialmente rotas, aunque se conservan algunas formas curvadas. El tamaño homogéneo de las distintas fracciones, la presencia de estratificación en el depósito, el hecho de que el material es deleznable, y la inclinación de las capas son características que sugieren que podría ser un depósito de caída. De esta muestra se preparó un concentrado de biotita que arrojó una edad K-Ar de 31.4 ± 0.8 Ma. En un trabajo anterior relacionado con este estudio (Martiny *et al.*, 2000a), se consideraba que esta edad no representaba precisamente el tiempo de emplazamiento, posiblemente por la concentración baja de K (%) en la biotita (puede ser el resultado de la presencia de una pequeña cantidad de un mineral de alteración), porque las otras edades obtenidas para esta unidad y unidades implícitamente más jóvenes resultaron un poco más antiguas (32.9 – 34.8 Ma, muestras CON-59b y CON-101). Era razonable suponer, con los datos disponibles en aquel entonces, que el evento volcánico inició aproximadamente a los 34 Ma. Posteriormente, con el objetivo de afinar la cronología del inicio del evento volcánico, se obtuvieron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de rocas piroclásticas en la base de la UVI (Tabla 1b). En contraste con las edades K-Ar, no se obtuvieron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de ~34 Ma, sino que la edad más antigua obtenida para la unidad piroclástica por este método fue de 32.7 Ma. El promedio de las seis edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es de 30.6 Ma. Por otra parte, una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida de una toba (CON-200c) (ver a continuación), colectada de la misma área que CON-75 arrojó una edad (30.3 ± 1.1 Ma) muy similar a la de CON-75, lo que indica que la edad de 31.4 Ma reportada por Martiny y colaboradores (2000a) es probablemente la edad correcta.

Dos tobas (CON-200c, CUA-5) fueron tomadas cerca de Cuautepec, al norte de Huajuapán, y provienen de la misma zona general que la toba CON-75. La CON-200c es un depósito de flujo de color rosa en donde el soldamiento es medio-alto. Presenta líticos (10% del volumen total de la roca) de forma subredondeada a subangular de rocas volcánicas (hasta 3-4 mm en tamaño), de composición intermedia que presentan fenocristales de olivino iddingsitizado y piroxeno en una matriz de plagioclasa microlítica y granos de piroxeno. La mineralogía y petrografía de estos líticos es muy similar a algunos derrames y rocas hipabisales estudiadas de la misma zona (CON-88, 29a, 12, 32, 77, 20;

ver descripciones adelante en las secciones 3.3.2 y 3.3.3). El componente cristalino (10%) consiste de plagioclasa>>cuarzo>biotita. Contiene pómez (10%) y se observaron algunos *fiamme* de color rosa. La matriz es criptocristalina y está alterada. Se obtuvo un concentrado de biotita de la CON-200c que dio un espectro de edad ligeramente perturbado. La edad de isócrona obtenida es de 29.9 ± 4.7 Ma, calculada del diagrama de correlación inversa, tomando en cuenta nueve de las diez fracciones de los dos experimentos. En este diagrama, los datos tienen la desventaja de estar agrupados y el error es muy grande (Apéndice E - 2). Sin embargo, las dos edades de promedio ponderado de 31.7 y 30.3 Ma, calculadas con dos fracciones de los dos experimentos, están de acuerdo con la edad de isócrona y se considera que 30.3 ± 1.1 Ma, calculada con dos fracciones del segundo experimento, es la mejor estimación de la edad de la toba CON-200c (Tabla 1b, Apéndice E - 2). La CUA-5 es de color blanco grisáceo y tiene soldamiento moderado. Presenta una fracción cristalina (20% del volumen total de la roca) que incluye cuarzo>plagioclasa>biotita>>sanidina. Los líticos (10%), de forma subangular a subredondeada, consisten principalmente en rocas volcánicas de composición intermedia hasta 7 mm en tamaño, pero también se presentan algunos fragmentos de otras rocas alteradas. Contiene además 5% de fragmentos de pómez desvitrificada con una estructura fibrosa y vesículas alargadas. La matriz es criptocristalina y contiene esquirlas de vidrio rotas. Se preparó un concentrado de vidrio>>plagioclasa de esta muestra para su fechamiento por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, pero se liberó la mayoría del ^{39}Ar a baja temperatura (1000°C). El concentrado dio edades integradas de 26.1 ± 1.0 y 26.8 ± 0.9 Ma que, comparadas con las otras fechas de la UVI del área (CON-75, CON-200c), son más jóvenes por varios millones de años (Tabla 1a y b). En el diagrama de correlación los datos, que se agrupan cerca del eje Y, indican una edad muy joven, aparentemente anómala, con un error grande, de 18.6 ± 2.8 Ma, y se presenta aquí únicamente como referencia (Apéndice E - 3). Se considera que las edades integradas representan una aproximación de la edad mínima de esta muestra, (>26 Ma) pero las relaciones estratigráficas con las andesitas que normalmente le sobreyacen sugieren una mayor edad, que podría ser similar a las otras rocas piroclásticas de la región.

De la parte central-norte del área de estudio, a una distancia de aproximadamente 3 km al norte de Tamazulapan (Figura 5a), se obtuvo una muestra de una ignimbrita (TAM-1) de color rosa claro, y con un soldamiento ligero. Se caracteriza por un contenido alto de pómez (25%) (<8 mm) que lo hace un poco deleznable. En algunos casos la pómez es levemente fibrosa y presentan bordes de reacción (Figura 7g). El componente cristalino (20%, <1 mm) consta de plagioclasa>sanidina>cuarzo>biotita. Los líticos (10%, <1 cm) son principalmente de roca volcánica intermedia de forma subredondeada. Se presentan

3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

algunas esquirlas de vidrio rotas en una matriz criptocrystalina alterada de color pardo. La ignimbrita TAM-1 corresponde a la parte media de la Toba Llano de Lobos y fue colectada de la misma localidad general al norte de Tamazulapan que la muestra fechada por Ferrusquía-Villafranca *et al.* (1974) en 26.2 ± 0.5 Ma (concentrado de biotita, K-Ar). En este trabajo, se preparó un concentrado de biotita de la TAM-1 para aclarar la incompatibilidad que existe entre esta edad y las otras edades obtenidas en rocas volcánicas de la región (Tabla 1a y 1b). Los dos experimentos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ efectuados produjeron espectros escalonados pero el diagrama de correlación muestra una línea bien definida, ignorando por su alto contenido de Ar atmosférico las fracciones 1 y 2 del primer experimento (Apéndice E – 4). Se determinó una edad de isócrona de 30.0 ± 0.8 Ma que se considera la mejor estimación del tiempo de emplazamiento de la Toba Llano de Lobos (Tabla 1b). Es posible que la edad de 26.2 ± 0.5 Ma publicada anteriormente por Ferrusquía-Villafranca *et al.* (1974) sufrió una pérdida de argón porque esta edad es más joven que todas las otras fechas obtenidas hasta el momento para las rocas piroclásticas de la UVI en esta región.

Del sector nororiental del área investigada, al norte de Suchixtlahuaca (Figura 5a), se colectó una toba (TAM-5) del primer estrato de roca piroclástica sobreyaciendo la Formación Yanhuatlán, tomada aproximadamente 25 km al nororiente de Tamazulapan. Es un depósito de flujo de ceniza rico en vidrio volcánico y esquirlas de vidrio. La roca es consolidada, de color rosa, sin soldamiento, y presenta 15% de fragmentos de pómez. Algunos fragmentos de pómez presentan una estructura fibrosa y/o coronas de reacción mientras que otros no, y también varía la orientación de la estructura fibrosa, lo que sugiere que esta estructura es sinéruptiva y se desarrolló durante la erupción y no después de depositarse. La fracción cristalina (10%) consiste principalmente en plagioclasa de dos tamaños (1-2 mm, y <0.4 mm) con cuarzo en menor cantidad. Los escasos líticos (1%) son de lava alterada (<2 mm). Estos componentes están en una matriz de vidrio pardo que está alterado y contiene abundantes esquirlas de vidrio (30%) con cúspides y formas equidimensionales (Figura 7h). Se prepararon dos concentrados: uno de vidrio volcánico (TAM-5a) y otro de plagioclasa con menor cantidad de vidrio (TAM-5c). El espectro de la plagioclasa > vidrio está perturbado, probablemente porque la muestra incluyó una pequeña cantidad de matriz volcánica alterada. El concentrado de vidrio dio resultados similares pero como la cantidad de Ar radiogénico era muy baja, la edad calculada mostró un error más grande (Apéndice E - 5). Sin embargo, el diagrama de correlación fue elaborado con datos de los dos concentrados (TAM-5a y TAM-5c) (ignorando dos fracciones de esta última) y todas las fracciones caen en la misma línea. Resultó una edad de isócrona

31.6±1.0 Ma, por lo que se considera que los datos del vidrio y plagioclasa son confiables cuando se ven en conjunto, y es la edad preferida para esta muestra (Tabla 1b).

En el sector sur, se tomó una toba al norte de Tlaxiaco (CON-101) en la base de la UVI, donde cubre a un conglomerado calcáreo. Esta roca es de color rosa claro y muy ligeramente soldada. Presenta una fracción cristalina importante (30%) de feldespatos rotos (sanidina>plagioclasa) (<3 mm), cuarzo redondeado (<3 mm) con algunas bahías de corrosión, y biotita con una orientación preferencial pero no perfecta. Contiene 5% de pómez fibrosa, y <1% de líticos (hasta 3 mm), de forma redondeada a subredondeada, que incluyen roca plutónica, y rocas alteradas que probablemente son accidentales. La matriz contiene algunas esquirlas de vidrio rotas y desvitrificadas. Se obtuvo un concentrado de biotita de la CON-101 que arrojó una edad K-Ar de 32.9±0.9 Ma (Tabla 1a).

Al oriente de Tlaxiaco (Figura 5a), se tomó una toba (TLX-35) que es similar microscópicamente y macroscópicamente a la toba CON-101; es de color gris claro verdoso y está ligeramente soldada. Presenta un componente cristalino significativo (30%) de plagioclasa (<1 mm), biotita (<1 mm) y cuarzo (<3 mm). Contiene pocos líticos (<1%) redondeados de roca volcánica alterada (<5 mm), y pómez (15%), una parte de la cual muestra una estructura fibrosa. Las esquirlas de vidrio (20%) presentan desvitrificación y están en una matriz criptocristalina. Se obtuvo un concentrado de biotita que se fechó por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Los dos experimentos presentan un comportamiento muy similar, y se obtuvo dos edades integradas de 32.8 ± 0.5 y 33.5 ± 0.4 Ma. El diagrama de correlación muestra una línea bien definida con todos los datos obtenidos y se obtuvo una edad de isócrona de 32.7±0.3 Ma, que es la mejor estimación de la edad de esta muestra (Apéndice E- 6; Tabla 1b). Esta edad es esencialmente la misma que fue obtenida por K-Ar para el concentrado de biotita de CON-101.

En Laguna de Guadalupe, ubicada al suroeste de Tlaxiaco (Figura 5a) y cerca del límite sur del campo volcánico en esta región, se colectó una toba (LGPE-1) de color gris claro y un soldamiento ligero, de una capa de 3 m de espesor. Los cristales presentes (10%) son principalmente plagioclasa (hasta 1.7 mm), algunas con zonación o inclusiones. También contiene cantidades menores de biotita (2%) (<1 mm) y cuarzo redondeado (<1%). Los fragmentos líticos son subangulares (0.6 – 3 mm), constituyen 15% del volumen de la roca y se derivan principalmente de rocas volcánicas intermedias alteradas, aunque se observaron otros líticos alterados y un lítico que es, aparentemente, un gneis. La pómez es muy abundante en esta muestra (25%) y muy fibrosa, con las vesículas totalmente alargadas y colapsadas. La estructura fibrosa en la pómez presenta orientaciones distintas y probablemente es una textura sin-eruptiva. La matriz es vidrio pardo alterado y contiene algo de esquirlas finas de vidrio rotas. Se obtuvo una edad K-Ar de 34.8±1.4 Ma en un

3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

concentrado de anfíbol de una toba epiclástica verdosa (CON-59b, Tabla 1a) (Martiny *et al.* 2000a). En una primera consideración, se pensaba esta edad podría representar el inicio del evento volcánico, sin embargo, se pone en duda la edad porque es más antigua que las otras edades obtenidas para la UVI. Para verificar la edad, se fechó por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ un concentrado de biotita de una toba (LGPE-1) en una localidad estratigráfica y geográficamente muy cercana a la toba CON-59b, que produjo edades integradas de 30.4 ± 0.8 y 28.7 ± 0.8 Ma. Utilizando todos los datos, se obtuvo una línea bien definida en el diagrama de correlación y una edad de isócrona de 30.7 ± 0.9 Ma (Apéndice E- 7), que se considera la mejor estimación de la edad de esta muestra. Considerando las edades recabadas para LGPE-1, y de todas las otras rocas piroclásticas en el área (~ 33 a 29 Ma), la edad más antigua obtenida para CON-59b (34.8 Ma) probablemente se debe a la contaminación con material más antiguo, y en este contexto ya no se considera muy confiable.

Una toba (TLX-36) del área de Chalcatongo (Figura 5a), al sureste de Tlaxiaco, corresponde al dato geocronológico más hacia el sur obtenido para una roca volcánica en este trabajo. Es una toba ligeramente soldada de color gris claro verdoso, con abundantes esquirlas de vidrio (25%) y fragmentos de pómez fibrosa alterada (10%). La fracción lítica (2%) consiste de fragmentos redondeados pequeños (<5 mm) de roca volcánica alterada y contiene cristales (3%) de biotita (1%) y plagioclasa (2%). La matriz es criptocristalina de color pardo y presenta alteración. En el espectrómetro MS-10, un concentrado de plagioclasa arrojó edades integradas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 30.4 ± 1.3 y 28.3 ± 1.1 Ma. En una medición posterior, se irradió una muestra de plagioclasa para el análisis de monograno con el láser en el espectrómetro VG 5400 (Apéndice A). Los experimentos de las mediciones en el MS-10 y por fusión láser monograno de 1-paso se presentan en el Apéndice E – 8. Un grano dio una edad más antigua (36.9 ± 1.3 Ma), posiblemente por la incorporación de un cristal de un evento magmático anterior cuyo geocronómetro no se puso en cero con el evento magmático del Oligoceno temprano. Utilizando los datos obtenidos en los dos espectrómetros, se calculó una edad de isócrona de 28.5 ± 0.2 Ma (ignorando la primera fracción de los dos experimentos en el MS-10 por su contenido alto de ^{40}Ar radiogénico, y ignorando tres experimentos por fusión láser) y se considera la mejor estimación de la edad de esta toba.

3.3.2. Unidad Volcánica Superior (UVS)

Se designaron con este nombre informal los derrames de lava de composición intermedia y autobrechas intercaladas que constituyen la parte superior de la sucesión volcánica, cubriendo a las rocas volcanoclásticas de la UVI. Estas rocas se asocian a varios aparatos volcánicos, algunos de los cuales ya están identificados (ver sección 3.3.4

Estructuras volcánicas). Esta unidad forma un paquete grueso, particularmente en el sector norte de la zona volcánica, en la parte central de la depresión entre Huajuapán y Tamazulapán y en el área de Monteverde (Figura 5a). Está caracterizada por varios pulsos de erupción que en algunas zonas produjeron apilamientos de por lo menos 15 derrames de lavas y autobrechas, con un espesor total estimado en 500 m, o más en algunas localidades. Representan las elevaciones principales de la región, típicamente entre 2000 y 2500 m sobre el nivel del mar, aunque las elevaciones máximas de las rocas volcánicas en este sector son > 3000 m. Las lavas son intermedias y más máficas que las rocas piroclásticas de la UVI. Predominan andesitas basálticas y andesitas aunque también se presentan dacitas, principalmente en el sector sur del campo volcánico. La composición de las rocas hipabisales es similar. Las autobrechas son más resistentes al intemperismo que los derrames y suelen formar paredes verticales. Las autobrechas son depósitos masivos y mal seleccionados, con fragmentos líticos angulares y bloques de andesita y andesita basáltica que son idénticos a los que se encuentran en las lavas del área, la matriz en la que están embebidos los bloques es generalmente lávica. La UVS cubre en contacto transicional o concordante a las unidades piroclásticas y en ciertas localidades es muy común observar intercalaciones de rocas piroclásticas, particularmente de composición intermedia y con escoria, intercaladas con derrames en este contacto. El contacto superior generalmente está expuesto, aunque al sur de Tamazulapán la parte superior de esta unidad está intercalada con depósitos lacustres constituidos por caliza silicificada, arenisca y limolita de la Formación Chilapa. La unidad superior de lavas y autobrechas se considera aparentemente equivalente al miembro volcánico de Erben (1956), la Formación Miltepec de Ortega-Gutiérrez (1970), y la Andesita Yucudaac y Andesita San Marcos de Ferrusquía-Villafranca (1970; 1976). A continuación se presenta una descripción de andesitas basálticas, andesitas y dacitas que son representativas de las rocas estudiadas, y cuya mineralogía y petrografía están resumidas en el Apéndice C.

Las andesitas basálticas son rocas color gris oscuro a gris pardo, y presentan texturas distintas como porfídicas pilotaxítica, hialotaxítica, glomeroporfídica o intergranular. Incluyen derrames y rocas hipabisales. En general, el contenido de fenocristales y microfenocristales en las andesitas basálticas no es muy alto, variando de 3 a 10% y ocasionalmente más. La fase más abundante en los fenocristales es olivino, acompañado en algunos casos por una cantidad menor de fenocristales y/o microfenocristales de clinopiroxeno u ortopiroxeno (<3%). Otras andesitas basálticas se caracterizan por contener también fenocristales de plagioclasa (CON-33, CON-154).

Se estudiaron varias andesitas basálticas con textura pilotaxítica que presentan una mineralogía muy homogénea: algunos de los derrames al norte de Huajuapán (CON-12,

3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

29a, 88) y otro al suroriente de Huajuapán (CON-32). Presentan una textura porfídica o microporfídica, con fenocristales y microfenocristales de olivino (0.2 – 1.2 mm) alterados a iddingsita y también, en algunos casos, a minerales finos, a veces fibrosos, incoloros o de color verde claro, extinción paralela, y con birrefringencia de primer orden, que aparentemente son minerales del grupo de la serpentina. Los fenocristales de olivino conservan a veces su forma euhedral, pero en otros casos muestran corrosión y formas esqueletales. El olivino está en una matriz de plagioclasa microlítica (0.1 – 0.3 mm de largo), con cristales pequeños (<0.15 mm) de clinopiroxeno (probablemente augita-diopsida) (<15%), a veces ortopiroxeno, y óxidos (<5%) (Figura 7i). Los microlitos de plagioclasa presentan una orientación preferencial debido al flujo, produciendo una textura pilotaxítica. A veces pueden presentarse cantidades bajas de vidrio desvitrificado en los intersticios.

En ciertas andesitas basálticas, al norte y el oriente de Huajuapán (CON-32, CON-14), el olivino iddingsitizado puede presentar una corona de cristales pequeños de piroxeno que, como la corrosión y las formas esqueletales, puede indicar condiciones de desequilibrio después de formarse el olivino. Se presentan, además del olivino, algunos fenocristales y microfenocristales de clino- y ortopiroxeno (<3%) en varias rocas de esta composición, y ocasionalmente se agrupan, produciendo una textura glomeroporfídica, como en algunos derrames al norte (CON-14), y al sureste (CON-33) de Huajuapán. En este último derrame, los microfenocristales (0.3 – 0.7 mm) de plagioclasa son abundantes (15%). Algunas andesitas basálticas presentan un contenido bajo de vidrio pardo en la matriz (CON-154, CON-88, CON-32, CON-20).

Las andesitas son color gris o gris pardo. El porcentaje de fenocristales y microfenocristales es variable (2 – 30%), y generalmente representa un volumen mayor que en las andesitas basálticas, aunque algunas son casi áfricas (CON-27). En la mayoría de las andesitas, la plagioclasa es el fenocristal/microfenocristal más abundante, por ejemplo en la CON-109 (20%), un derrame al sur de Tezoatlán (Figura 5a). Los fenocristales de plagioclasa son de varios tamaños y los más grandes (2 – 4 mm) suelen estar un poco redondeados y presentan zonación, coronas de inclusiones o, a veces, inclusiones en los núcleos, mientras que los microfenocristales generalmente exhiben una forma subhedral y no tienen inclusiones. También aparecen fenocristales y microfenocristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno, siendo más abundantes los primeros. Los fenocristales de ortopiroxeno en esta roca y también el derrame CON-28 son ligeramente pleocroicos, y probablemente es hiperstena, mientras que en las otras andesitas este mineral no presenta pleocroismo y, por lo tanto, tal vez es enstatita. Se observó una extinción en forma de reloj de arena en el clinopiroxeno de CON-28, pero es poco común. Este mineral no fue

analizado en la microsonda electrónica, pero la estructura reloj de arena se presenta particularmente en titanaugita y algunas augitas (Preston, 1966; Strong, 1969; Gray, 1971). En algunas andesitas, los piroxenos en la matriz se agrupan en una textura glomeroporfídica (CON-109, CON-70). Se observan contenidos bajos o trazas de otros minerales ferromagnesianos (anfíbol o biotita) en las andesitas más silíceas. Estos microfenocristales y fenocristales están en una matriz principalmente de plagioclasa, con piroxenos (5 - 10%), óxidos (<5%) y, en algunos casos entre los cristales de plagioclasa, vidrio pardo que a veces está desvitrificado. En diversas muestras la plagioclasa en la matriz se presenta en microlitos con una orientación no perfecta (CON-70, 35). La textura es intersertal en las andesitas con vidrio pardo entre los cristales de plagioclasa de la matriz (CON-35), e intergranular cuando piroxenos de grano fino y óxidos ocupan los espacios entre los microlitos de plagioclasa (CON-109). También se observa una combinación de las dos texturas intergranular-intersertal (CON-27, 28). Se encontró una textura seriada en varios casos, donde aparecen cristales de tamaños variables.

Las lavas de composición más silícica que la andesita no son comunes. Las características de un derrame al norte de Tlaxiaco (Figura 5a) indican una composición entre andesita y dacita (CON-72). Es de color gris claro y presenta fenocristales de ortopiroxeno (3%), a veces en aglomeraciones, y un contenido bajo de fenocristales de clinopiroxeno y hornblenda (<1%). Los fenocristales de hornblenda muestran corrosión y coronas de reacción, indicando desequilibrio con el magma. La matriz es principalmente de plagioclasa, con <5% de óxidos y, una cierta cantidad de vidrio en los intersticios, con una textura intersertal.

En este trabajo no se fecharon los derrames por la dificultad para encontrar material fresco sin alteración secundaria y porque la composición de muchos derrames es andesita basáltica, y no contienen minerales portadores de K. Debido a que algunos cuerpos hipabisales probablemente alimentaron los derrames, su fechamiento proporciona una edad similar a la extrusión de las lavas. Por otro lado, en otros trabajos se han publicado algunas edades K-Ar de roca total y matriz volcánica para los derrames de esta región. Ferrusquía-Villafranca *et al.* (1974) publicaron una edad K-Ar en roca total de 28.9 ± 0.6 Ma para la Andesita Yucudaac entre Tamazulapan y Yanhuítlán. En otro estudio sobre la geocronología y paleomagnetismo de las rocas volcánicas del área entre Zapotitlán Palmas y Huajuapán, las edades obtenidas varían de 32 ± 1 a 29 ± 1 Ma (cuatro edades de roca total y una edad de la matriz volcánica) (Galina-Hidalgo, 1996; Galina-Hidalgo *et al.*, 2003). Éstas son similares a las obtenidas en este trabajo para las rocas piroclásticas y los cuerpos hipabisales (Tabla 1a, b).

3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

3.3.3. Cuerpos hipabisales

Se observan en la región un gran número de cuerpos intrusivos someros en forma de troncos, diques, lacolitos y *sills* de dimensiones variables. Como ya se mencionó, están emplazados en todos los niveles de la sucesión cenozoica pero se observan principalmente en los conglomerados y la UVI. El intemperismo de estas rocas resulta comúnmente en exfoliación (Figura 7c). Un número considerable de cuerpos hipabisales probablemente representa vestigios de la parte somera de cuerpos magmáticos que alimentaron los derrames de la UVS, mientras que otros son claramente diques de una etapa tardía. Las rocas hipabisales del evento magmático principal arrojaron edades del Oligoceno temprano, pero también se obtuvieron dos edades un poco más antiguas.

Se documentó un evento magmático de menor volumen en el Eoceno medio con el fechamiento de un cuerpo hipabisal (CON-7, YAN-7) emplazado en la Formación Yanhuatlán (Martiny *et al.*, 2000a) que aflora entre Tamazulapan y Yanhuatlán en el entronque de la carretera federal 190 y el camino a Santa María Pozoltepec (Figura 5a), y fue cartografiado como un lacolito por Ferrusquía (1976). La roca es de color gris claro y tiene una textura seriada y una composición andesítica-dacítica. Se presentan fenocristales de hornblenda (10%) (0.4 – 2 mm) con coronas de opacita y microfenocristales de plagioclasa (5%), en una matriz de plagioclasa, óxidos y vidrio alterado (10%). Se determinó una edad de K-Ar en hornblenda de 40.5 ± 1.7 Ma (CON-7, Tabla 1a). Para verificar esta edad, se obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ similar en plagioclasa de otra muestra (YAN-7) del mismo cuerpo de una localidad cercana. El calentamiento por pasos en dos experimentos dio espectros con edades integradas reproducibles (45.4, 44.4 Ma). La edad de isócrona obtenida es de 43.0 ± 1.2 Ma (Apéndice E - 1), y se considera la mejor estimación de la muestra (Tabla 1b); es ligeramente menor que las edades integradas y se encuentra dentro del error de la edad K-Ar publicada anteriormente. Los datos definen una edad mínima para la Formación Yanhuatlán. Se considera en este trabajo que las tobas que sobreyacen a la Formación Yanhuatlán corresponden a la Toba Llano de Lobos, para la cual se obtuvo una edad de 30.0 Ma (muestra Tam-1, Tabla 1b). Esto implica que la acumulación de los sedimentos de la Formación Yanhuatlán duró aproximadamente 10 millones de años.

Del evento magmático principal se estudiaron varias rocas hipabisales. Son de color gris, gris claro o gris pardo y presenta una gran variación en composición. En la zona al norte de Huajuapán, se encontraron no únicamente los derrames más máficos sino también las rocas hipabisales más máficas (CON-77, CON-20). Estas rocas son andesitas basálticas y presentan <5% de fenocristales de olivino iddingsitizado esquelético, con coronas de piroxeno que indican condiciones de desequilibrio después de que se formó el olivino. La

matriz es principalmente de microlitos de plagioclasa e incluye piroxeno (15-20%), siendo más abundante el ortopiroxeno que el clinopiroxeno, óxidos (~5%) ± vidrio. Los microlitos de plagioclasa presentan una orientación imperfecta. En CON-77 algunos de los cristales de piroxeno se agrupan en la matriz. La mineralogía y textura de estas dos muestras son similares a los derrames de esta zona descritos anteriormente (CON-12, 29a, 88).

En el sector norte, también se presentan cuerpos hipabisales andesíticos (CON-18, 23, 8a, 91). Al norte de Huajuapán, la andesita CON-18 (Figura 5a) tiene una mineralogía similar a los derrames de andesita del sector norte y presenta fenocristales de plagioclasa (andesina) (15%), ortopiroxeno (7%) y clinopiroxeno (<1%). La matriz es muy fina y consiste de microlitos de plagioclasa con una orientación no perfecta, piroxenos y óxidos, en una textura intergranular.

En la entrada a Huajuapán de León desde el norte, se observa un cuerpo hipabisal de composición andesítica-dacítica (CON-8a) emplazado en las unidades piroclásticas de la UVI. Presenta fenocristales de hornblenda (5%) y plagioclasa (4%), con biotita escasa (<1%), en una matriz de microlitos de plagioclasa orientados, óxidos y vidrio alterado, con una textura intersertal. Se obtuvo una edad K-Ar de 33.6 ± 1.4 Ma en hornblenda (Tabla 1a) (Martiny *et al.*, 2000a). Otros autores han publicado edades K-Ar en roca total para algunos cuerpos hipabisales de la zona que son un poco más jóvenes (Galina-Hidalgo, 1996; Galina-Hidalgo *et al.*, 2003). Estos autores obtuvieron una edad de 31 ± 1 Ma en un dique de composición andesita basáltica (SILC-1) de una localidad muy cercana a la CON-8a, y hacia el noroeste, en Chila, un lacolito andesítico (SICHILA-1) fue fechado en 30 ± 1 Ma.

La última etapa de magmatismo consistió en el emplazamiento de diques. Un ejemplo de los diques más jóvenes se observa en Santa María Camotlán (Figura 5a), al norte de Huajuapán, donde un dique andesítico-dacítico (HUA-23) subvertical de ~6 m de ancho, y con una orientación de aproximadamente N45W, fue emplazado en un cuerpo hipabisal que, a su vez, intrusión la UVI. Se observó vidrio en una de las paredes del dique, indicando un enfriamiento rápido cuando se emplazó. Presenta fenocristales subhedrales de plagioclasa (5%) que muestran alteración, y de hornblenda (5%) que comúnmente tienen una corona delgada de óxidos (opacita). Las coronas de reacción de opacita han sido interpretados como producto de la deshidratación del anfíbol por descompresión rápida durante un ascenso igualmente rápido (Rutherford y Hill, 1993). La textura de este dique es seriada, presentándose cristales de varios tamaños. Los fenocristales están rodeados por plagioclasas en cristales cortos y óxidos. En un concentrado de hornblenda, las edades integradas obtenidas de los dos experimentos tienen un error alto (29.6 ± 2.6 y 31.6 ± 1.4 Ma) (Apéndice E - 9), que se debe a la cantidad

3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

excesiva de Ar atmosférico en las primeras fracciones de ambos experimentos. En el diagrama de correlación inversa, todas las fracciones caen sobre la línea, aunque la mayoría se agrupan, y el error grande genera incertidumbre acerca de la traza de la línea; la isócrona dio una edad de 27.6 ± 1.9 Ma, que es un poco más joven que las otras edades obtenidas para la sucesión volcánicas. Se observa que $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ es similar (~ 12) en las fracciones analizadas a una temperatura de 1350°C en los dos experimentos, pero es mucho menor en las fracciones de menor temperatura, la que puede indicar la presencia de dos fases de hornblenda. En la lámina delgada se observó zonación en la hornblenda y probablemente es lo que produce las variaciones de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ en las primeras fracciones.

Eliminándolas, las edades del promedio ponderado de las últimas fracciones (de alta temperatura) de los dos experimentos, que son muy estables y largas, son de 28.7 ± 1.7 y 30.6 ± 1.2 Ma (Tabla 1b, Apéndice E – 9); dan una edad aparente de 30.0 ± 1.0 Ma, que se considera la mejor estimación de edad de esta muestra.

Otro dique andesítico-dacítico estudiado (CON-91), cerca de Cuatepec en el límite norte del área investigada (Figura 5a), tiene paredes verticales y corta derrames de la UVS. Presentan fenocristales de hornblenda (3%) y plagioclasa (<1%), en una matriz de microlitos orientados de plagioclasa, vidrio, y óxidos, con una textura pilotaxítica. Un concentrado de hornblenda del dique CON-91 arrojó una edad K-Ar de 34.2 ± 1.4 Ma pero, considerando que el dique pertenece a una última etapa del volcanismo, esta edad no es consistente con las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar obtenidas para otros cuerpos hipabisales o para muestras que se encuentran en una posición estratigráficamente inferior de la misma zona. Como ya se mencionó anteriormente, las edades de la UVI que se consideran confiables varían de ~ 33 a 29 Ma. Las consideraciones anteriores sugieren que la edad de 34 Ma obtenida para el dique CON-91 es errónea.

Del sector sur, dos cuerpos hipabisales andesíticos en la zona de Laguna de Guadalupe (CON-60a, 61a; Figura 5a) presentan una textura seriada, donde los cristales muestran una variación amplia en el rango de tamaños. La plagioclasa es la fase más abundante (20-25%) en los fenocristales y microfenocristales. Se encuentran varios tamaños de fenocristales de plagioclasa en la andesita CON-60a. Los más grandes han sufrido reabsorción, probablemente por procesos de desequilibrio y presentan textura de cedazo (*sieve texture*) con un sobrecrecimiento limpio en la parte exterior de los cristales. Los fenocristales y microfenocristales más pequeños tienen formas subhedrales. En estos dos cuerpos hipabisales se presentan cantidades menores de fenocristales y microfenocristales de clinopiroxeno y/o ortopiroxeno (<5%). Los fenocristales están en una matriz microcristalina constituida principalmente de plagioclasa, piroxenos, minerales ferromagnesianos alterados y óxidos.

Algunos cuerpos hipabisales del sur son un poco más silícicos. La muestra CON-120, tomada al suroriente de Tlaxiaco, tiene una textura casi afárica, con unos cuantos microfenocristales de plagioclasa en una matriz de microlitos de la misma fase con una textura pilotaxítica y minerales ferromagnesianos alterados (¿piroxenos?), óxidos, y vidrio pardo desvitrificado. Los cuerpos hipabisales CON-141 y 142, de la zona de Monteverde al norte de Tlaxiaco, contienen fenocristales de plagioclasa (5 y 2%) y hornblenda (5%) con coronas delgadas y bien definidas de opacita (Figura 7j). La matriz presenta plagioclasa, ya sea en microlitos o en cristales tabulares cortos, con óxidos y hasta 10% de vidrio en los intersticios.

3.3.4. Estructuras volcánicas

Existen varios tipos de estructuras volcánicas que incluyen conos de tamaño variable, fisuras por las que fueron extravasadas lavas, y también se identificaron los vestigios de un campo monogenético. A pesar de que la sucesión volcánica se encuentra en una etapa de erosión avanzada, en el sector norte se reconocen varias estructuras que dieron origen al volcanismo. En el área al N y NE de Huajuapán de León, se identificaron ocho conos cineríticos compuestos por bombas volcánicas que pueden alcanzar 1 m de largo y también por escoria, indicando actividad monogenética importante de composición intermedia en el área (Silva-Romo *et al.*, 1996). Estos depósitos están cubiertos por rocas volcánicas intermedias y probablemente coinciden en tiempo con la última parte de la unidad inferior (UVI) y la parte basal de la superior (UVS). Se observan remanentes de cuellos volcánicos en varias localidades, incluyendo Ahuehuetitlán hacia el N de Huajuapán, Ayuquila al noroeste de Huajuapán (Figura 7d), y San Mateo Peñasco, al sureste de Tlaxiaco (Figura 5a). También se tiene evidencia de otros aparatos volcánicos importantes cerca de San Sebastián Progreso al oriente de Huajuapán, por la presencia de capas inclinadas y rocas con alteración hidrotermal que sugieren la cercanía de un conducto volcánico; en el Cerro el Mono entre Huajuapán y Tamazulapán se observan depósitos de avalancha de escombros o brechas de colapso de domos a lo largo de la carretera, que pudieron haber formado un estratovolcán. En esta misma zona, pero más cerca de Tamazulapán, aparece una bomba volcánica de ~1 m de largo, lo que indicaría la cercanía de un centro de emisión. Entre Tezoatlán y Yolomecatl, en el área de Monteverde, afloran espesores grandes de material volcanoclástico y derrames intrusionados por cuerpos hipabisales que posiblemente representan conductos de alimentación para los derrames en una estructura volcánica grande. Por otra parte, se observan rasgos de volcanes menores en varias localidades.

3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

3.3.5. Cuerpo hipabisal de Puente Negro, Puebla

La intrusión de Puente Negro, Puebla, es un cuerpo subvolcánico pequeño, de un ancho máximo de 160 m, y está compuesto de varios pulsos magmáticos de composición andesítica. Está alojado en los Granitoides Esperanza (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004) del Complejo Acatlán y aislado de otros afloramientos de rocas volcánicas del Cenozoico. Puente Negro se ubica en el kilómetro 229 de la carretera federal 190 entre Izúcar de Matamoros y Acatlán, en coordenadas 18° 13.74' latitud N y 98° 11.0' longitud W (Figura 5a), y está en una posición relativamente distante del área de estudio. Esta localidad fue estudiada sólo como referencia, por incluir xenolitos corticales y por la posibilidad de obtener datos sobre el componente cortical en la composición de los magmas. La andesita de Puente Negro contiene un gran número de xenolitos y xenocristales y su importancia radica en que es el único cuerpo conocido hasta el momento en el sur de México con xenolitos corticales de grado alto y xenolitos ultramáficos (Ortega-Gutiérrez *et al.*, en preparación).

Este cuerpo tiene una textura microporfídica y contiene muchos fenocristales y microfenocristales de anfíbol, con cantidades menores de ortopiroxeno, clinopiroxeno, y plagioclasa. La matriz es afanítica y consiste de microlitos orientados de plagioclasa en vidrio desvitrificado y pardo fresco, granos opacos y ortopiroxeno. Los fenocristales y microfenocristales de anfíbol representan aproximadamente 10% del volumen total, tienen una forma euhedral o subhedral con esquinas redondeadas, y a veces muestran alteración y zonación. Este mineral presenta coronas de opacita y, ocasionalmente corrosión magmática, indicando condiciones de desequilibrio con la matriz. Los microfenocristales de plagioclasa exhiben una textura de cedazo (*sieve texture*), y zonación. En algunos casos los piroxenos se agrupan, a veces con la plagioclasa, en una textura glomeroporfídica. Se obtuvieron dos concentrados minerales para determinar la edad de la intrusión por K-Ar. Un concentrado de anfíbol de la muestra PN-22 arrojó una edad de 23.2 ± 1.1 Ma, y la matriz volcánica, principalmente plagioclasa, de la muestra PN-16 dio una edad de 22.3 ± 0.9 Ma (Tabla 1a de este trabajo y Martiny *et al.*, 2004).

3.4. Granitoides de la margen pacífica

Las rocas plutónicas del Paleógeno afloran en un cinturón a lo largo de la margen continental y están emplazadas en rocas mesozoicas del Complejo Xolapa. Entre la población de La Muralla y el área al norte de San Pedro Amuzgos, las rocas plutónicas afloran de manera continua, y en este trabajo se ha designado a las rocas intrusivas de esta región como el batolito La Muralla (Figura 5b). En contraste, los afloramientos de rocas plutónicas al sur de San Pedro Amuzgos son más discontinuos y están rodeados por rocas

metamórficas del Complejo Xolapa, mientras que al occidente de Pinotepa Nacional y San Pedro Amuzgos, afloran de manera más continua. Aquí me referiré a las rocas plutónicas de esta área como los plutones de la costa, para distinguirlas de las del batolito La Muralla. En un estudio de la geoquímica y geocronología de las rocas plutónicas al oriente del área investigada, Hernández-Bernal y Morán-Zenteno (1996) designaron como batolito de Río Verde a las rocas plutónicas de la región costera de Jamiltepec-San José del Progreso-Río Grande (Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996). Las rocas plutónicas del batolito La Muralla aparentemente representan una extensión del batolito de Río Verde y en conjunto forman una de las estructuras batolíticas más extensas del sur de México.

Actualmente, el cinturón batolítico tiene un relieve de hasta 1000 m de altura sobre el nivel del mar, aunque en promedio fluctúa de 400 a 700 m. Algunos autores han examinado el levantamiento de la margen continental de México y, por medio de geobarometría en hornblendas, infieren que dichas rocas plutónicas fueron emplazadas en la corteza media a profundidades entre 13 y 20 km. Posteriormente, sufrieron una exhumación rápida entre el Oligoceno temprano y el Mioceno temprano (Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Ducea *et al.*, 2004b). El intemperismo de los granitoides ha resultado en exfoliación, dejando grandes formas esféricas (Figura 7e).

Las rocas plutónicas son faneríticas y holocristalinas, generalmente de grano medio (1-5 mm), aunque algunas son de grano fino-medio (CON-52, CON-310). En el Apéndice D se presenta una tabla resumiendo la mineralogía de las muestras estudiadas. Los minerales esenciales (plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo) están acompañados por los minerales ferromagnesianos biotita y anfíbol, titanita, óxidos de Fe-Ti, apatita y zircón.

Las rocas del batolito La Muralla son granitos de biotita (CON-52, 53, 304) y granodioritas de biotita y hornblenda (CON-54, 56). El análisis modal de las rocas plutónicas por conteo de puntos (≥ 1000 puntos) mostró que los granitos contienen de 26 a 34% (en volumen) de cuarzo, de 27 a 28% de plagioclasa, y cantidades variables de feldespato potásico (27 – 38%), mientras que las granodioritas tienen menos cuarzo (23-24%) y feldespato potásico (18-20%), y más plagioclasa (45-46%) (Figura 9). Esta última varía de oligoclasa a andesina y presenta maclas de albita o de tipo combinado Carlsbad-albita. Los cristales de plagioclasa generalmente son subhedrales, y varían en tamaño de 0.5 a 4 mm, con excepción del granito CON-52, que es de grano más fino (<1.5 mm). La plagioclasa del batolito La Muralla frecuentemente presenta zonación. En algunos casos, se observa una textura mirmequítica en los bordes de los cristales de este mineral donde están en contacto con feldespato potásico pero generalmente es escasa. La plagioclasa puede presentar alteración a sericita o arcillas. El feldespato potásico presenta formas anhedrales, y puede mostrar una textura micropertítica y alteración a sericita y arcillas. En la muestra

3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

más silícica estudiada (CON-304) del batolito La Muralla, el feldespato potásico predomina sobre la plagioclasa, y las texturas mirmequítica y microperítica son comunes. En otros casos (CON-53, 54, 304) el feldespato potásico ocupa grandes áreas intersticiales, rodeando cristales de biotita, plagioclasa y/o óxidos de Fe y Ti. El cuarzo en las rocas plutónicas del batolito La Muralla es de forma anhedral y se presenta en granos aislados que miden hasta 1.5 mm. A veces ocupa los espacios entre la plagioclasa y los minerales ferromagnesianos.

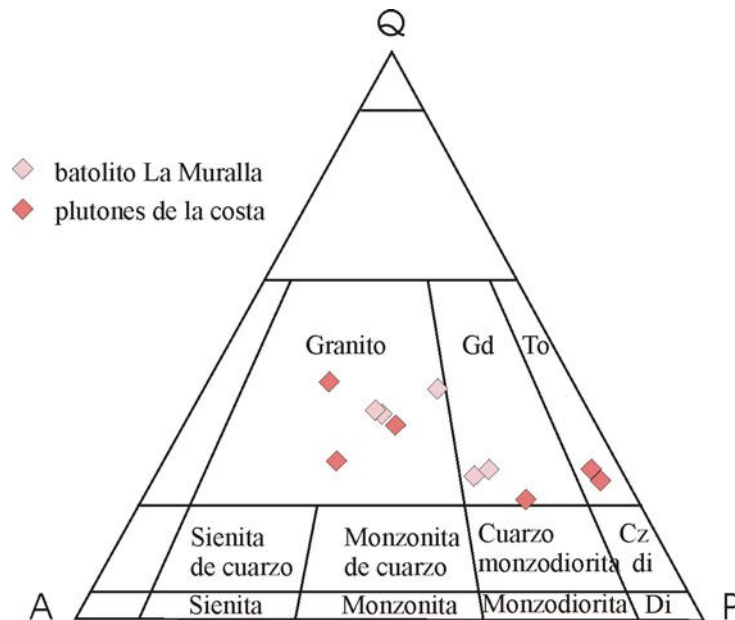


Figura 9. Clasificación de las rocas plutónicas de Streckeisen (1976). Gd=granodiorita, To=tonalita, Di=diorita, Cz di=cuarzodiorita.

La biotita del batolito La Muralla se presenta en hojuelas alargadas subhedrales que varían de 0.4 a 2 mm de largo o en fragmentos. Este mineral muestra un pleocroismo fuerte de pardo oscuro a pardo amarillento. En algunas rocas la biotita está alterada a clorita. Los anfíboles son de forma euhedral a subhedral o, a veces, anhedral y varían en tamaño de 0.7 a 4 mm de largo. Muestran pleocroismo, de pardo verdoso a verde, o pardo verdoso a pardo claro. En los granitos el anfíbol está ausente y en las granodioritas representa hasta 3% del volumen total. En algunos casos este mineral presenta alteración a clorita. La titanita se presenta en cristales euhedrales o subhedrales y en algunas muestras se distingue por su tamaño de grano (Figura 7k). Generalmente los cristales varían de 0.2 a 1 mm, pero pueden encontrarse de hasta 1.8 mm en CON-53. Este mineral representa <1% del volumen total, aunque es particularmente abundante en CON-53, 54 y 56. También se presentan óxidos de Fe y Ti, apatita, y zircón. Se observó la apatita como inclusiones en

cristales de anfíbol y titanita, indicando que se formó antes. En la muestra CON-53, se observó una pequeña cantidad de epidota de una etapa magmática tardía.

En la parte sur del batolito La Muralla, en el área al norte y al sur de donde se tomó la muestra CON-52, las rocas están intrusionadas por enjambres de diques aplíticos. La orientación general para estos diques, observada sobre la carretera al norte de San Pedro Amuzgos (Figura 5b), es norte-sur, y varía de N25W a N15E. El espesor también es variable y la mayoría son de <25 cm, aunque se observó uno que llega a tener 80 cm de ancho. El emplazamiento de los diques fue complejo y en esta área la densidad de diques es alta, de tal manera que unos diques cortan a otros. Se observa que los primeros son subverticales (80-90°) y están cortados por otros con un mayor echado, de aproximadamente 45°, que a su vez están cortados por otros diques tardíos subverticales.

El análisis modal por conteo de puntos de las rocas plutónicas estudiadas al sur de San Pedro Amuzgos indica que varían de granito a tonalita (Figura 9). Los granitos y las granodioritas de la zona costera son principalmente de grano medio y presentan una mineralogía y petrografía similar a las del batolito La Muralla. Los granitos contienen más feldespato potásico (19-35%) y cuarzo (31-40%), y menos plagioclasa (18-34%) comparados con la granodiorita, que tiene 14% de feldespato potásico, 18% de cuarzo y 53% de plagioclasa. La plagioclasa varía en composición de oligoclasa a andesina y pueden presentar zonación, inclusiones en el núcleo, y alteración a sericita. Los granitos frecuentemente muestran textura mirmequítica en los bordes de los granos de plagioclasa y feldespato potásico, pero en las granodioritas es menos frecuente. El feldespato potásico presenta una textura micropertítica. En la roca plutónica con mayor contenido de SiO₂ (CON-281) el feldespato potásico presenta maclas polisintéticas (*tartan twinning*), con maclas en dos direcciones y un ángulo de 90° entre sí, que es común en la microclina. En algunos casos (CON-49b, 281, 287), se observa plagioclasa y biotita incluida en cristales anhedrales grandes de feldespato potásico, que ocupan los espacios intersticiales. El cuarzo es de forma anedral y a veces forma agregados de cristales pequeños, con bordes sinuosos, en los espacios intersticiales (CON-284). La granodiorita (CON-224) contiene anfíbol así como biotita (Figura 7l), mientras que los granitos presentan únicamente biotita, a veces con trazas o un bajo contenido de hornblenda. La biotita y el anfíbol en las rocas plutónicas de esta área generalmente tienen características similares a las rocas del batolito La Muralla en cuanto a su color, pleocroísmo, forma, tamaño y alteración, exceptuando la CON-49b, que tiene biotita con pleocroísmo de color pardo a pardo-rojizo. Las rocas plutónicas de la costa también presentan titanita, óxidos de Fe-Ti, apatita y zircón.

Las rocas plutónicas más máficas son tonalitas (CON-284, 310) y presentan 49-54% de plagioclasa, 19% cuarzo, y 3% feldespato potásico. La plagioclasa es andesina y

3. Estratigrafía, petrografía y geocronología de las rocas del Paleógeno

aparece en cristales subhedrales de grano medio. El cuarzo se presenta en cristales anhedrales de grano fino en los intersticios. La biotita se encuentra en hojas alargadas y son más abundantes que el anfíbol. La tonalita CON-310 presenta una fase de grano medio y otra de grano fino, y en esta última a veces los cristales de biotita se asocia con anfíbol. El anfíbol es de grano medio y exhibe pleocroísmo, de verde a verde pardoso. También se presentan óxidos de Fe y Ti, titanita, apatita y zircón. El tamaño de la apatita es notable comparado con los otros cuerpos plutónicos estudiados, y llega hasta 2.5 mm. Se destaca la muestra CON-284, tomada cerca de Ometepec, por mostrar una foliación ligera, por lo que la biotita en particular está deformada. En áreas adyacentes hacia el oriente, la deformación en las rocas plutónicas oligocénicas cerca de la costa pacífica ha sido interpretada como producto del emplazamiento del magma en las rocas metamórficas (Hernández-Bernal, 1995).

La Tabla 1a contiene edades de cristalización y enfriamiento de rocas plutónicas no deformadas del Paleógeno del occidente de Oaxaca así como de la zona entre Acapulco y Pochutla que se incluyeron para fines comparativos. En este estudio se obtuvo una edad K-Ar de enfriamiento de 25.5 ± 0.7 Ma en biotita, de un granito (CON-53) (Tabla 1a) del batolito La Muralla al norte de Santa María Zacatepec (Figura 5b). De una localidad muy cercana a Santa María Zacatepec, Guerrero-García y Herrero-Bervera (1993) publicaron una edad similar para una granodiorita: una isócrona Rb-Sr en biotita-roca total de 25 ± 1 Ma. Existen otras edades de enfriamiento y de cristalización para las rocas plutónicas del área investigada y zonas aledañas. Hernández-Bernal y Morán-Zenteno (1996) presentaron varias edades de enfriamiento K-Ar en biotita y hornblenda (Tabla 1a) que son de occidente a oriente, 27.7 ± 0.7 Ma al SE de Pinotepa Nacional, 29.9 ± 1.1 y 27.7 ± 1.0 Ma en la zona de Jamiltepec, y 24.4 Ma entre Jamiltepec y San José del Progreso (Figura 5b). Herrmann *et al.* (1994) obtuvieron una edad U-Pb de cristalización en zircones de 30 Ma en una granodiorita dentro del área de estudio, al nororiente de San Pedro Amuzgos y, al oriente del área investigada, reportaron otra de 28 Ma para una tonalita entre Jamiltepec y San José del Progreso (Figura 5b).

Si comparamos las edades obtenidas para las rocas volcánicas del área investigada (~33 - 29 Ma) con las edades de cristalización disponibles para las rocas plutónicas (30 y 28 Ma) la actividad magmática en el cinturón plutónico coincidió en el tiempo por lo menos con la parte final de la actividad volcánica.

Capítulo 4. Marco tectónico

En un estudio de reconocimiento de las estructuras geológicas principales del área de trabajo, enfocado esencialmente al sector norte de la zona de rocas volcánicas, se identificaron y caracterizaron las fallas y lineamientos mayores que cortan las unidades clásticas y volcánicas del Paleógeno y las rocas subyacentes, así como la deformación que pueden presentar, y se interpretó la sucesión relativa de los eventos. Aunque el trabajo estructural no constituyó la parte fundamental de esta tesis, se consideró importante incluirlo por varias razones. (1) Varias de las estructuras representan lineamientos antiguos que fueron reactivados durante el Cenozoico. (2) En varias localidades se apreció que los cuerpos hipabisales del Paleógeno están alineados a lo largo de estructuras pre-cenozoicas, sugiriendo que éstas controlaron en gran parte el ascenso de magmas. (3) Se estudió una estructura geológica importante con una zona de cizalla ancha (falla Río Salado, ver Capítulo 4.2.2.) en el sector occidental de la zona volcánica para determinar si afectó las rocas continentales del Paleógeno. (4) Por otra parte, se consideró importante indagar sobre el ambiente de depósito de las sucesiones continentales del Paleógeno. Estos depósitos se acumularon en cuencas de orientación NNW-SSE, que estaban delimitadas por altos topográficos de rocas paleozoicas y/o pliegues laramídicos en rocas mesozoicas. Las cuencas se pueden considerar esencialmente de carácter intermontano, sin embargo, en ciertas zonas se presentan lineamientos en los límites de la cuenca y, en algunos casos, aparentemente corresponden a estructuras tectónicas (Martiny *et al.*, 2002; Santa María-Díaz *et al.*, 2005).

La zona principal de acumulación de las sucesiones continentales del Paleógeno se extiende desde el norte de Huajuapán de León hacia al oriente de Yanhuítlán, y hasta Tlaxiaco en el sur; tiene dimensiones de aproximadamente 120 km de largo y 50 km de ancho en su parte más extensa (Figura 10). La cuenca se bifurca en la parte central por el anticlinorio de Teposcolula. Hacia el suroccidente de Tlaxiaco, en las áreas de Santa María Cuquila y Laguna de Guadalupe, se encuentran otras dos depresiones de dimensiones menores con un relleno de rocas clásticas y volcánicas. A poca distancia al sur de Laguna de Guadalupe, cerca de lo que generalmente se considera el límite sur del terreno Mixteco con el terreno Xolapa, están expuestas rocas plutónicas del Oligoceno temprano.

Las fallas principales se identifican con claridad en fotografías aéreas y en el campo aunque, en algunos casos, se infieren estructuras por la presencia de ciertos rasgos distintivos como, por ejemplo, cambios importantes en la estratigrafía o la presencia de varios cuerpos ígneos alineados. Se realizó un análisis de algunas de las estructuras más importantes, que se incluyen en las figuras 11, 12 y 13, y se infirió la dirección del movimiento de estas por medio de indicadores cinemáticos sobre los planos de falla. Las

4. Marco tectónico

rocas cretácicas presentan varias estructuras de acortamiento y han sido cartografiados previamente por Ferrusquía-Villafranca (1976), INEGI (1984), Meneses-Rocha *et al.* (1994) y González-Ramos *et al.* (2000). Antes de las observaciones realizadas sobre las estructuras geológicas en las rocas volcánicas del Paleógeno, se presenta una descripción de algunas estructuras antiguas relacionadas con el magmatismo del Paleógeno y otras estructuras geológicas anteriores al evento magmático.

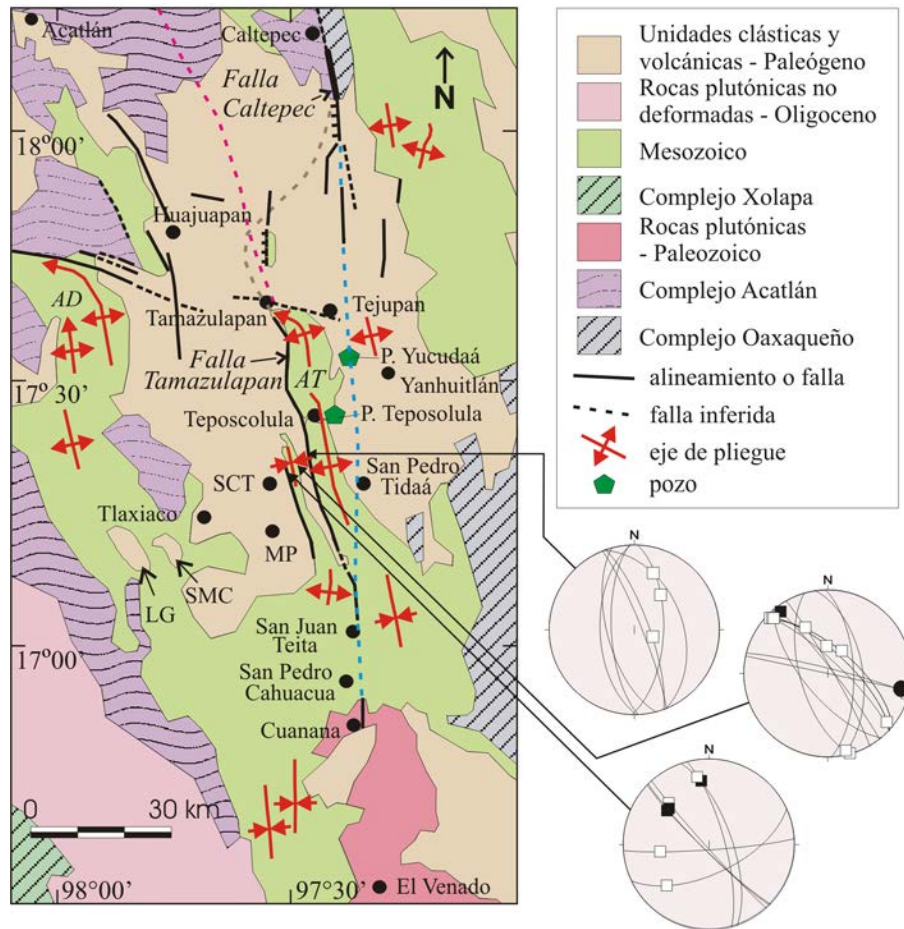


Figura 10. Figura que muestra la distribución general de las unidades continentales del Paleógeno, que ocupan una depresión limitada por altos topográficos formados por rocas mesozoicas y paleozoicas. AD = anticlinorio de Diquiyu, AT = anticlinorio de Teposcolula, SCT = Santa Catarina Tayata, MP = Magdalena Peñasco, SMC = Santa María Cuquila, LG = Laguna de Guadalupe. Prolongación de la zona de falla de Caltepec, tomado de Elías-Herrera y *et al.* (2005) (línea discontinua de color azul). La traza de la falla Tamazulapán fue tomada de González-Ramos *et al.* (2000), y las trazas inferidas de la prolongación hacia el norte de dicha falla fueron tomadas de González-Ramos *et al.* (2000) (línea discontinua de color pardo) y López-Ticha (1985) (línea discontinua de color rojo). Diagramas estereográficos (proyección Schmidt, hemisferio inferior) de los planos de falla con estrías: cuadro negro=indicador cinemático de desplazamiento lateral izquierdo, círculo negro=lateral derecho, cuadro blanco=sin indicador cinemático.

4.1. Algunas estructuras antiguas reactivadas durante el Cenozoico

4.1.1. Falla de Caltepec

La falla de Caltepec está expuesta al noreste del área de estudio (figuras 10 y 13) y, como se mencionó anteriormente, es una estructura de escala regional con orientación NNW, que representa el límite tectónico entre los basamentos de edad paleozoica (Complejo Acatlán) y precámbrica (Complejo Oaxaqueño). Esta falla se considera la manifestación de un evento tectónico que llegó a grandes profundidades en la corteza, y se interpreta como una falla transpresional derecha del Pérmico Temprano, relacionada con la yuxtaposición de los basamentos cristalinos durante la consolidación de Pangea (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera *et al.*, 2005). Estos autores consideran que la falla de Caltepec continúa aproximadamente 150 km hacia el sur, hasta el área de Cuanana (Figura 10) cerca del límite con el terreno Xolapa, donde se observan milonitas en un plutón de orientación N-S con cizallamiento derecho, que es “consistente con la deformación dúctil de la falla de Caltepec” (Vega-Carrillo *et al.*, 1998).

Hacia el nororiente del área de estudio (al NNE de Tamazulapan), donde está expuesta la zona de deformación de la falla de Caltepec, el extremo sur de esta falla está cubierta por rocas clásticas y volcánicas del Paleógeno (Figura 10). En las rocas del Paleógeno, la presencia de lineamientos y fallas, y de cuerpos hipabisales y diques emplazados a lo largo de algunos de los lineamientos, todos con la misma orientación general que la zona de falla de Caltepec, indican la reactivación de esta zona de debilidad durante el Cenozoico (Martiny *et al.*, 2002; 2003). Estos rasgos de deformación en rocas del Paleógeno se extienden en un área amplia al sur este sector de la falla de Caltepec, aunque las rocas del Paleógeno son más intensamente deformadas en la zona ubicada inmediatamente hacia el sur de la franja milonítica. Esto de acuerdo con las observaciones de Elías-Herrera *et al.* (2005), quienes han observado estructuras frágiles en la Toba Llano de Lobos y la Andesita Yucudaac en el área de Tlapiltepec-Tejupan (al E- ENE de Tamazulapan) (Figura 13), con desplazamientos verticales y un componente lateral importante, asociadas al plegamiento de las rocas volcaniclásticas. Estos autores interpretan las estructuras como evidencia de reactivación de la zona de falla de Caltepec durante el Neógeno, e infieren la prolongación de la zona de falla de Caltepec hacia el sur, al oriente del anticlinorio de Teposcolula (Figura 10). Adelante, en el inciso sobre estructuras norte-sur, se presenta una descripción breve de algunas estructuras en las rocas del Paleógeno, encontradas durante este estudio, consideradas evidencia de la reactivación de la falla de Caltepec.

4. Marco tectónico

Actualmente, existen algunas diferencias con respecto a la ubicación de la traza inferida de la prolongación hacia el sur de la zona de falla de Caltepec. Las distintas interpretaciones de la posición de la prolongación de la falla de Caltepec se han basado principalmente en rasgos de superficie, pero la traza está cubierta por rocas continentales del Paleógeno, lo que dificulta ubicarla. Los geólogos de PEMEX han cartografiado una falla al occidente del anticlinorio Teposcolula, de orientación NNW 20°, 100 km de largo, denominada la falla Tamazulapan, alineada burdamente con la falla de Caltepec, y consideran que debe constituir el límite entre los terrenos Mixteco y Oaxaqueño por la presencia de rocas pre-cretácicas con una historia geológica diferente hacia el oriente y al occidente de la falla (López-Ticha, 1985; Meneses-Rocha *et al.*, 1994). La falla Tamazulapan también es considerada el límite entre los basamentos de edad paleozoico y precámbrico en la Carta Geológico-Minera de la Oaxaca del CRM (González-Ramos *et al.*, 2000), y por Santa María *et al.* (2005), quienes indican que al oriente y occidente de esta estructura existen diferencias fundamentales en la deformación cenozoica. Por otra parte, como se acaba de mencionar, Elías-Herrera *et al.* (2005) infieren la traza de la falla de Caltepec hacia el oriente del anticlinorio de Teposcolula (Figura 10) e indican que la falla Tamazulapan coincide con la prolongación de la falla de Caltepec únicamente en su porción sur, en el área de San Juan Teita al SE de Tlaxiaco (Figura 10). La interpretación de los geólogos de PEMEX, que la falla Tamazulapan representa la continuación hacia el sur de la falla de Caltepec, se basa en que en los pozos Yucudaá-1 y Teposcolula-1 (Figura 10), ubicados al oriente de dicha falla, existen contrastes en las rocas pre-cretácicas, y también en las del basamento. El basamento paleozoico aflora a ~25 km al occidente de la parte sur de la falla Tamazulapan (al noroccidente de Tlaxiaco) y las rocas jurásicas en esta área indican un ambiente de cuenca (cuenca de Tlaxiaco), indicando variaciones en la profundidad del basamento. Hacia el oriente de la falla Tamazalapan, el basamento precámbrico está expuesto en un afloramiento pequeño en el área de San Miguel Tecomatlán (Schlaepfer, 1970) (Figura 5a), a ~8 km hacia el suroccidente de Nochixtlán, aunque los afloramientos extensos del Complejo Oaxaqueño se encuentran a ~40 km hacia el oriente. López-Ticha (1985) consideró que esta región, hacia el oriente de la falla Tamazulapan, era una zona continental por la presencia de lechos rojos del Jurásico, mientras que hacia el occidente era una cuenca. Estos autores reportan la presencia de un cuerpo granodiorítico de edad pérmica en el fondo del pozo Yucudaá-1 que interpretaron como un cuerpo emplazado dentro del Complejo Oaxaqueño. Sin embargo, la presencia de este cuerpo y varios otros afloramientos de rocas intrusivas pérmicas, burdamente alineadas en dirección NNW, sugieren una zona de sutura entre los terrenos Mixteco y Oaxaqueño, de edad similar al granito Cozahuico descrito por Elías-Herrera *et al.* (2005). En este

contexto, los cuerpos pérmicos representarían el límite entre los dos terrenos, y la prolongación hacia el sur de la falla de Caltepec se ubicaría hacia el oriente del anticlinorio Teposcolula. Esta hipótesis fue presentada anteriormente por Grajales-Nishimura (1991), basada en varias edades pérmicas y estudios de magnetometría que definen una franja magmática entre San Pedro Juchatengo y Caltepec. Además del cuerpo de granodiorita encontrado en el pozo Yucudaá-1, las edades del Pérmico incluyen una protomilonita granítica de San Pedro Tidaá (edad K-Ar de 241 ± 19 en biotita), una granodiorita de San Pedro Cahuacua (edad de K-Ar de 259 ± 21 Ma en muscovita), una tonalita de El Venado (edad K-Ar de 284 ± 5 Ma en hornblenda) y dioritas en San Cristobal Honduras (dos edades K-Ar en hornblenda de 236 ± 12 Ma, 244 ± 12 Ma (Murillo-Muñeton y Torres-Vargas, 1987) (ver figuras 5 y 10 para la ubicación de las poblaciones mencionadas). En este escenario, la falla Tamazulapan probablemente representa una estructura asociada a la zona de falla de Caltepec, ubicada al occidente de la prolongación de dicha falla, y la presencia de lineamientos de orientación general N-S en una zona ancha sugiere que la prolongación de la falla de Caltepec en las rocas Marco geológico regional cenozoicas no se expresa como un trazo discreto, sino una zona amplia de deformación.

Otra estructura de interés en las rocas cenozoicas hacia el sur de la zona de la falla de Caltepec es un pliegue de orientación NNW-SSE en las capas de la Formación Yanhuatlán entre Tamazulapan y Yanhuatlán. Esta es una estructura local que está restringida a una depresión al noroccidente de Yanhuatlán, cuyo eje coincide aproximadamente con una parte del Río Negro, y denominada el pliegue Río Negro (Figura 11). El pliegue presenta la misma tendencia general que el anticlinorio Teposcolula, una estructura laramídica, pero aparentemente no son contemporáneos, por presentar estilos diferentes de deformación. A lo largo de la carretera 190 (Figura 5a), entre Tamazulapan y Yanhuatlán, los estratos se encuentran en una posición vertical en la zona axial del pliegue y están afectados por una falla inversa con un desplazamiento menor. Sin embargo, alejándose de esta estructura, se observan basculamiento y pliegues suaves en la Formación Yanhuatlán, y en otras áreas los estratos están en una posición horizontal o subhorizontal. El hecho de que la Formación Yanhuatlán, una sucesión de carácter dúctil y poca resistencia mecánica, presenta mayor deformación en las cercanías del Río Negro, comparado con áreas colindantes, sugiere que otro factor jugó un papel en su formación. Se considera que éste probablemente fue un desplazamiento vertical en el basamento que provocó el desarrollo de un pliegue de propagación de falla (tipo drape) como, por ejemplo, las estructuras asociadas al sistema de Falla San Marcos en Coahuila que se desarrollaron durante la deformación laramídica (Chávez-Cabello *et al.*, 2005; Bolaños-Rodríguez, 2006). Esta interpretación implica que

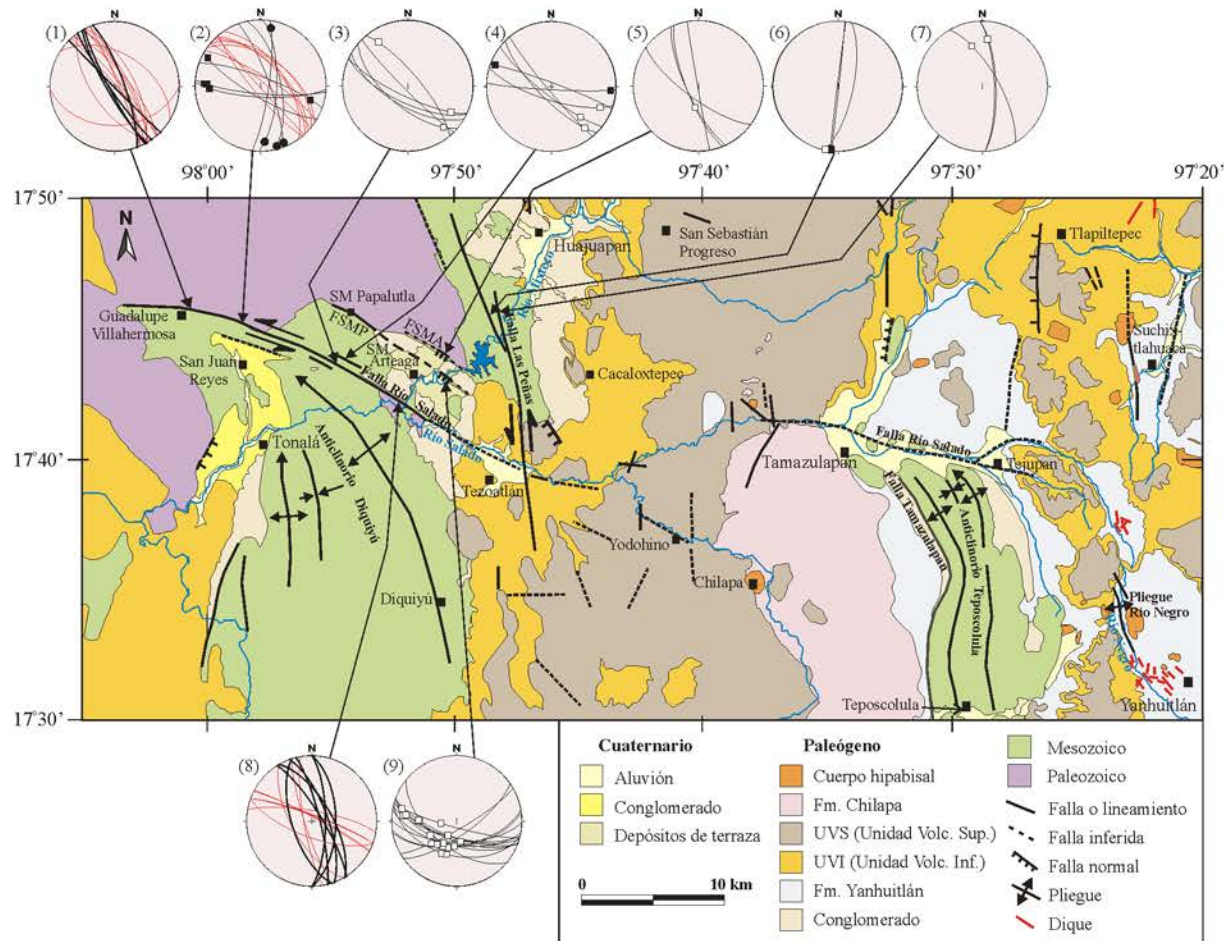


Figure 11. Mapa geológico-estructural del sector central norte del área de estudio. FSMP=falla San Miguel Papalutla, FSMA=falla San Marcos Arteaga. Diagramas estereográficos (proyección Schmidt, hemisferio inferior): línea negra=plano de falla con estría (cuadro negro=indicador cinemático de desplazamiento lateral izquierdo, círculo negro=lateral derecho, cuadro blanco=sin indicador cinemático), línea negra gruesa=foliación dentro de la zona de cizalla, línea roja=plano definido por los ejes mayor y medio de los clastos tectónicos. Diques del área de Yanhuatlán tomados de Ferrusquía-Villafranca (1976).

el pliegue Río Negro está relacionado a la reactivación de la falla de Caltepec. La presencia de desplazamientos verticales en el basamento de la región Mixteca ha sido sugerida anteriormente por Ferrusquía-Villafranca (1976).

4.1.2. *Falla Petlalcingo-Huajuapan*

Entre Huajuapan y Petlalcingo (Figura 12), se observa un lineamiento de rumbo N30W con rocas del basamento paleozoico al lado nororiental y, al lado suroccidental, un homoclinal en rocas cretácicas que buzan al nororiente. Aunque en el campo no existe evidencia directa de una estructura, en un trabajo previo (Caballero-Miranda, 1990) se infirió una falla normal post-Turoniano, posiblemente de la parte inferior del Paleógeno, que estos autores designaron la falla Petlalcingo-Chila, con el bloque caído hacia el suroccidente, que se extiende desde el noroccidente de Petlalcingo hasta el suroriente de Chila. La falla fue inferida con base en la naturaleza rectilínea del contacto, la inclinación de los estratos de edad cretácica, la presencia de rocas paleozoicas al nororiente, y la distribución linear de cuerpos hipabisales y productos volcánicos aislados en el área. En la Carta Geológico-Minera de Orizaba del Consejo de Recursos Minerales (Martínez-Amador *et al.*, 2001), cartografiaron una falla normal al noroccidente de Petlalcingo, denominado la falla Petlalcingo, pero con el bloque caído hacia el nororiente.

En este estudio se han cartografiado (Figura 12) varios cuerpos hipabisales adicionales a lo largo de este lineamiento que han sido fechados del Oligoceno temprano (Martiny *et al.*, 2000a; Galina-Hidalgo *et al.*, 2003). Lo anterior sugiere que la falla inferida es más larga de lo que habían considerado en trabajos anteriores y puede llegar a ~35 km de largo, extendiéndose desde Petlalcingo en el NW hasta Huajuapan en el SE. Considerando que la estructura aparentemente se prolonga hasta Huajuapan, se denomina aquí la falla Petlalcingo-Huajuapan. La presencia del lineamiento de cuerpos hipabisales sugiere una zona de debilidad y un control estructural que facilitó el ascenso de los magmas durante el Oligoceno temprano. Durante el Paleógeno, la acumulación de conglomerados, con clastos derivados principalmente del bloque cretácico levantado, y material volcánico ocultaron la traza de esta falla inferida.

Hacia el suroeste, otro lineamiento, subparalelo a la falla Petlalcingo-Huajuapan, se extiende entre Chilixtlahuaca y Saucitlán, en el contacto entre el Complejo Acatlán y depósitos continentales del Jurásico Medio (Formación Tecamazúchil) (Figura 12). Caballero-Miranda (1990) interpretó el lineamiento como una posible falla de crecimiento, singenético con el depósito de la Formación Tecamazúchil, basado en que es un rasgo rectilíneo a lo largo de lo cual se encuentran varios cuerpos hipabisales. Hay fechamientos

4. Marco tectónico

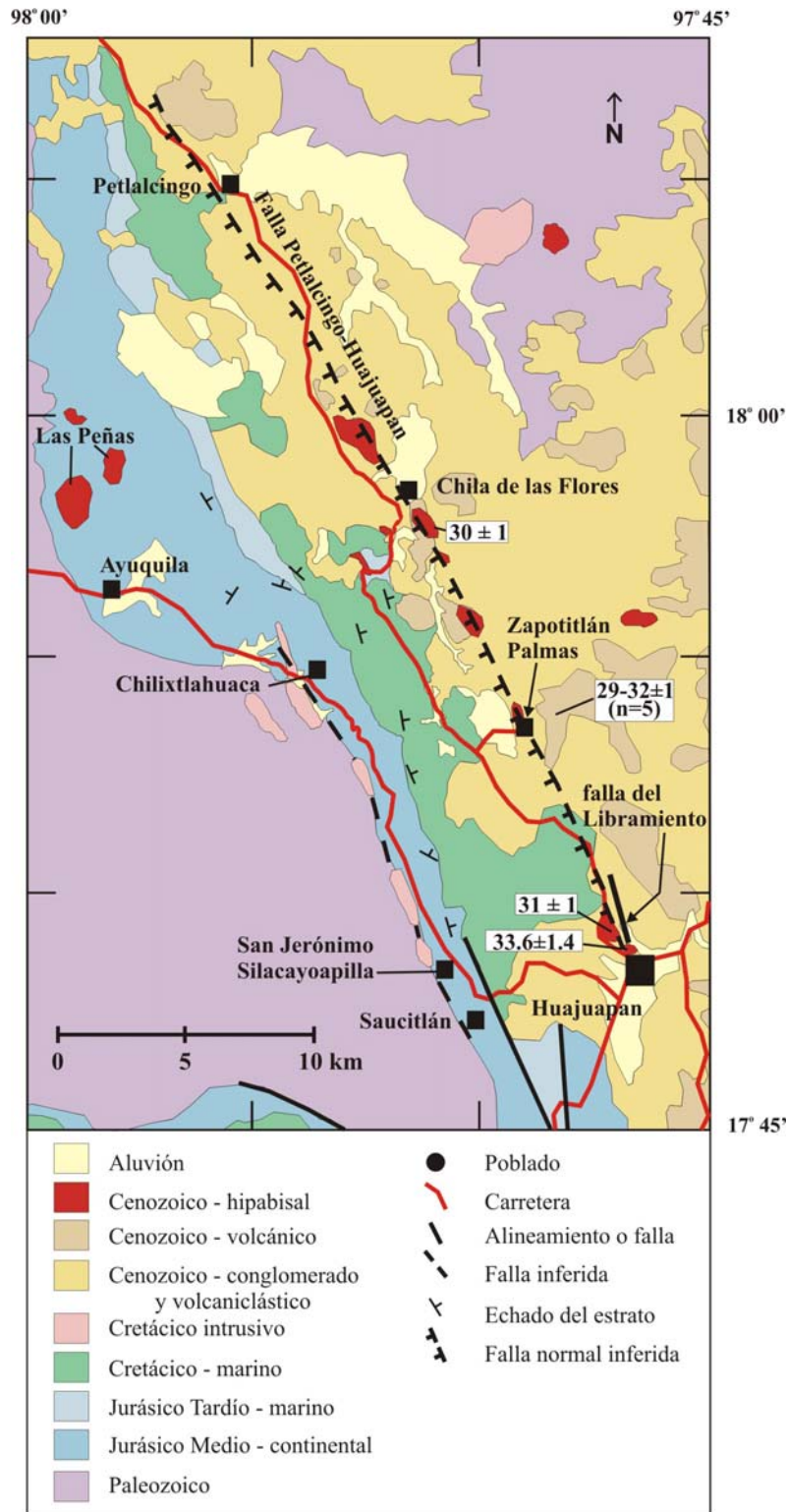


Figura 12. Mapa geológico del área de Petlalcingo-Huajuapán, con los rasgos estructurales principales. Edades de los cuerpos hipabisales de Galina-Hidalgo (1996), Galina-Hidalgo *et al.* (2003), y Martiny *et al.* (2000a) (ver Tabla 1a). Geología modificada de Caballero-Miranda (1990).

para algunos cuerpos entre Chilixtlahuaca y San Jerónimo Silacayoapilla. Ruiz-Castellanos intentó fechar el intrusito Chilixtlahuaca por Rb-Sr pero el contenido bajo de Rb y el contenido alto de Sr no permitió obtener una edad, sin embargo, observó que este cuerpo corta rocas del Jurásico Medio pero no del Cretácico Inferior, por lo consideró que la edad de este cuerpo queda entre 150 y 110 Ma. Posteriormente, se obtuvieron edades K-Ar de la parte temprana del Cretácico Temprano (130 – 127 Ma) para algunos cuerpos entre Chilixtlahuaca y San Jerónimo Silacayoapilla (Galina-Hidalgo, 1996; Galina-Hidalgo *et al.*, 2003), y otra edad un poco más joven (103 Ma) que sugiere actividad magmática recurrente a lo largo del lineamiento. Actualmente, no hay fechamientos post-cretácicos para los cuerpos alineados a lo largo de este rasgo, aunque la morfología de los cuerpos hipabisales de las peñas de Ayuquila (Figura 7d), en la prolongación norte del lineamiento (Figura 12), sugiere que es un cuello volcánico del Paleógeno, contemporáneo con el pulso volcánico principal en la región. Es interesante notar que, en el área entre Petlalcingo-Huajuapán y Chilixtlahuaca-Saucitlán, afloran sedimentos mesozoicos en un corredor alargado limitado por altos del basamento paleozoico, que probablemente corresponde a una fosa tectónica antigua alargada que existió al menos desde el Jurásico Tardío.

4.2. Acortamiento antes del inicio de la actividad volcánica del Oligoceno temprano

4.2.1. Anticlinorios Diquiyú y Teposcolula

Antes del magmatismo del Oligoceno temprano, se plegaron las rocas sedimentarias del Mesozoico (INEGI, 1984; González-Ramos *et al.*, 2000) durante un evento de deformación por acortamiento E-W que ha sido considerado la Orogenia Laramídica por la similitud en edad y orientación a este evento al norte de la Faja Volcánica Transmexicana. La deformación Laramídica ha sido reconocida anteriormente en el área de estudio por López-Ticha (1985), Meneses-Rocha *et al.* (1994) y Cerca *et al.* (2007). Aunque este evento no afectó las rocas volcánicas del Oligoceno temprano, es importante considerarlo para entender mejor el régimen tectónico pre-volcánico en esta región, y porque los pliegues desarrollados determinaron en parte la geometría de la cuenca donde se acumularon las rocas continentales post-laramídicas.

Las estructuras principales de edad laramídica en el área son los anticlinorios de Diquiyú y Teposcolula, ubicados al suroeste de Huajuapán y al sureste de Tamazulapán, respectivamente (figuras 10 y 11). Los ejes de los dos anticlinorios tienen una orientación N-S a NNW, y buzan al norte. Las edades de las rocas deformadas y no deformadas proporcionan un cierto control temporal sobre el acortamiento en esta región, aunque no muy preciso. La mayor parte de las rocas en los dos anticlinorios son rocas sedimentarias marinas, depositadas en una cuenca extensa (cuenca de Tlaxiaco) durante el Jurásico y

4. Marco tectónico

Cretácico. En el anticlinorio de Diquiyú, la unidad más joven afectada por la deformación es la Caliza Teposcolula (considerada Albiano-Turoniano en el área cercana de Petlalcingo; Caballero–Miranda 1990). El anticlinorio de Teposcolula está constituido principalmente por caliza de la Caliza Teposcolula (considerada Albiano-Coniaciano en esta zona; Ferrusquía-Villafranca, 1976), aunque la unidad deformada más joven corresponde a rocas siliciclásticas de la Formación Yucunama (Santoniano-Maastrichtiano). El cambio radical en el tipo de sedimentación entre la caliza y las rocas siliciclásticas probablemente indica el inicio de la deformación. La Formación Yucunama tiene una litología similar en varios aspectos a la Formación Mezcala de la plataforma Guerrero-Morelos, y la Formación Tecamalucan del área de Tehuacán, y las tres unidades son por lo menos parcialmente equivalente en edad. Las formaciones Mezcala y Tecamalucan generalmente se consideran sintectónicas y asociadas con la deformación Laramide (*e.g.* Fries 1960, Lang y Frerichs 1998; y Alzaga y Santamaría 1988, en Eguiza-Castro, 2001, respectivamente). En el contexto de que la Formación Yucunama también es sintectónica, su edad indica que en el área de estudio la Orogenia Laramídica inició por lo menos en el Maastrichtiano, o posiblemente antes. Los conglomerados Huajuapán y Tamazulapán, cubren en discordancia angular a las rocas del Mesozoico (Caliza Teposcolula y Formación Yucunama), y en general no presentan rasgos de plegamiento orogénico. La Formación Yanhuatlán en general presenta una deformación leve cuya edad no está bien constreñida. Como se indicó en el Capítulo 3, actualmente no existen fechamientos confiables para la Formación Yanhuatlán, pero las edades obtenidas para un cuerpo hipabisal no deformado emplazado en esta formación (43 ± 1.2 y 40.5 ± 1.7 Ma, tablas 1a y b) establecen una edad mínima para la deformación laramídica, e indican que el acortamiento terminó antes del Eoceno medio.

En otros sectores de la SMS la deformación laramídica abarcó un periodo similar. Cerca *et al.* (2004; 2007) consideran que la deformación abarca desde el Coniaciano hasta la parte más temprana del Paleoceno en la plataforma Guerrero Morelos, seguido en el Paleoceno – Eoceno temprano por una etapa transpresional de plegamiento suave, fallamiento lateral izquierdo, y rotación antihoraria de estructuras formadas durante el acortamiento (Cerca *et al.*, 2007). Hacia el oriente, en el valle de Tehuacán, ha sido constreñida al Cretácico Tardío y finales del Paleoceno principios del Eoceno temprano (Dávalos-Álvarez, 2006). En un análisis de los eventos de deformación en el sector oriental de la SMS, Nieto-Samaniego *et al.* (2006) documentan que la orogenia inició en el Cretácico Tardío en la plataforma Guerrero-Morelos y terminó en la cuenca de Veracruz en el Eoceno medio (Mossman y Viniegra, 1976), indicando una migración del occidente al oriente.

Es interesante hacer notar que se observan varios lineamientos de orientación general norte-sur cerca del límite entre las rocas continentales del Paleógeno y los pliegues laramídicos en las rocas calcáreas mesozoicas y, en varios sitios, se identificaron planos de falla, también de orientación general norte-sur con estrías que indican un componente vertical y, a veces, lateral (Figura 10, diagramas estereográficos). En una localidad, los planos de falla presentan indicadores cinemáticos de desplazamiento vertical (dip slip) en una primera etapa, y desplazamiento lateral posterior. La presencia de dos etapas de desplazamiento también fue reconocida en otros sitios cercanos, en planos de fallas menores. Generalmente no fue posible, por lo limitado de las exposiciones, establecer las relaciones cronológicas y variabilidad cinemática de las fallas. Por otra parte, a lo largo de un lineamiento al sur de Teposcolula y en el flanco occidental de un pliegue (Figura 10), las relaciones estratigráficas y la inclinación hacia el oriente en las rocas clásticas del Paleógeno sugieren la presencia de una falla lítrica de orientación NNW en el contacto entre las rocas clásticas y rocas mesozoicas. Se observó un cuerpo hipabisal emplazado en el límite entre las rocas mesozoicas y la cuenca cenozoica, lo que sugiere que este lineamiento sirvió como plano de debilidad por donde ascendieron los magmas durante el Paleógeno, como en el caso de la falla Petlalcingo-Huajuapán.

Cabe mencionar que en algunos trabajos han propuesto una historia larga para las estructuras en la cuenca de Tlaxiaco. Morán-Zenteno *et al.* (1993) sugieren, para finales del Jurásico Inferior-principios del Jurásico Medio, un régimen tectónico de horsts y grabens, con reactivación posterior de las fallas normales. En otro estudio, Meneses-Rocha *et al.* (1994) propusieron que las estructuras en la cuenca de Tlaxiaco presentan varias fases de reactivación, lo que podría explicar los desniveles en el basamento que aflora en algunas zonas, mientras que a poca distancia está sepultado por grandes espesores de cobertura mesozoica. Las fases propuestas por Meneses-Rocha *et al.* (1994) son: (1) fallamiento normal en una fase distensiva en el Triásico Tardío – Jurásico Temprano posiblemente relacionado a un rift intracontinental (Salvador, 1987), (2) una fase compresiva en la parte más tardía del Jurásico y, (3) inversión estructural durante la Orogenia Laramídica. En la inversión estructural (Lowell, 1974; 1995), la compresión tangencial en una región previamente sujeta a fallamiento normal produce la inversión del desplazamiento en las fallas normales preexistentes. En la interpretación de Meneses-Rocha *et al.* (1994), durante el acortamiento (Orogenia Laramídica) la reactivación de las fallas normales preexistentes (*e.g.* falla Tamazulapán) generó fallas inversas y desplazamiento casi vertical que fue restringido a la parte superior de los bloques mesozoicos fallados. La observación de fallas y brechas en los flancos de los pliegues mesozoicos es consistente con la hipótesis de la reactivación de fallas antiguas de orientación norte-sur, aunque hasta el momento no se

4. Marco tectónico

puede comprobar, pero en este escenario, el proceso probablemente impulsó el desarrollo de cuencas en zonas que flanqueaban los levantamientos laramídicos donde, posteriormente, se acumularon los depósitos continentales durante el Cenozoico.

4.2.2. Falla Río Salado

Antes del inicio de la actividad volcánica en el Oligoceno temprano, los ejes de los anticlinorios Diquiyú y Teposcolula, en su límite norte, fueron arrastrados hacia el occidente, produciendo una flexión en los ejes que es claramente visible en la imagen de satélite. El anticlinorio de Diquiyú está limitado en el norte por un lineamiento de orientación WNW a W, lo que sugiere que la flexión del eje fue por fallamiento lateral sinistral (Figura 11). Este lineamiento, denominado la falla Río Salado (Martiny *et al.*, 2002), es una zona de cizalla ancha que afecta el esquisto del Paleozoico (Formación Cosoltepec), así como caliza y caliza arcillosa del Mesozoico. Hacia el norte del anticlinorio de Teposcolula, ubicado a ~40 km al oriente, las rocas clásticas y volcánicas del Paleógeno y el aluvión (Figura 11) cubren todos los rasgos de la zona de cizalla. Dado la similitud en la orientación y el tipo de deformación se infiere que forma parte del sistema Río Salado. Es difícil estimar el desplazamiento de la falla Río Salado porque los ejes de los pliegues no están cortados por la falla, pero podría ser entre varios cientos de metros y un máximo de 10 km, basado en la posición de los ejes.

Al norte del anticlinorio Diquiyú, la zona de cizalla de la falla Río Salado es subvertical y se extiende por más de 20 km, desde la zona ubicada al nor-noroccidente de Tezoatlán, donde su orientación es de WNW, hasta al norte de San Juan Reyes y Guadalupe Villahermosa en el occidente, donde adquiere una orientación este-oeste (Figura 11). El cambio en orientación de WNW a E-W coincide con el afloramiento de un bloque extenso del basamento hacia el norte de la falla, sugiriendo que la presencia de un bloque rígido cristalino pudo haber tenido un control sobre la orientación de la zona de falla. Se observa una deformación progresiva en la zona de cizalla, con mayor deformación en algunos sectores, y menos deformación en otros. En la zona de cizalla que afecta a la roca metamórfica, la salbanda es dominante pero dentro de la salbanda se encuentran numerosos clastos tectónicos (Figura 7f) cuya forma es entre oblada y prolada. Los clastos tectónico consisten principalmente de cuarzo policristalino con extinción ondulante, con características de procesos de deformación cristal-plástica: bordes suturados, desarrollo de subgranos o reducción de tamaño de grano, granos alargados con una orientación preferencial, y estructura de “cobija” (core mantle structure) en granos de cuarzo con un núcleo sano rodeado por una corona o “cobija” de granos pequeños de cuarzo recristalizado. La mica blanca es abundante en los clastos y también muestra evidencia de

deformación plástica; se encuentra “trenzada” alrededor de granos de material más competente, generalmente el cuarzo. También se presenta plagioclasa en los clastos tectónicos, pero es mucho menos abundante que el cuarzo; el feldespato es más competente que el cuarzo y no está tan deformado. En la clasificación de texturas de rocas en zonas de falla de Sibson (1977) las características de la zona de cizalla de la falla Río Salado corresponden a una filonita.

Las rocas calcáreas mesozoicas en la zona de falla tienen un comportamiento mecánico distinto. La zona de cizalla se caracteriza por espejos de falla subverticales con estrías indicando desplazamiento lateral y, en algunas zonas, deformación por flujo, con elongación y adelgazamiento de los estratos paralelo a la falla. A continuación se presentan detalles de la zona de deformación de la falla Río Salado en algunas localidades.

Entre San Marcos Arteaga y Tezoatlán (Figura 11) la falla Río Salado está expuesta en los esquistos del Complejo Acatlán en un área que comprende varias zonas de cizalla intensa situadas entre otras zonas menos deformadas, con un ancho total de aproximadamente 150 m. La zona principal de cizalla tiene ~50 m de espesor. Hacia el oriente de esta localidad, la zona de cizalla ya no aflora porque está cortada por, y coincide con, el cauce del Río Salado. En otra localidad cercana, al SSW de San Marcos Arteaga, la zona de cizalla también afecta el Complejo Acatlán, y la zona de deformación tiene un ancho similar. Se presentan clastos tectónicos orientados que alcanzan hasta 30 cm de largo, aunque la mayoría tienen un eje mayor de 15 - 20 cm. Algunos de los clastos tectónicos muestran evidencia de rotación por la presencia de estrías en todas sus paredes (Figura 7f). En los clastos tectónicos, la orientación general del plano definido por los ejes largo e intermedio varía de N10W a N80W, pero predominan orientaciones de ~N70W. La foliación dentro de la zona de cizalla es variable, generalmente entre norte-sur y ~N30W (Figura 11, diagrama estereográfico 8). En estos dos sitios, la zona de cizalla tiene una orientación general N70W.

Hacia el occidente de San Marcos Arteaga, la zona de la falla Río Salado pone en contacto caliza margosa que contiene amonitas del Neocomiano con caliza masiva del Albiano-Cenomaniano. Se presenta una zona de deformación con un ancho estimado de ~80 m, franjas de salbanda de hasta 1 metro de ancho, y las orientaciones de los planos de falla medidos varían entre N40W y N65W (Figura 11, diagrama estereográfico 3). Una falla cercana de ~3 m de ancho con una orientación similar (Figura 11, diagrama estereográfico 4) es paralela y se considera una estructura asociada al sistema Río Salado. Esta falla es lateral con indicadores cinemáticas de desplazamiento sinistral.

Hacia el norte de Tonalá, la zona de cizalla de la falla Río Salado corta el Complejo Acatlán y un paquete de rocas calcáreas que incluye caliza, calcarenita, caliza margosa,

4. Marco tectónico

menor cantidad de arenisca y lodolita calcárea y escasos lentes de conglomerado. Algunos de los estratos contienen fósiles (*e.g.* pelecípodos, corales). Caballero-Miranda (1990) consideró este paquete como la Unidad San Miguel Papalutla del Cretácico Inferior. Las rocas mesozoicas presentan planos de falla (Figura 11, diagrama estereográfico 2) con indicadores de desplazamiento lateral izquierdo (~N85W) (relleno mineral, material arrastrado) y derecho (N20W a N08E). En el basamento paleozoico la deformación es compleja y la foliación dentro de la zona de cizalla está plegada. Se presentan clastos tectónicos (generalmente de 7 a 10 cm de largo, pero algunos llegan a 30 cm o más de largo) paralelos a la foliación, con una orientación dominante entre N40W y N60W (Figura 11, diagrama estereográfico 2). También se observa un dique intermedio subvertical de 70 cm de ancho, de orientación N78W con 75° de inclinación emplazado en la zona de cizalla. La zona de deformación en el Complejo Acatlán y las rocas del Mesozoico tiene un ancho estimado total de ~150 m, aunque continua más hacia el sur en las rocas calcáreas donde se vuelve menos penetrante.

Al norte de Guadalupe Villahermosa, la zona de cizalla tiene ~30 m de ancho, una orientación E-W (Figura 11, diagrama estereográfico 1). En esta zona afecta al Complejo Acatlán cerca del contacto con caliza margosa arenosa del Cretácico Inferior. Se presentan clastos tectónicos que miden hasta 22 cm de largo, aunque generalmente el eje largo varía de 10 a 15 cm, y la orientación de la mayoría se encuentra entre N23W y N42W (plano definido por los ejes mayor e intermedio). La orientación de la foliación dentro de la zona de cizalla varía entre ~N45W y N30W.

Hacia el sur de San Marcos Arteaga, a lo largo del Río Mixteco, aflora caliza mesozoica con planos de falla subverticales expresados en paredes de hasta 15 m de alto con dirección ~S70W y estrías subhorizontales con indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral derecho. La orientación de este plano es consistente con un sistema de fallas conjugadas antitéticas de la falla Río Salado.

Es importante enfatizar que los anticlinorios Diquiyú y Teposcolula no están cortados por la falla Río Salado. En las fotografías aéreas se observa claramente que el anticlinorio de Diquiyú presenta una deflexión que tiende a ser paralela a la falla Río Salado en su terminación al norte. Lo anterior es útil para constreñir en el tiempo el movimiento lateral sinistral a lo largo de esta falla, e implica que la falla Río Salado no tiene que ser necesariamente post-laramídica, como se había sugerido anteriormente. Al contrario, la evidencia sugiere que sucedió durante la Orogenia Laramídica, y que la flexión de los ejes de los anticlinorios está relacionado a la diferencia de competencia y, por lo tanto, deformación entre en las rocas en los dos lados de la falla Río Salado. En el área del anticlinorio de Diquiyú, el basamento (Complejo Acatlán) aflora como alto topográfico al

norte de la falla Río Salado, formando un bloque rígido. La ausencia de unidades marinas del Triásico-Jurásico Inferior en esta región sugiere que el basamento se encontraba erosionado y emergido cuando inició el desarrollo de la cuenca marina de Tlaxiaco hacia el sur (Morán-Zenteno *et al.*, 1993) y donde se acumuló un espesor importante de sedimentos sobre un bloque menos rígido. Meneses-Rocha *et al.* (1994) estimaron que la secuencia mesozoica en la cuenca tiene un espesor de ~6,000 m. Durante el acortamiento, la deformación se acomodó hacia el sur en el bloque menos rígido, correspondiente a la cuenca de Tlaxiaco, donde se plegaron los sedimentos y las terminaciones septentrionales de los ejes de los anticlinorios fueron arrastrados hacia el occidente. En las rocas mesozoicas sobre el bloque al norte de la zona de cizalla, la deformación fue mucho más leve y los echados de las capas no sugieren la prolongación del anticlinorio en esta zona. En el límite entre los dos bloques de competencia distinta se acomodó el desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la falla Río Salado.

Cabe mencionar que no se observa la prolongación de la zona de cizallamiento de la falla Río Salado a las rocas clásticas y volcánicas del Paleógeno, indicando que la deformación terminó antes de la acumulación de estas rocas. Sin embargo, existen ciertos lineamientos y estructuras menores en las rocas del Paleógeno, con la misma orientación que el sistema Río Salado que sugieren posiblemente un desplazamiento mínimo, pero no significativo, a lo largo de este sistema durante el Cenozoico.

Es importante señalar que la presencia de otras fallas laterales sinestrales de orientación NW en la región sugieren que la falla Río Salado forma parte de un sistema más regional. Meneses-Rocha *et al.* (1994) indican que el límite norte de los pliegues en la cuenca de Tlaxiaco “lo constituye un lineamiento que se extiende con orientación noroeste desde los alrededores de la Ciudad de Oaxaca, hasta el sur de Huajuapán”, y menciona que los geólogos de PEMEX describieron este lineamiento cerca de la Ciudad de Oaxaca, al que llamaron la falla Huitzo. Meneses-Rocha y colaboradores (1994) consideran que durante la deformación Laramide esta estructura funcionó como una falla lateral izquierda, y este movimiento pudo haber ocurrido a lo largo de una zona de debilidad antigua que había actuado antes como falla normal.

Otro punto interesante relacionado a la falla Río Salado es la presencia de otras estructuras subparalelas hacia el norte de esta falla (Figura 11). La similitud en orientación podría sugerir que forman parte del sistema Río Salado, sin embargo, hasta el momento no se ha encontrado evidencia de un componente importante de desplazamiento lateral izquierdo en estas estructuras, sino que de movimiento vertical y oblicua con el bloque caído hacia el sur. Una de las estructuras en esta área es una falla en el límite norte del valle de San Marcos Arteaga. Esta falla pone en contacto el basamento metamórfico

4. Marco tectónico

(Complejo Acatlán), que forma un alto topográfico hacia el norte, con rocas clásticas del Jurásico Medio aflorando hacia el sur de la falla. La falla es normal, tiene una orientación NW-NNW y una zona de deformación con rocas cataclásticas de aproximadamente ocho metros de ancho (Figura 11, diagrama estereográfico 5). En este trabajo se le denomina a esta estructura la falla San Marcos Arteaga. Otra estructura subparalela en esta área está ubicada en el contacto entre roca clástica continental del Jurásico y el basamento Paleozoico, tiene una orientación general N70W, una zona de brecha de 6 a 8 metros de ancho, y se le denomina la falla San Miguel Papalutla por pasar cerca del poblado de mismo nombre. Se infiere que esta falla se prolonga hacia el oriente hasta el valle de San Marcos Arteaga, donde se acumularon conglomerados, areniscas, y depósitos de terraza durante el Cenozoico. La prolongación de esta falla se observa hacia el oriente de San Marcos Arteaga, donde una falla normal (Figura 11, diagrama estereográfico 9) con el bloque caído hacia el sur, marca el contacto entre una secuencia calcárea arcillosa del Cretácico Inferior (Unidad San Miguel Papalutla – Caballero-Miranda, 1990) y una arenisca lítica calcárea considerada de edad post-laramidica y pre-volcánica por la presencia de líticos de caliza recristalizada y la ausencia de líticos de roca volcánica. Cabe mencionar que hacia el oriente de falla normal se observa un escarpe rectilíneo de aproximadamente 25 m de alto en conglomerado calcáreo del Paleógeno, que es sugestiva de una falla lateral, sin embargo, hasta el momento no han sido posible confirmarlo. Las fallas normales San Marcos Arteaga y San Miguel Papalutla cortan diferentes unidades y existen evidencia de que son antiguas, con actividad en diferentes tiempos, desde antes del Cretácico, con periodos de reactivación durante la evolución de la cuenca de Tlaxiaco y hasta el Cenozoico. El fallamiento normal en distintas posiciones hacia el sur del Complejo Acatlán favoreció la subsidencia y la acumulación de un espesor grande de sedimentos en la cuenca. Además de la presencia de los planos de falla con estrías oblicuas y verticales, el fallamiento normal está sugerido por la falta de continuidad estratigráfica, el límite sur rectilíneo del Complejo Acatlán, y el espesor considerable de sedimentos acumulados en la cuenca de Tlaxiaco.

4.3. Estructuras que afectan las rocas clásticas y volcánicas del Paleógeno

Las estructuras que cortan las sucesiones volcánicas del Oligoceno temprano son fallas frágiles con diferentes orientaciones y también relaciones de corte con unidades distintas. La orientación de los lineamientos principales generalmente varía de N a WNW pero, en un análisis cuidadoso de las estructuras, se aprecia un agrupamiento de los lineamientos N-S (fluctúan entre N y NNW) y otro grupo entre WNW y NW, siendo dominante el primero. Los lineamientos incluyen fallas y diques. El desplazamiento

característico en ambos grupos es esencialmente de tipo lateral izquierdo y, tomando en cuenta las diferencias en orientación y las relaciones angulares que muestran las estructuras, la actividad de los dos grupos no puede ser contemporánea. Se observan, además, fallas normales, con orientaciones N-S y NW. Por otra parte, han sido reportados algunos episodios de desplazamiento lateral derecho asociados al sistema de fallas NW (Santa María-Díaz *et al.*, 2004). Lo anterior sugiere que las rocas volcánicas del Paleógeno fueron sujetas a episodios de deformación contrastantes. Es difícil constreñir la edad mínima de estas estructuras por la ausencia general de rocas post-volcánicas. Tomando en cuenta que los grupos diferentes de estructuras en dichas rocas no son cinemáticamente compatibles, las estructuras estudiadas se agrupan por orientación, y se describen más adelante.

4.3.1. Estructuras WNW-NW

Se documentaron varias estructuras de este grupo e incluyen fallas y diques que cortan toda la secuencia, incluyendo rocas piroclásticas, lavas, y brechas. Hacia el norte y oriente de Huajuapán, en las áreas de Santa María Camotlán y San Sebastián Progreso, se presentan algunas fallas de ángulo alto ($>70^\circ$ de inclinación) con orientación predominante N50W a N80W (Figura 13, diagramas estereográficos 1 y 2) y estrías horizontales que indican desplazamiento lateral. En el área de San Sebastián Progreso, la zona de deformación incluye planos de falla que se distribuyen en una zona de ~50 m de ancho, e indicadores cinemáticos indican movimiento lateral izquierdo. Entre Huajuapán y Tamazulapán, cerca del km 31 de la carretera 190 (Figura 5a), una zona de falla subvertical ($75 - 85^\circ$) con planos de orientación N40W - N60W (Figura 13, diagrama estereográfico 13) está expuesta en una pared vertical de 15 m de alto. Tiene indicadores cinemáticos de movimiento lateral sinistral, y se observan claramente fallas dextrales conjugadas de orientación ~N80E. Esta localidad se sitúa sobre el Río Salado, y el segmento oriental de la falla Río Salado. Otras localidades con lineamientos de orientación WNW incluyen al oriente de Tezoatlán (Figura 13, diagrama estereográfico 12).

Al norte de Santa María Camotlán (Figura 13), existe una zona con numerosos diques de orientación N30W – N50W. Un ejemplo es un dique andesítico-dacítico (HUA-23), de orientación ~N45W, descrita en la sección 3.3.3., cerca de la población de Santa María Camotlán.

4.3.2. Estructuras norte-sur

Zona occidental

La falla Las Peñas es subvertical, tiene una orientación de N-S a NW10SE (Figura 13,

4. Marco tectónico

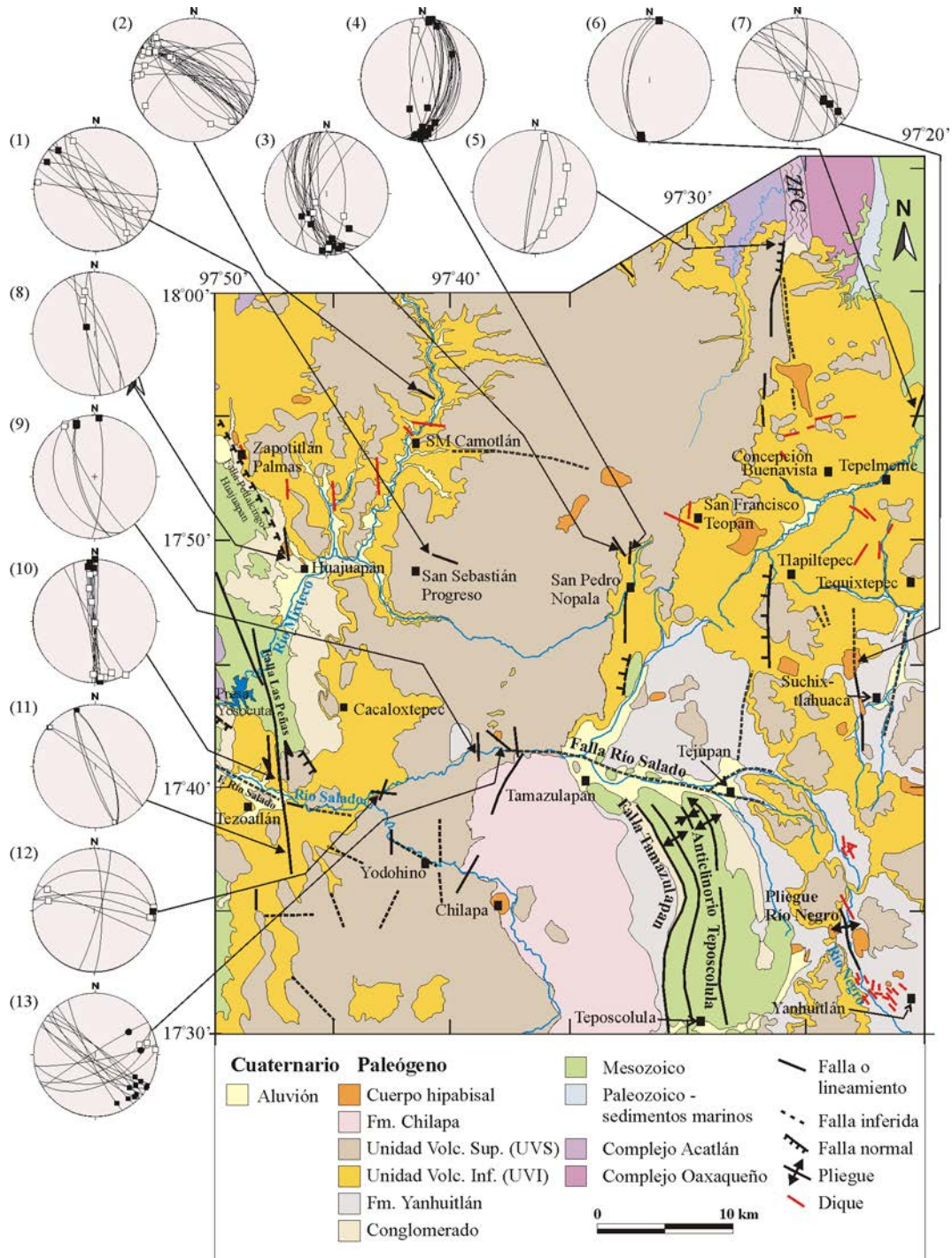


Figura 13. Mapa estructural de la porción nororiental del área de estudio que muestra el análisis estructural y los diagramas estereográficos de algunos de los lineamientos importantes. ZFC = zona de falla de Caltepec. Diagramas estereográficos (proyección Schmidt, hemisferio inferior) de los planos de falla con estrías: línea negra=plano de falla con estría (cuadro negro=indicador cinemático de desplazamiento lateral izquierdo, círculo negro=lateral derecho, cuadro blanco=sin indicador cinemático). Diques del área de Yanhuatlán tomados de Ferrusquía-Villafranca (1976).

diagrama estereográfico 10); presenta por lo menos 18 km de largo, y está claramente expuesta en la población del mismo nombre al nororiente de Tezoatlán. En esta localidad la falla corta rocas volcánicas de la Unidad Volcánica Inferior y lavas de la Unidad Volcánica Superior, y se presenta un escarpe que llega a ~5 m de alto con estrías horizontales e indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo. La falla Las Peñas se extiende hacia el sur, donde corta rocas volcánicas y lavas (Figura 13, diagrama estereográfico 11), y la falla atraviesa la traza de la falla Río Salado, sin ser desplazada. Al norte, la falla Las Peñas se prolonga hasta el área al norte de la presa Yosocuta donde pone en contacto rocas del Jurásico continental y marino. En esta localidad, la falla es vertical ($>70^\circ$), presenta una orientación norte a nor-noroeste (Figura 11, diagrama estereográfico 7), y una zona de cizalla de ~3 m dentro de una zona de deformación de ~8 m de ancho. En otro sitio cercano, se observa un plano de falla subvertical con una orientación general N-S y indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo (Figura 11, diagrama estereográfico 6). Esta segunda estructura extiende hacia el noroeste en las rocas del Mesozoico y es posible que esté cortada en su extremo sur por la falla Las Peñas, indicando que es más antigua que esta.

En el libramiento de Huajuapán se observan fallas subverticales ($\sim 80^\circ$) con una orientación entre N05W a N30W (Figura 13, diagrama estereográfico 8). La falla más importante corta un cuerpo hipabisal, emplazado en rocas volcánicas de la UVI, que forma parte de los cuerpos alineados entre Petlalcingo y Huajuapán, y se le denomina aquí la falla del Libramiento (Figura 12). Es probable que el cuerpo hipabisal se emplazara en la zona de debilidad de la falla Petlalcingo-Hujuapán que posteriormente fue cortado por la falla lateral. La zona de deformación en esta localidad tiene un ancho total de aproximadamente 30 m, e incluye una zona de falla principal de 20 m de espesor y una zona de salbanda de ~5 m. Los espejos de falla no presentan estrías, pero la posición vertical de los planos de falla y la falta de perturbación en los estratos horizontales de las rocas volcánicas sugieren que el desplazamiento fue lateral. A 2 km al norte, se observa una falla subvertical ($\sim 80^\circ$) en un conglomerado calcáreo, de orientación similar, con una zona de salbanda de 3 m. Esta falla presenta indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo, y es probable que esta zona de deformación y la de la falla del Libramiento correspondan al mismo sistema, con desplazamiento sinistral.

Entre Huajuapán y Tamazulapán aflora una falla subvertical de ~5 m de ancho, de orientación entre N03E y N30W y que corta lavas. Presenta indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo (grietas de tensión, escalones, la presencia de estructuras de Ridel) (Figura 13, diagrama estereográfico 9).

4. Marco tectónico

Zona oriental

Desde Tamazulapan y Yanhuitlán hasta la falla de Caltepec en el norte (Figura 13), se encuentra una zona amplia caracterizada por lineamientos, fallas, diques y cuerpos hipabisales de orientación predominante norte-sur. En algunas zonas también existe basculamiento de los estratos y discontinuidades estratigráficas, todo en las sucesiones clásticas y volcánicas.

En este sector, las fallas en las rocas volcánicas del Oligoceno temprano muestran desplazamiento predominante lateral izquierdo, pero a veces las estructuras geológicas presentan un componente vertical (dip-slip). Por ejemplo, al norte de Tamazulapan, las relaciones estratigráficas sugieren movimiento vertical a lo largo de un lineamiento N-S entre caliza mesozoica al lado oriental y rocas volcaniclásticas de la UVI al lado occidental (Figura 13). Otra localidad donde las relaciones estratigráficas indican fallamiento normal es directamente hacia el sur de la zona milonítica de la falla de Caltepec (Figura 13, diagrama estereográfico 5). En este sitio, se observa basculamiento de las sucesiones del Paleógeno, planos de falla menores con estrías horizontales y oblicuas, y manantiales a lo largo de un lineamiento N-S. Al oriente de dicho lineamiento, aflora conglomerado calcáreo y, al occidente, brecha volcánica, sugiriendo que representa una falla normal con el bloque caído al lado occidental. Si la brecha corresponde a la UVS, el desplazamiento vertical podría llegar a ~200 m. En el área de San Pedro Nopala, al norte de Tamazulapan, se observan varias estructuras en rocas volcaniclásticas, derrames y autobrechas que presentan una orientación entre N20W y N15E, con estrías indicando movimiento lateral izquierdo y, en algunos casos, oblicuo (Figura 13, diagramas estereográficos 3 y 4). A aproximadamente siete kilómetros al noreste, en San Francisco Teopan, se observó un dique subvertical de 20 m de ancho de orientación ~norte-sur emplazado en rocas volcaniclásticas y en lavas. Presenta deformación interna y estrías, indicando magmatismo y deformación contemporánea y posterior. Otro dique en San Pedro Teopan tiene 25 m de ancho y está orientado al N65W.

En la zona oriental se encuentran numerosos cuerpos hipabisales y diques emplazados en la Formación Yanhuitlán y las rocas volcaniclásticas de la UVI. Cerca de Suchixtlahuaca varios diques y cuerpos hipabisales, emplazados en la Formación Yanhuitlán a lo largo de lineamientos N-S, están a su vez afallados, con indicadores cinemáticos de movimiento lateral izquierdo y normal (Figura 13, diagrama estereográfico 7), señalando varias etapas de deformación. En el área de Suchixtlahuaca y Yanhuitlán, se presentan numerosos diques subverticales de diversas orientaciones, predominando los de norte noroeste-sur sureste (ver, por ejemplo, Lámina 14 de Ferrusquía-Villafranca 1976), y algunos llegan a >10 m de espesor.

4.3.3. Plegamiento de las rocas lacustres

Cabe mencionar que las capas lacustres de la Formación Chilapa que afloran el límite occidental del anticlinorio Teposcolula están intercaladas con lavas en la parte superior de la sucesión volcánica son mecánicamente poco resistentes y, aunque en algunas zona se encuentran en posición horizontal, en otras están intensamente deformadas y presentan una inclinación significativa. Ferrusquía-Villafranca (1976) comentó que los cambios en inclinación y rumbo probablemente se deben a deslizamientos por gravedad o por compactación diferencial (slumping). Por otra parte, la falla Tamazulapan bordea el límite occidental del anticlinorio Teposcolula, y la actividad post-volcánica de esta falla probablemente jugó un papel en la deformación en estas capas.

5. Geoquímica

Capítulo 5. Geoquímica

La Tabla 2 presenta el contenido de elementos mayores y traza en muestras de rocas volcánicas y plutónicas del Paleógeno colectadas en el área investigada. Se tomaron muestras representativas de varias zonas del campo volcánico y de niveles estratigráficos diferentes para caracterizar los distintos eventos magmáticos. También se incluyen cinco rocas de la parte adyacente del Estado de Puebla. Una de estas rocas corresponde al cuerpo subvolcánico de Puente Negro, Puebla, y cuatro muestras son de xenolitos incluidos en dicho cuerpo; estas muestras están designadas con las letras PN. De igual manera, en el cinturón plutónico, las rocas fueron tomadas de zonas distintas con el objetivo de buscar variaciones posibles en la mineralogía y geoquímica. Sin embargo, dada la naturaleza regional del estudio y por las circunstancias del muestreo (por ejemplo, áreas de acceso difícil o con mucha vegetación), se hizo un trabajo más detallado en algunas zonas selectas, particularmente en el sector norte del campo volcánico. Todos los datos químicos de los elementos mayores y menores mostrados en las figuras fueron normalizados al 100% en base anhidra.

5.1. Elementos mayores

Para las rocas volcánicas se analizaron 24 lavas y rocas hipabisales y cuatro muestras de roca piroclástica colectadas en sectores diferentes del occidente de Oaxaca para indagar sobre las afinidades geoquímicas posibles y hacer inferencias petrogenéticas. El evento volcánico principal inició con el depósito de material volcanoclástico (unidad volcánica inferior), principalmente de composición silícica (67 – 69%) y a veces intermedia (Tabla 2). La composición de la sucesión volcánica se volvió más máfica con el tiempo. Utilizando el sistema de clasificación de TAS para rocas volcánicas (total de álcalis contra SiO₂ de Le Bas *et al.*, 1986), la distribución de los datos que corresponden a las lavas y rocas hipabisales de la unidad volcánica superior se distribuye entre 51 y casi 66% en peso de SiO₂. La composición de los derrames y las brechas generalmente varía de andesita basáltica a andesita (Figura 14a). Varios cuerpos hipabisales tienen una composición similar y probablemente son equivalentes subvolcánicos de los derrames. Algunas rocas volcánicas contienen más sílice, y se clasifican como dacitas. Se utilizó el mismo diagrama de álcalis contra SiO₂ para clasificar las rocas como subalcalinas o alcalinas, con el criterio de Irvine y Baragar (1971), y todas las rocas volcánicas analizadas son subalcalinas.

Aunque el sistema de clasificación en la Figura 14a es para rocas no-piroclásticas, se incluyen los puntos correspondientes a las rocas piroclásticas analizadas para fines comparativos, observándose que las rocas más representativas de la unidad inferior definen un campo más silícico que las lavas y los cuerpos hipabisales. El número de rocas piroclásticas analizadas es bajo debido a varias complicaciones que pueden presentarse con este tipo de

roca, incluyendo alteración, contenido alto de agua, y presencia de fragmentos líticos que no representan al evento magmático principal. Las rocas piroclásticas presentan fragmentos líticos, cristales y/o fragmentos vítreos y de pómez. Con el fin de analizar principalmente el material juvenil, las rocas se fragmentaron hasta tamaño arena y se eliminaron los fragmentos líticos manualmente, hasta donde se pudo. Con la excepción de una muestra de composición intermedia ($\text{SiO}_2 = 56\%$), las concentraciones de sílice en las rocas piroclásticas varían de 67 a 68.9% en peso. El contenido de agua, cuantificado en los análisis como LOI (*loss on ignition*, por sus siglas en inglés, o pérdida por calcinación - PxC), es alto en estas muestras (4 - 9%) y, por lo tanto, cuando se normalizan los datos a 100% aumenta de manera notable el contenido de SiO_2 y se clasifican como riolitas. Algunas de las rocas piroclásticas presentan una mineralogía típica de riolitas con fenocristales abundantes de cuarzo y sanidina, pero en otras es más característica la de una dacita, con una predominancia de fenocristales de plagioclasa, cuarzo en menor cantidad, y ausencia o bajo contenido de sanidina. LOI es una indicación general del contenido de volátiles en una muestra, y generalmente se considera que rocas con un valor alto de LOI contienen minerales de alteración que se caracterizan por un contenido alto de agua (*e.g.* zeolitas, arcillas, clorita). Una roca fresca generalmente presenta valores bajos de LOI. Los análisis con valores altos de LOI, como las rocas piroclásticas y algunas lavas y rocas hipabisales, no se consideran totalmente confiables, sin embargo, representan un acercamiento a la composición de la roca.

Se observaron diferencias en la geoquímica entre los sectores norte y sur del campo volcánico. Predominan composiciones más máficas en el sector norte, donde derrames y autobrechas constituyen el mayor volumen de la sucesión volcánica. La composición de estas rocas corresponde a andesitas basálticas y andesitas con contenido de SiO_2 que varía de 51 a 59% en peso. En el sector sur predominan composiciones más silíceas (andesitas y dacitas) con abundancia de SiO_2 de 57 a 66% en peso (Tabla 2). La mayoría de las rocas analizadas son del sector norte y, es posible que haya un sesgo debido al tipo de muestreo que se realizó.

Los derrames y rocas hipabisales de composición andesita basáltica y andesítica son predominantemente con hiperstena en la norma (CIPW), con una cantidad menor de diópsida y <12% de cuarzo normativo. Las andesitas más silíceas y dacitas tienen hiperstena normativa, la diópsida normativa es muy baja o ausente, y el cuarzo aumenta en la norma. Únicamente las lavas y rocas hipabisales más silíceas tienen un contenido bajo de corindón normativo (generalmente <1%). Esto es típico en rocas silíceas como riolita y dacita, y como no está acompañado por minerales peraluminosos (*e.g.* moscovita, biotita, andalucita, cordierita) no implica la asimilación de material pelítico.

Las 11 rocas plutónicas analizadas en este estudio son subalcalinas y en el diagrama TAS de Cox *et al.* (1979), varían en composición de granito a diorita (Figura 15). Sin

5. Geoquímica

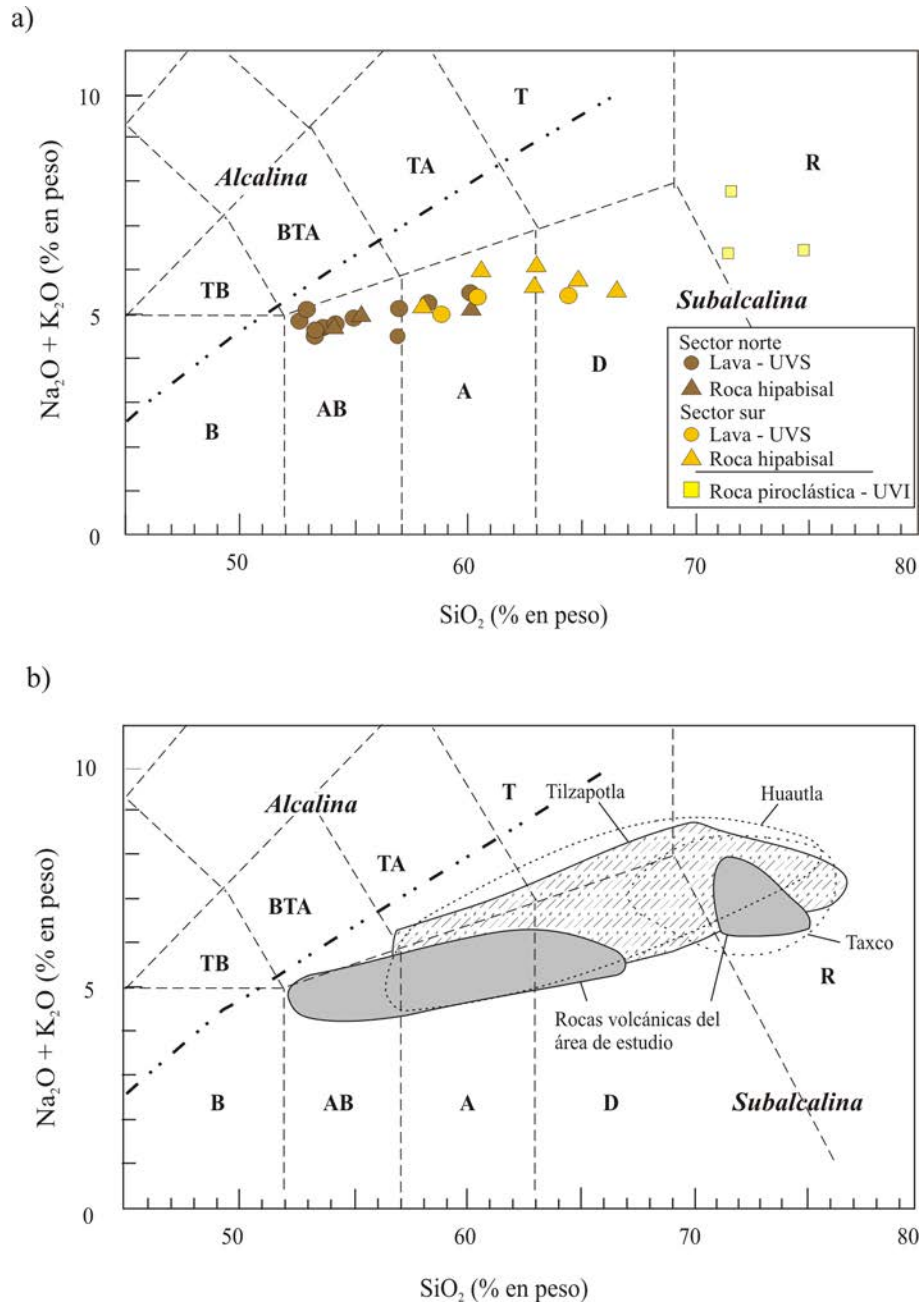


Figura 14. Diagrama de clasificación TAS, de álcalis totales contra SiO_2 , para la clasificación de rocas volcánicas no piroclásticas, tomado de Le Bas *et al.* (1986). B = basalto; AB = andesita basáltica; A = andesita; D = dacita; R = riolita; TB = traquibasalto; TAB = traquiandesita basáltica; TA = traquiandesita; T = traquita. División entre los campos alcalino y subalcalino tomado de Irvine y Baragar (1971). (a) Rocas volcánicas del Paleógeno del área de estudio. (b) Campos de las rocas volcánicas del área de estudio (Martiny *et al.*, 2000a; este trabajo), comparados con otras áreas: Tlzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004), Taxco (Morán-Zenteno *et al.*, 1998), y Huautla (Díaz-Bravo, 2005; Chávez-González, 2005).

embargo, en este trabajo se utiliza el término “tonalita” en vez de “diorita” para las rocas más máficas, siguiendo el sistema de clasificación de Streckeisen (1976) (Figura 9). La distribución del contenido de SiO₂ de las rocas plutónicas es continua entre 59 y 72% en peso; el contenido de SiO₂ en estas rocas es generalmente mayor que en las lavas, pero coincide parcialmente con las rocas hipabisales y piroclásticas. Se observan algunas diferencias de composición entre las rocas plutónicas cercanas a la costa pacífica y las del batolito La Muralla. Las rocas analizadas del batolito La Muralla corresponden a granitos y granodioritas, con abundancia de sílice que varía de 65 a 70%, mientras que en la zona costera las rocas plutónicas estudiadas varían de granito a tonalita con un rango de SiO₂ de 59 a 72% en peso, confirmando las descripciones petrográficas (Tabla 2). Comparando como grupo las rocas plutónicas analizadas en este estudio con las del batolito Río Verde (Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996), se observa que la variación en composición es similar (SiO₂ = 59 – 75% en peso) (Figura 15).

El índice de saturación de aluminio (A/CKN, ó Al₂O₃/CaO+K₂O+Na₂O molecular) en las rocas plutónicas del Paleógeno aumenta con el SiO₂ de aproximadamente 0.9 a 1.1. Utilizando el índice de Shand (Maniar y Piccoli, 1989), estas rocas intrusivas definen un campo en el límite entre rocas metaluminosas (tipo-I) y peraluminosas (tipo-S) (Figura 16). La mayoría son metaluminosas y son cuerpos plutónicos con hiperstena normativa. Unas cuantas rocas plutónicas caen en el campo peraluminoso, muy cerca del límite entre los dos campos, y contienen hiperstena normativa con una pequeña cantidad de corindón normativo (<0.6%). Estas características (A/CKN <1.1, y <1% corindón normativo), así como los contenidos relativamente altos en sodio y calcio, corresponden a granitos de tipo-I con base en la clasificación de Chappell y White (1974; 2001). El cuerpo plutónico más silíceo analizado (CON-281), clasificado como granito, tiene el mayor cociente A/CKN (casi 1.1), y cantidades similares de corindón e hiperstena normativas (~1.1%). Este es un comportamiento típico en rocas muy silíceas y, aunque cae en el campo peraluminoso, aún se considera una roca plutónica de tipo-I.

La Figura 17, un diagrama AFM (A = álcalis [Na₂O + K₂O]; F = FeO + Fe₂O₃ [recalculado como FeO*]; y M = MgO, expresados en porcentaje en peso) (Irvine y Baragar, 1971), muestra que la composición de las rocas volcánicas y plutónicas analizadas define una tendencia calcialcalina típica.

En la Figura 18 se muestran los puntos correspondientes a las rocas analizadas en diagramas de tipo Harker de variación de elementos mayores contra sílice, que son útiles para obtener información sobre las posibles fases minerales involucradas en la diferenciación en un grupo de rocas relacionadas genéticamente. Se presentan las lavas de la Unidad Volcánica Superior (UVS) y las rocas hipabisales en la Figura 18-1, y las plutónicas en la Figura 18-2.

5. Geoquímica

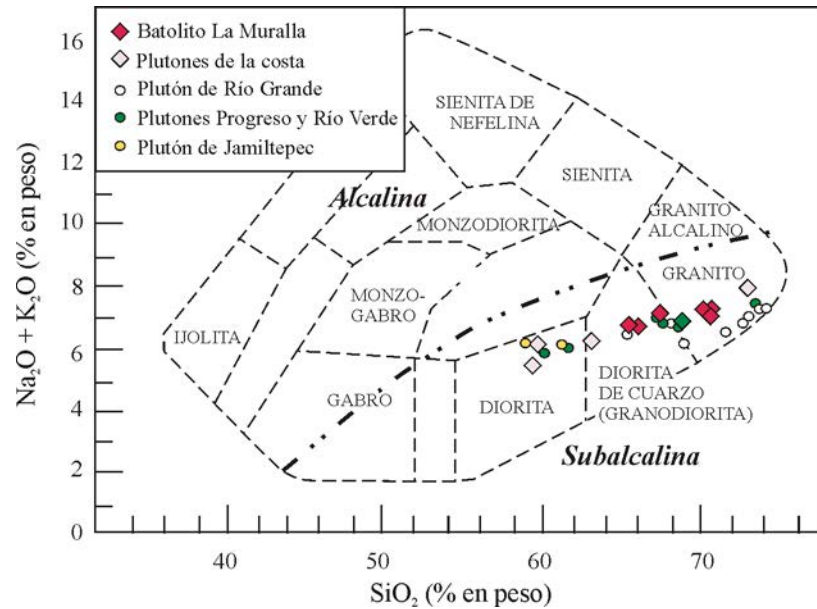


Figure 15. Diagrama de álcalis totales contra SiO_2 para la clasificación de rocas plutónicas, tomado de Cox *et al.* (1979) y modificado por Wilson (1989), donde se muestra la clasificación de los granitoides del Paleógeno del área de estudio. Los diamantes corresponden a muestras de este estudio y para fines comparativos se incluyen datos de rocas plutónicas que afloran al oriente de la zona de estudio en Río Grande, Progreso, Río Verde y Jamiltepec (datos tomados de Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996).

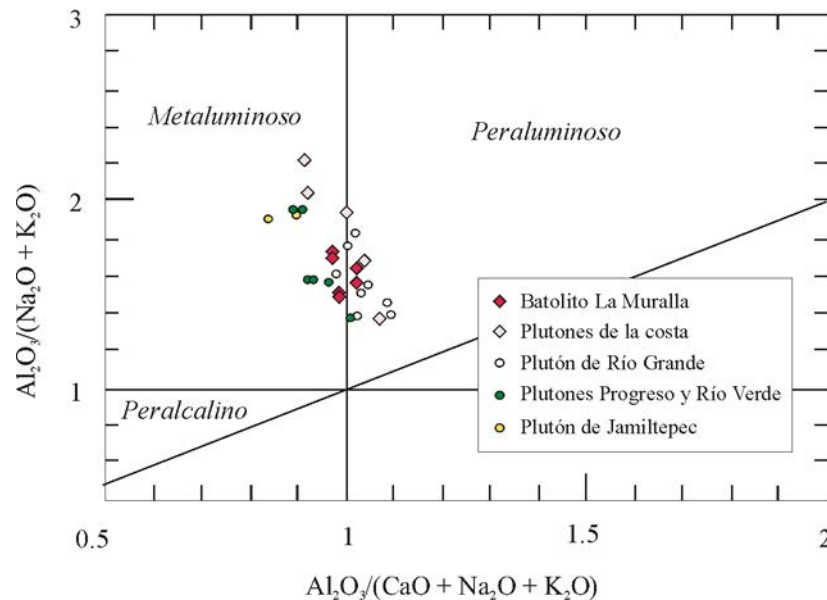


Figura 16. Diagrama de clasificación de aluminosidad, utilizando el índice de Shand para definir la metaluminosidad o peraluminosidad (tomado de Maniar y Piccoli, 1989) de rocas plutónicas del área de estudio y, para fines comparativos, de las áreas de Río Grande, Progreso, Río Verde y Jamiltepec (datos tomados de Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996).

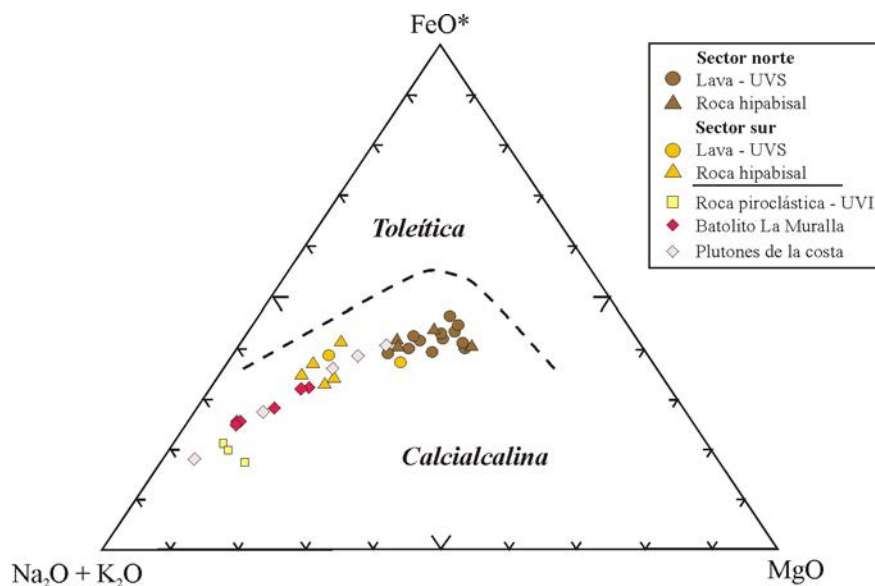


Figura 17. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) en el que se observa la tendencia calcialcalina de la serie de rocas analizadas en el presente estudio. UVS = Unidad Volcánica Superior (ver capítulo 3.3.2).

Con respecto a los derrames y rocas hipabisales, en la mayoría de los diagramas los puntos muestran una correlación con una tendencia lineal coherente y continua, sin cambios en la pendiente, lo que es típico de rocas volcánicas intermedias (Wilson, 1989). La dispersión de algunos puntos puede deberse a varios factores, por ejemplo, removilización post-magmática, alteración (también sugerida por los valores altos de pérdida por calcinación, por ejemplo, en dos derrames - CON-28 y CON-12), diferencias en la edad (el cuerpo hipabisal CON-7 no pertenecen al evento magmático principal sino a un evento magmático anterior del Eoceno medio) o posibles diferencias en la evolución de los magmas. En diagramas de variación, también es común encontrar dispersión en rocas altamente porfídicas. Los óxidos TiO₂, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, y P₂O₅ (Figura 18-1a, c, d, e, f, i) muestran claramente una correlación negativa con la sílice en todas las rocas analizadas. Los contenidos de K₂O presentan una correlación positiva con la sílice (Figura 18-1h), que es típica de rocas de zonas de subducción (Gill, 1981; Wilson, 1989). El incremento de K₂O con la sílice, y la disminución de MgO, TiO₂, Fe₂O₃ y CaO con la sílice, son características consistentes con el fraccionamiento de minerales ferromagnesianos, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. El contenido de K₂O de las rocas volcánicas no-piroclásticas analizadas varía entre 0.75 y 2.48%, definiéndose una serie de contenidos medios en K en el diagrama de K₂O contra SiO₂ de Le Maitre (2002) (Figura 18-1h). Dos de las rocas piroclásticas muestran un

5. Geoquímica

contenido alto en K_2O y otras dos, un contenido medio. Para fines comparativos, se incluyen los campos de las rocas volcánicas de Taxco y Tilzapotla del sector nororiental del Estado de Guerrero en las figuras 14b y 18-1h, donde las rocas en general tienen un grado de diferenciación mayor y las rocas con un contenido alto en K son comunes.

Asumiendo una fuente magmática similar para las rocas volcánicas analizadas (ver Capítulo 6.2), se realizó un análisis de regresión lineal de los datos presentados, utilizando el método de los "mínimos cuadrados" para ajustar una línea a los datos. No se consideró la muestra CON-7 en el análisis porque no forma parte del evento magmático principal. Las líneas muestran las tendencias de los datos, y se incluye en las gráficas el valor de "m", la pendiente de la línea, y " r^2 ", el coeficiente de determinación para comparar el grado de dependencia lineal entre los dos conjuntos de datos. Este último indica la calidad o bondad de ajuste (*goodness of fit*), y el rango de r^2 varía de 0 a 1; un valor de 1 indica que existe una correlación perfecta en la muestra y un valor de 0 indica la falta de correlación. La tendencia de los datos es obvio en la mayoría de los diagramas, con la excepción de Al_2O_3 y Na_2O (figuras 18-1b y g); con el análisis de regresión, se aprecia una correlación negativa para estos dos óxidos aunque el valor de r^2 es bajo, lo que indica que la correlación no es muy buena comparado con los otros óxidos.

De igual manera, la mayoría de los puntos correspondientes a las rocas plutónicas muestran una correlación con tendencias lineales coherentes y continuas. Para el caso de las rocas plutónicas, como en las volcánicas el K_2O incrementa con la sílice y MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 y CaO disminuyen, que es un comportamiento consistente con el fraccionamiento de minerales ferromagnesianos, feldespatos y óxidos de Fe-Ti, y con el fraccionamiento de apatita y titanita en el caso de TiO_2 y P_2O_5 . Se realizó el análisis de regresión lineal, asumiendo una fuente magmática similar para la mayoría de las rocas plutónicas analizadas (ver Capítulo 6.2). Las diferencias en las tendencias lineales entre las rocas plutónicas y volcánicas son obvios en algunos óxidos, por ejemplo, Al_2O_3 , MnO , MgO , y P_2O_5 (figuras 18b, d, e, i).

En los derrames y cuerpos hipabisales más máficos (andesitas basálticas), el contenido de MgO (4 - 6.3% en peso), el #Mg [$100 \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$] entre 52 y 60, y los contenidos de elementos compatibles (Cr <224 ppm, Ni <101 ppm, Co <50 ppm) son demasiado bajos para considerarlos magmas primarios. Aunque no existe un consenso sobre las características geoquímicas de un magma primario, se considera comúnmente que los límites menores de un magma primario son de 400 ppm Ni, >400 ppm Cr, 8% en peso de MgO , y SiO_2 <50%, con un número de Mg (Mg#) de 68 a 75 (Wilson, 1989; Best y Christiansen, 2001), lo que indica que los derrames y rocas hipabisales analizados corresponden a magmas con cierta evolución.

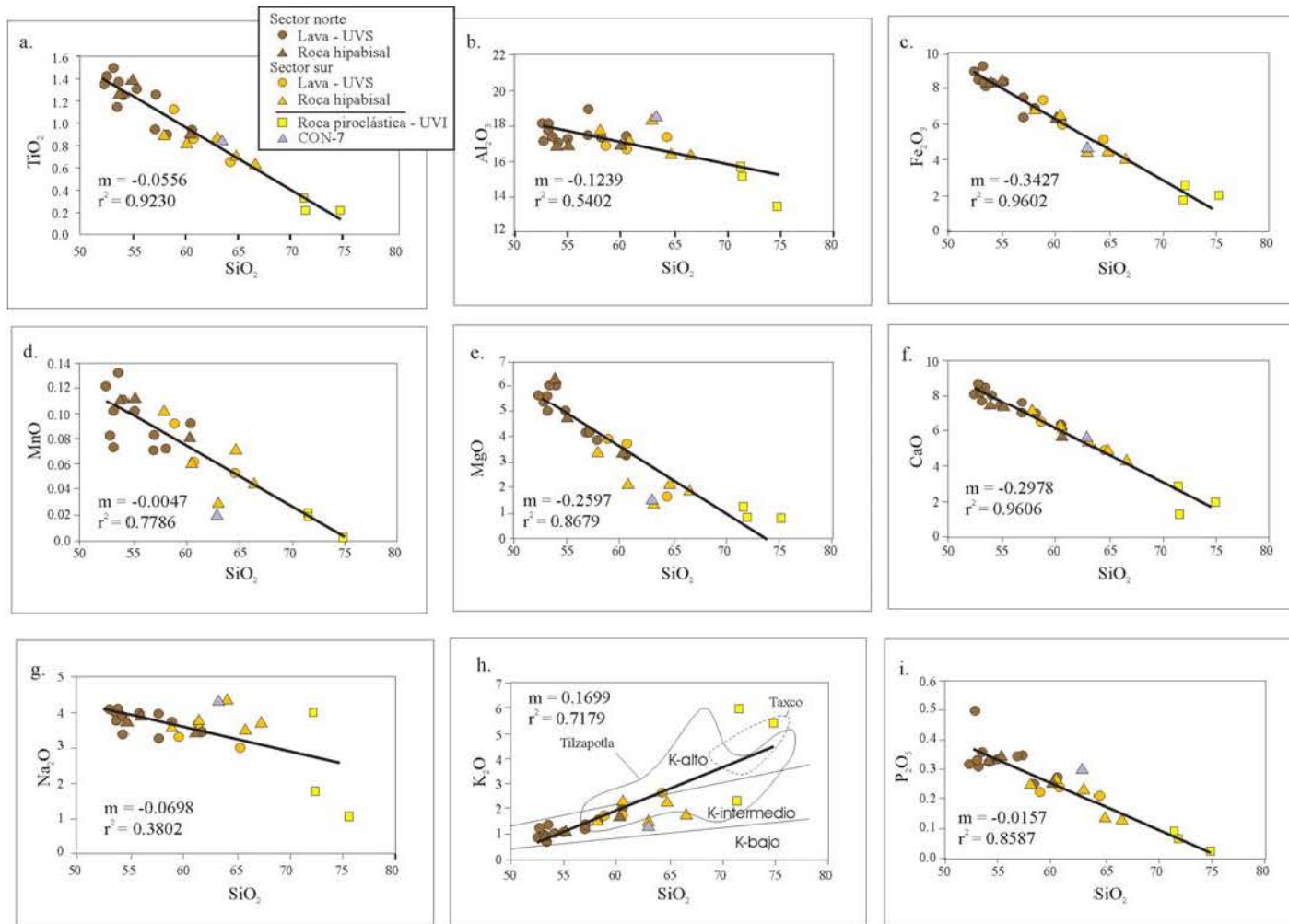


Figura 18-1. Diagramas de Harker mostrando la variación en los contenidos de los elementos mayores de las rocas volcánicas del área de estudio respecto a SiO_2 . División entre los campos de K-alto, intermedio y bajo, tomado de Peccerillo y Taylor (1976), modificado por Le Maitre (2002). Líneas de regresión con los valores de m = pendiente, r^2 = coeficiente de determinación.

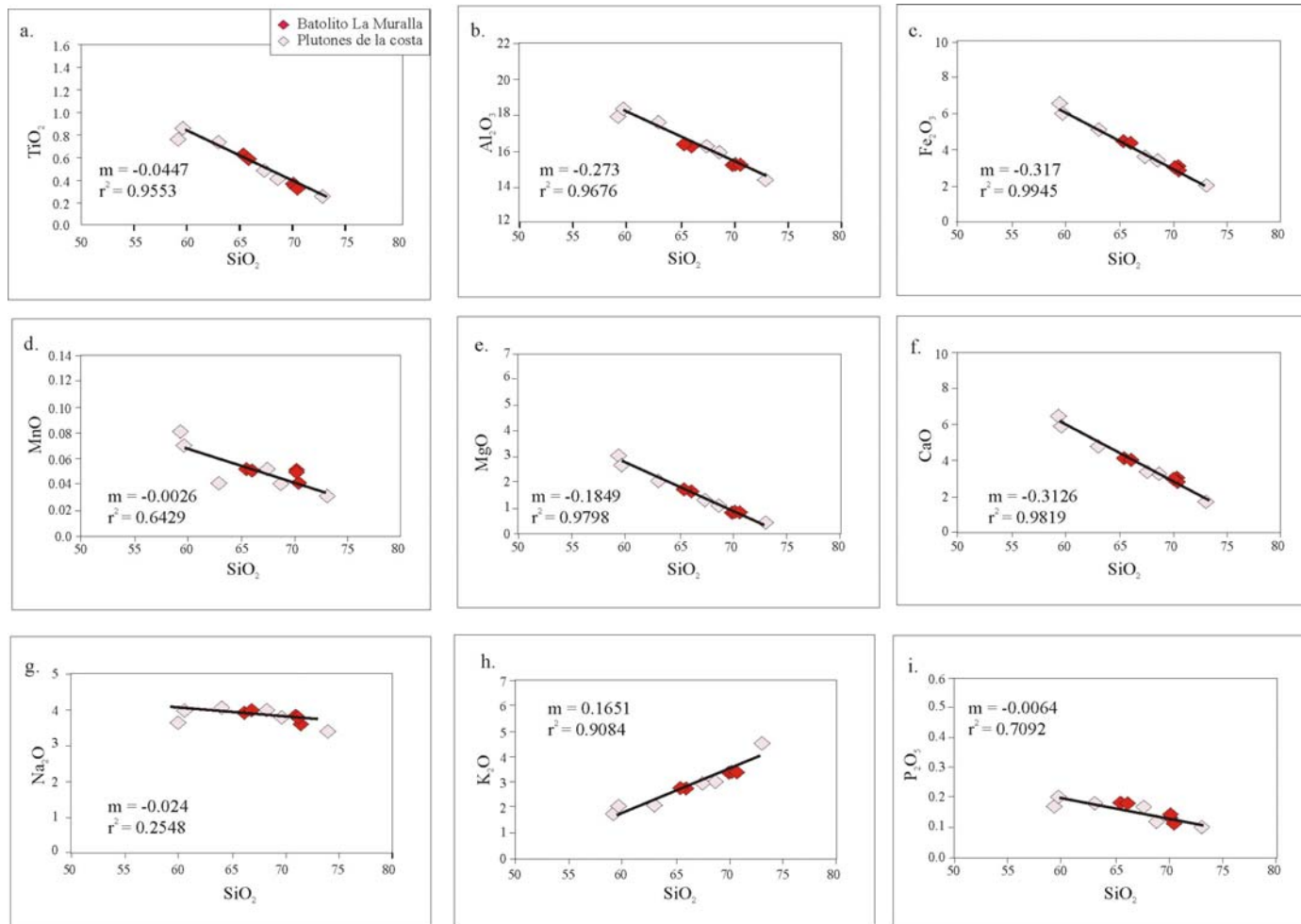


Figura 18-2. Diagramas de Harker mostrando la variación en los contenidos de los elementos mayores de las rocas plutónicas del área de estudio respecto a SiO_2 . Líneas de regresión con m = pendiente, r^2 = coeficiente de determinación.

5.2. Elementos traza

Para describir el comportamiento de los elementos traza, se presentan varios tipos de diagrama de elementos con distintas afinidades geoquímicas: elementos de bajo potencial iónico (elementos litófilos de radio iónico grande y carga baja o LILE - *large ion lithophile elements*, e.g. Cs, Rb, K, Ba, y también Sr y Pb), tierras raras, elementos de alto potencial iónico (radio pequeño y carga elevada o HFS - *high field strength elements*, e.g. Nb, Ta, Ti, Zr, Hf) y elementos de transición (Ni). Igual que en el caso de los elementos mayores, las rocas volcánicas y plutónicas muestran variaciones sistemáticas en los elementos traza con respecto al SiO₂. La dispersión de algunos puntos es mayor que para los elementos mayores, pero las causas son las mismas que se mencionaron anteriormente en la sección 5.1. Los puntos que corresponden a las lavas y rocas hipabisales se presentan en la Figura 19-1 y, a las plutónicas en la Figura 19-2. Para las rocas volcánicas, las regresiones lineales se calcularon con los datos de las lavas y rocas hipabisales, eliminando una muestra de un evento magmático anterior (CON-7). También se eliminaron tres muestras de las regresiones por presentar una geoquímica diferente (CON-120, CON-224, CON-281; ver adelante) y, en el caso de La, Sr y Nb, algunos valores anómalos de otras muestras.

La abundancia de los elementos traza incompatibles, como Ba y Rb, muestra un incremento sistemático con el SiO₂ en las rocas volcánicas y plutónicas aunque estas últimas presentan algo de dispersión, particularmente para el Ba (Figura 19-1a, b; Figura 19-2a, b). Para los valores crecientes de LREE, por ejemplo La, el incremento con el SiO₂ es evidente en las rocas volcánicas (Figura 19-1c), pero las rocas plutónicas no muestran un proceso evolutivo tan coherente (Figura 19-2c). En las rocas plutónicas, la abundancia de Sr disminuye con el SiO₂ (Figura 19-2d), probablemente debido al fraccionamiento de plagioclasa; las rocas volcánicas también presentan esta tendencia, pero no es tan marcada (Figura 19-1d). Comparadas con otras rocas de la misma composición, los derrames CON-28 y CON-33 presentan un alto contenido de Sr (~800 ppm), y se eliminaron del cálculo de la regresión de Sr. Estos derrames también se caracterizan por ser ricos en fenocristales, particularmente plagioclasa (25%, 15%, respectivamente), que posiblemente es lo que produjo la mayor abundancia de Sr. La otra muestra con un contenido alto de Sr (855 ppm) es el cuerpo hipabisal del evento magmático del Eoceno medio (CON-7). Los elementos compatibles Ni (Figura 19-1e; Figura 19-2e) y Cr (diagrama no mostrado) muestran una correlación negativa marcada con respecto al SiO₂ particularmente en las rocas volcánicas, y en las andesitas basálticas y andesitas puede reflejar la cristalización fraccionada de olivino y clinopiroxeno durante una etapa temprana de evolución. Se observa un cierto grado de

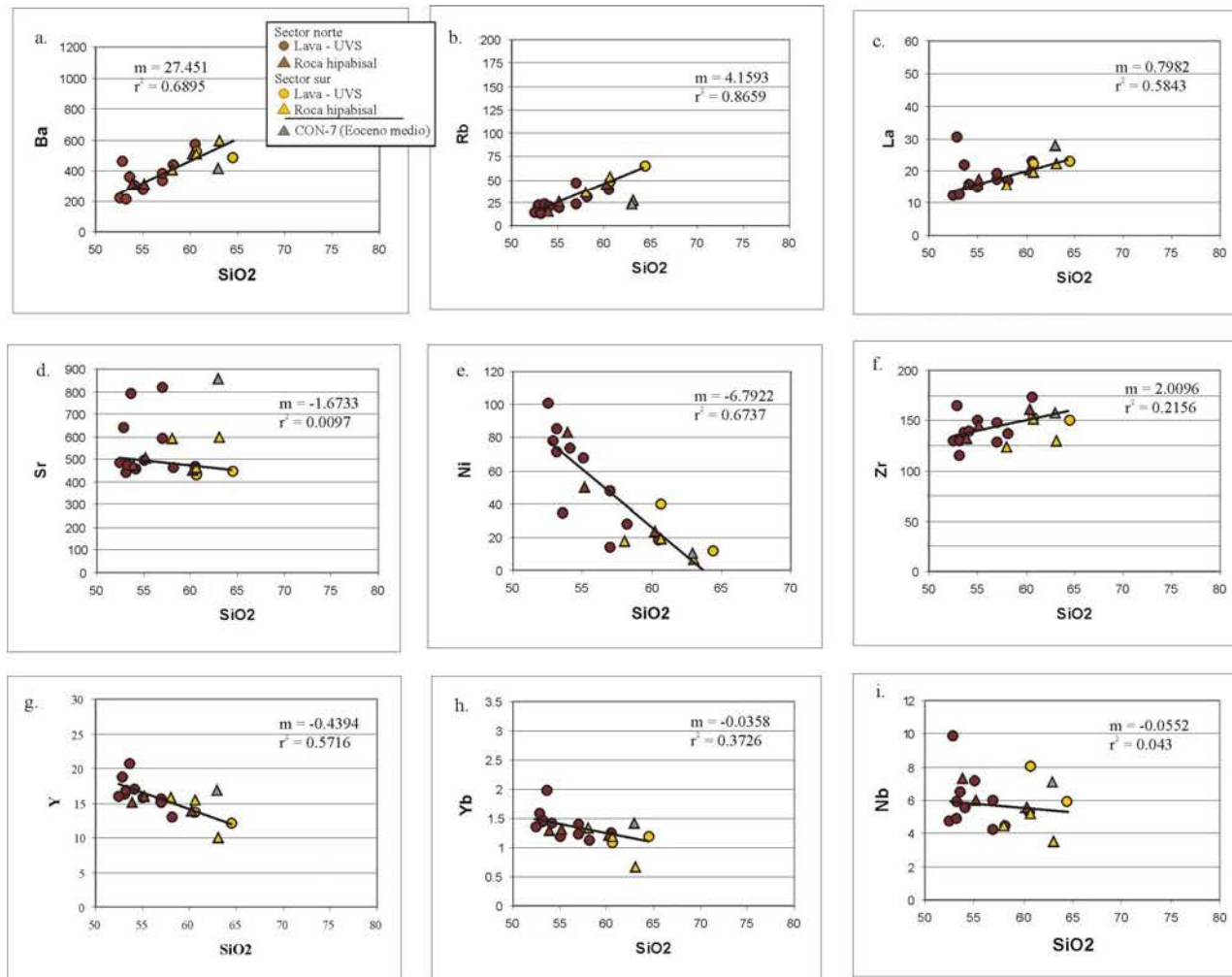


Figura 19-1. Diagramas de Harker mostrando la variación en los contenidos de los algunos elementos traza (en ppm) de las rocas volcánicas del área de estudio respecto a SiO_2 . Líneas de regresión con m = pendiente, r^2 = coeficiente de determinación.

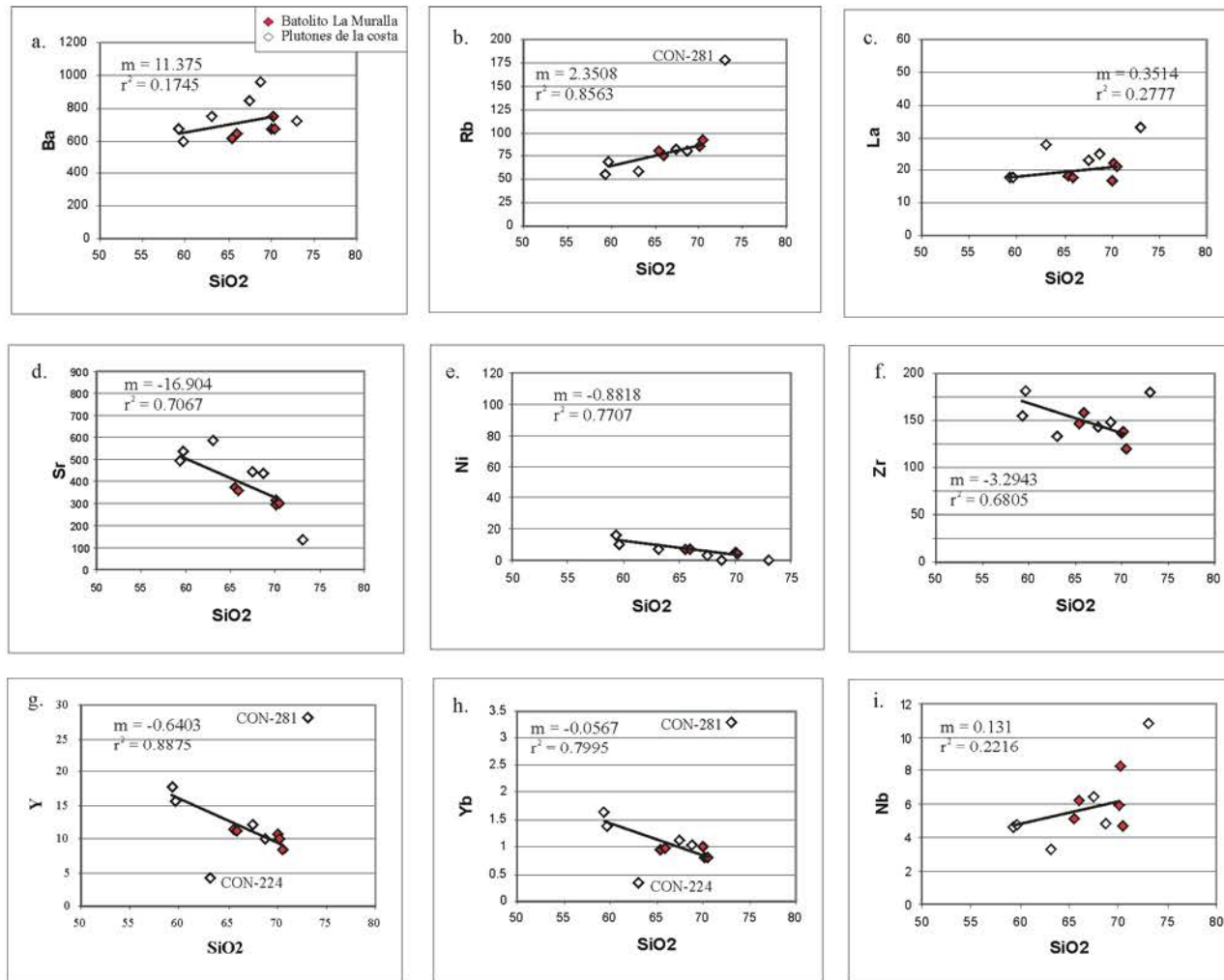


Figura 19-2. Diagramas de Harker mostrando la variación en los contenidos de los algunos elementos traza (en ppm) de las rocas plutónicas del área de estudio respecto a SiO₂. Líneas de regresión con m = pendiente, r² = coeficiente de determinación.

5. Geoquímica

dispersión en los diagramas de Zr contra SiO₂, y los análisis de regresión muestran que las concentraciones de Zr disminuyen en las rocas plutónicas (Figura 19-2f) y aumentan levemente con el SiO₂ en las rocas volcánicas (Figura 19-1f) aunque el valor de r² en los dos casos es bajo, indicando que la correlación no es muy buena. La abundancia de las tierras raras pesadas (HREE – *heavy rare earth elements*), representado por Yb e Y, es relativamente baja y disminuye con el SiO₂ en las rocas volcánicas y plutónicas (Figura 19-1g, h; Figura 19-2g, h). Un derrame (andesita-dacita CON-120) y un cuerpo plutónico granodiorítico (CON-224) sobresalen por presentar un bajo contenido de HREE e Y comparado con las otras rocas de la misma composición. El proceso evolutivo para el Nb no tiene una tendencia muy definida en las rocas volcánicas y, considerando que el valor de r² está cerca de cero (Figura 19-1i), la regresión lineal no es confiable. En las rocas plutónicas aumenta el Nb levemente con el SiO₂ pero el valor de r² sigue siendo bajo (Figura 19-2i) y la correlación no muy confiable. En varios diagramas de la Figura 19-2, el punto correspondiente al cuerpo plutónico granítico (CON-281 - la roca más silícica analizada) se encuentra fuera de la tendencia lineal definida por los otros cuerpos plutónicos, y comparado con otros granitos, los contenidos de Rb y HREE son altos. Las diferencias que presentan el cuerpo hipabisal CON-120, y las rocas plutónicas CON-224 y CON-281 podrían indicar diferencias en los procesos evolutivos y serán evaluadas en la discusión.

En los diagramas multielementales normalizados con el manto primitivo (Figura 20a, b), los patrones de elementos traza muestran enriquecimiento en elementos LIL y Pb con respecto a los elementos HFS y tierras raras pesadas (Yb y Lu), que es un patrón característico de magmas relacionados con subducción (Pearce, 1983; Hawkesworth *et al.*, 1993). En estos diagramas también se aprecian ciertas variaciones para algunas rocas, y son las mismas muestras que presentan dispersión en los diagramas en la Figura 19. Las rocas volcánicas como grupo presentan en general patrones similares, pero las más evolucionadas (dacitas y andesitas) están más enriquecidas en LIL y LREE comparado con las rocas más máficas (andesitas basálticas) que predominan en el sector norte, lo que es de esperar porque, en un grupo de rocas relacionadas genéticamente, las abundancias de tierras raras aumentan en los fundidos más evolucionados. La andesita CON-18 (SiO₂ = 59% en peso) tiene un patrón típico de los derrames y rocas hipabisales más silícicos, con mayor contenido de LIL y LREE en comparación con las rocas más máficas. Estas últimas están representadas por el derrame CON-77, una andesita basáltica con SiO₂ = 53% en peso. No existe anomalía negativa de Ti en las rocas volcánicas, o si existe es muy leve, lo que podría ser el resultado de la abundancia relativamente alta de TiO₂ (1.2 - 1.5%) en los derrames y cuerpos hipabisales más máficos (andesitas basálticas), lo que se considera elevada porque Gill (1981)

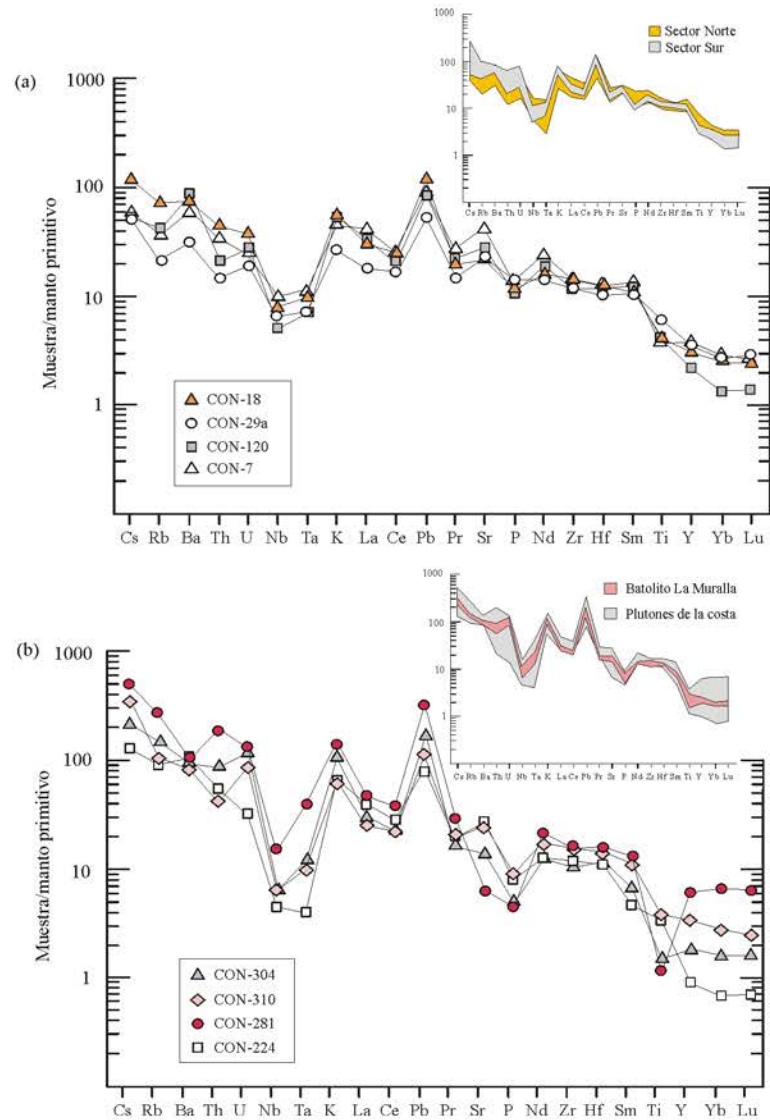


Figura 20. Diagramas normalizados de elementos traza de rocas del área de estudio. Normalización con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). (a) Rocas volcánicas, donde CON-29a muestra un patrón típico para las andesitas basálticas, y CON-18, para las andesitas y dacitas. (b) Rocas plutónicas. La muestra CON-304 es representativa del batolito La Muralla. Los plutones de la zona costera (CON-310, CON-281, CON-224) presentan patrones más variables. En los recuadros, se presentan las rocas como grupo.

indica que la abundancia de TiO_2 en andesitas orogénicas generalmente varía de 0.8 a 1.0%. En el caso de las rocas plutónicas, en general contienen más sílice que las rocas volcánicas, tienen un mayor enriquecimiento en LILE comparado con las rocas volcánicas, y se caracterizan por un leve o moderado empobrecimiento en Ti (Figura 20b). Las rocas del batolito La Muralla muestran patrones muy similares y subparalelos, con la excepción de pequeñas variaciones en la intensidad de la anomalía negativa de Ti, mientras que las rocas plutónicas de la costa en general presentan patrones un poco más variables. En estos

5. Geoquímica

diagramas también se resaltan los bajos contenidos de HREE en el cuerpo hipabisal CON-120 y la granodiorita CON-224, y los altos contenidos en el granito CON-281.

En diagramas de tierras raras normalizadas con la condrita, aunque existen algunas diferencias, los elementos de las tierras raras en casi todas las rocas volcánicas y plutónicas muestran un patrón general similar, con valores moderados de ΣREE (81 – 164), un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE), y patrones cercanos al horizontal con una ligera pendiente para los HREE (Figura 21a, b). El enriquecimiento en LREE con respecto a HREE produce una inclinación moderada en el patrón de fraccionamiento de las REE, que se puede expresar en términos de la relación LREE/HREE normalizada con la condrita $[(\text{La}/\text{Yb})_N]$. Las rocas analizadas generalmente exhiben tendencias similares con relaciones LREE/HREE moderadas. La mayoría de los derrames y las rocas hipabisales presentan valores de $(\text{La}/\text{Yb})_N = 6 - 14$, con valores relativamente bajos para los HREE ($\text{Lu}_N = 5 - 7$ veces el nivel de la condrita) (Figura 21a). El derrame CON-29a expone un patrón típico para las andesitas basálticas, y la CON-18 para las andesitas. En cuanto a las rocas volcánicas con variaciones en su geoquímica, la andesita-dacita CON-120 tiene una abundancia de HREE baja ($\text{Lu}_N = 3$ veces la de la condrita) y el fraccionamiento de los REE es elevado ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 22$). Con respecto a las rocas plutónicas, igual que en el diagrama multielemental (Figura 20b), se observa homogeneidad en las rocas analizadas del batolito La Muralla, representado por CON-304, y un poco más de variabilidad en los REE de los plutones de la costa (Figura 21b). En las rocas plutónicas $(\text{La}/\text{Yb})_N$ generalmente varía de 7 a 18, con HREE levemente menores o similares ($\text{Lu}_N = 3.5 - 6$ veces el nivel condritico) a los de las rocas volcánicas. El cuerpo plutónico granodiorítico CON-224 se distingue por un mayor fraccionamiento de las REE ($\text{Lu}_N = 1.6$ veces niveles condriticos, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 52$), resultado de su bajo contenido de HREE.

Es importante distinguir la presencia o ausencia de anomalía de Eu, y si este es negativo o positivo, porque se utiliza para hacer inferencias sobre los feldespatos durante la evolución de los magmas. Una manera de cuantificar la anomalía de Eu es mediante la siguiente ecuación, utilizando los valores de normalización con la condrita de Nakamura (1974):

$$Eu / Eu^* = Eu_N \div \sqrt{[(Sm_N) \times (Gd_N)]}$$

(Taylor y McLennan, 1985). Un valor >1 representa una anomalía positiva mientras que un valor <1 , una anomalía negativa. El Eu en la mayoría de los derrames y rocas hipabisales muestra una anomalía positiva insignificante que no se expresa claramente en el diagrama de REE (Figura 21a), con valores desde cerca de 1.0 hasta 1.15 en algunas de las rocas más evolucionadas, indicando que el fraccionamiento de plagioclasa no fue importante. Las rocas

plutónicas generalmente tienen una anomalía de Eu negativa menor o insignificante, y en la mayoría de los casos Eu/Eu^* varía de 0.73 a 0.9. El único caso de una anomalía negativa significativa en Eu es el granito CON-281 (0.49). Otra roca plutónica que sale del patrón general es la granodiorita CON-224, con una anomalía positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 1.41$) (Figura 21b).

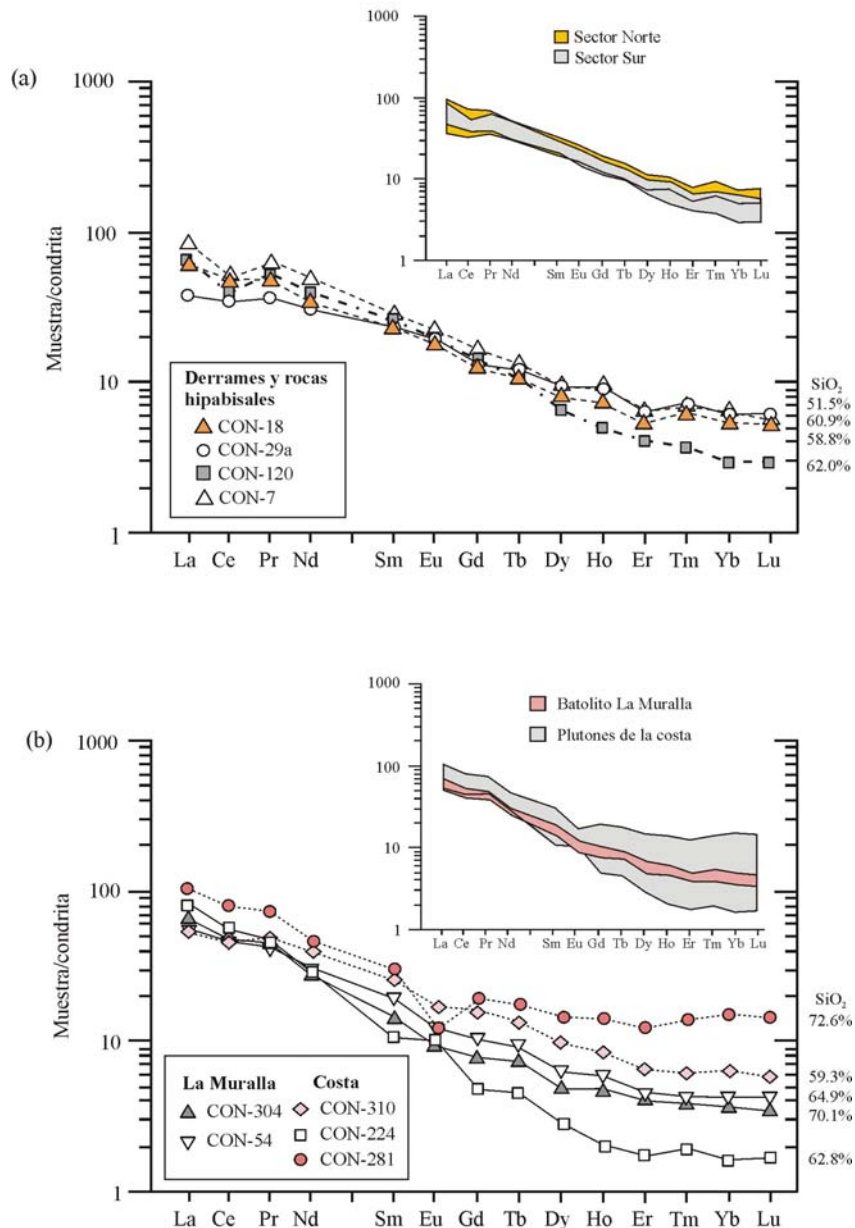


Figura 21. Diagrama de las tierras raras normalizadas con la condrita, utilizando los valores de Nakamura (1974), y los valores de Haskin *et al.* (1968) para Pr, Tb, Ho, Tm: (a) rocas volcánicas, y (b) rocas plutónicas. En los recuadros, se presentan las rocas como grupo.

5. Geoquímica

Cabe mencionar que algunas rocas presentan una señal geoquímica adakítica, en particular una andesita-dacita de la porción suroriental de la franja volcánica y una granodiorita de la franja plutónica. Las adakitas son magmas andesíticos y dacíticos de un ambiente de arcos magmático que presentan características geoquímicas consistentes con la derivación del magma por la fusión parcial de un *slab* joven (<45 Ma) donde se puede esperar un gradiente geotérmico muy alto en el plano de Benioff (*e.g.* Defant y Drummond, 1990; Kay, 1978), en zonas con un bajo ángulo de subducción (Gutscher *et al.*, 2000). Las rocas plutónicas también pueden ser adakíticas (*e.g.* Petford y Atherton, 1996). Algunas de las características típicas de las adakitas incluyen un alto contenido de Sr y un bajo contenido de HREE (Yb, Y). Cabe mencionar que existen algunas diferencias en la literatura sobre los criterios y los valores aceptados para distinguir entre las andesitas y dacitas adakíticas y las que son rocas calcialcalinas típicas de arco magmático. En el primer trabajo sobre rocas volcánicas con características químicas consistentes con la fusión del *slab* (del área de la Isla Adak en las Aleutianas), el contenido de Sr en la adakita “original” es de 1780 ppm (Kay, 1978), pero ninguna de las rocas analizadas llega a presentar una abundancia de Sr tan alta. En otros trabajos citados frecuentemente en la literatura, las adakitas se definen por varios criterios, incluyendo $\text{SiO}_2 > 56\%$, un contenido de Sr > 300 , y hasta 2000 ppm, y de los HREE, $\text{Yb} \leq 1.8$ ppm y $\text{Y} \leq 18$ ppm (Martin, 1999). Otros criterios son los de Yogodzinski *et al.* (2001) que incluyen una relación FeO^*/MgO baja, y una relación Sr/Y alta (> 50). Utilizando los criterios que consideran el Si, Sr, Y, La e Yb, varias de las rocas volcánicas y plutónicas del área de estudio podrían considerarse adakitas o adakitas transicionales, por presentar $\text{Y} < 18$ ppm, $\text{Yb} < 1.6$ ppm, y el Sr varía de aproximadamente 300 a 585 ppm en las rocas plutónicas, y de 429 a 643 ppm en las lavas y rocas hipabisales (criterios de Martín, 1999). Con los criterios de Yogodzinski *et al.* (2001) ($\text{Sr}/\text{Y} > 50$), la geoquímica de únicamente dos muestras es similar a las adakitas. Más adelante, se evaluarán estas características y otras hipótesis sobre la generación de adakitas.

5.3. Isótopos de Sr, Nd y Pb

Las Tablas 3a y 3b muestran la composición isotópica de Sr, Nd y Pb de las rocas volcánicas y plutónicas analizadas en este estudio, así como de algunos xenolitos de Puente Negro, Puebla. Se obtuvo también la composición isotópica de Pb de algunas rocas metamórficas de edad paleozoica colectadas en el área al norte de Chila de las Flores y Petlalcingo (Figura 5a), pertenecientes al Complejo Acatlán, para caracterizar geoquímicamente el basamento en el área de estudio.

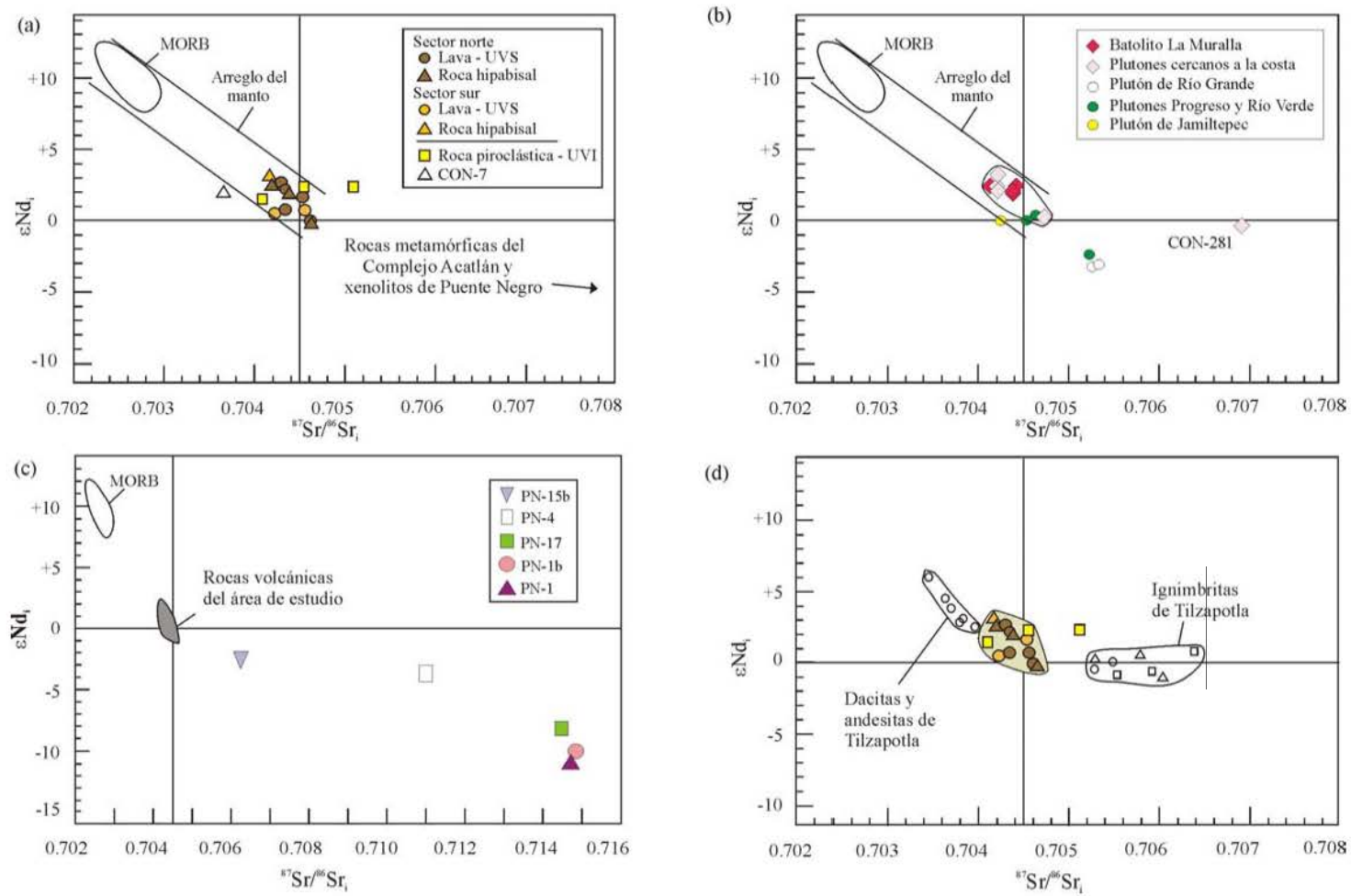


Figura 22. Diagrama de las relaciones isotópicas de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ contra $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ de muestras de rocas volcánicas y plutónicas analizadas en este estudio. (a) Rocas volcánicas. (b) Rocas plutónicas y, para fines comparativos, se incluyen datos de las rocas plutónicas hacia el oriente del área de estudio en Jamiltepec, Progreso, Río Verde, y Río Grande (datos de Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996). (c) Cuerpo subvolcánico (PN-15b) y xenolitos de Puente Negro. El campo de color gris corresponde a las rocas volcánicas del área investigada. (d) Campos de las rocas del área de estudio (simbología como en la Figura 22a) y la caldera de Tilzapotla (dacitas y andesitas, e ignimbritas) (Morán-Zenteno *et al.* (2004).

5. Geoquímica

Las relaciones isotópicas de Sr y Nd obtenidas de las rocas plutónicas y volcánicas (Tabla 3) son más radiogénicas con respecto al MORB y la mayoría de los puntos forman un campo cerca del valor isotópico global de la Tierra (*Bulk Earth*). Los datos presentan, en general, una correlación negativa buena en el diagrama de ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i contra ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i y caen dentro del “arreglo del manto” (figuras 22a y b). Las relaciones iniciales de Sr y Nd en los derrames y rocas hipabisales analizados muestran una variación muy limitada (0.7042 - 0.7046, 0.51259 - 0.51276 [ϵNd_i varía de cerca de 0 a +3.15], respectivamente). Las únicas excepciones corresponden a un cuerpo hipabisal más antiguo (CON-7, Eoceno medio) que es menos radiogénico en Sr [$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7037$], y una roca piroclástica [CON-75, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7051$] con una pérdida por calcinación alta (6%) que puede ser el resultado de perturbaciones en el sistema isotópico. De manera similar, las rocas plutónicas analizadas también tienen un rango de valores isotópicos iniciales muy estrecho: ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$) = 0.7042 - 0.7047, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512576 - 0.512764$, ϵNd_i varía de cerca de 0 a +3.2 (Figura 22b). La excepción es un granito con una composición más radiogénica en Sr [CON-281, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7069$], que es la roca analizada más silícica y con un contenido de feldespato potásico y cuarzo mucho mayor comparado con las otras rocas plutónicas estudiadas. Para fines comparativos se incluyen en la Figura 22b los datos publicados anteriormente por Hernández-Bernal y Morán-Zenteno (1996), correspondientes a rocas plutónicas de la costa pacífica en las áreas de Progreso, Jamiltepec y Río Grande. Se observa que las relaciones isotópicas de Sr obtenidas por estos autores son un poco más altas y las relaciones isotópicas de Nd más bajas que la mayoría de las rocas del área de estudio.

Con los datos obtenidos, se calculó la edad modelo de las rocas con análisis isotópicos de Nd. Las edades modelo (T_{DM}) indican, con base en suposiciones para los valores isotópicos de la fuente de origen en el manto, el tiempo de residencia en la corteza o el tiempo transcurrido desde que un material se separó del manto del cual se formó. Una edad T_{DM} puede ser, por lo tanto, una indicación de la edad de la formación de la corteza. Generalmente se calculan las edades modelo de la corteza continental con referencia a los valores isotópicos del manto empobrecido (DM) y no CHUR porque los estudios de las relaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en terrenos precámbricos sugieren que la fuente de la corteza continental en el manto ha evolucionado con el tiempo con una relación Sm/Nd mayor que la del CHUR (DePaolo, 1981b; Dickin, 1995; Rollinson, 1993). Es común que las edades modelo de Nd no corresponden con las edades de cristalización de las rocas ígneas. En las rocas analizadas las edades modelo son mayores que las edades de cristalización (~30 Ma). Las rocas volcánicas del Oligoceno presentan edades modelo T_{DM} (calculadas con referencia al manto empobrecido usando los valores de Michard *et al.*,

1985) que varían principalmente de 0.60 a 0.75 Ga, con valores menores en las rocas plutónicas y el sector volcánico sur de 0.42 a 0.66 Ga, y el valor más alto para el granito CON-281 (0.78 Ga) (Tabla 3a). Las diferencias entre las edades de cristalización y las edades modelo pueden deberse a una cierta asimilación de corteza continental antigua y/o que el manto tiene un cierto grado de enriquecimiento.

Se obtuvo la composición isotópica de Pb para tener información sobre la naturaleza de los posibles contaminantes corticales. Se analizaron algunos concentrados de feldespatos, ya que se considera que las relaciones isotópicas de éstos representan los valores iniciales de cuando se formó la roca, porque el contenido de U y Th en los feldespatos es virtualmente nulo y es el decaimiento de dichos elementos que, con el tiempo, produce el cambio en las relaciones isotópicas de Pb. Cuando no fue posible obtener un concentrado de feldespato (principalmente en los derrames y rocas hipabisales) se analizó la roca total. Se observa que las relaciones isotópicas de Pb de roca total y feldespato de la misma muestra son muy similares (Tabla 4) dado que no son rocas muy antiguas, por lo que los datos de roca total y feldespatos se incluyen en la misma figura (Figura 23). La composición isotópica de Pb en roca total, así como la de feldespatos lixiviados en ácido de las rocas oligocénicas, muestran un rango muy estrecho (Figura 23a, b). Los datos correspondientes a los derrames, rocas piroclásticas e hipabisales, y rocas plutónicas, particularmente las del batolito La Muralla, muestran una gran similitud. Las relaciones isotópicas actuales de las lavas y rocas hipabisales tienen rangos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.669 - 18.773$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.572 - 15.644$, y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.396 - 38.698$, y las rocas piroclásticas varían de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.709 - 18.802$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.606 - 15.624$, y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.550 - 38.644$. Las rocas plutónicas muestran un rango similar de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.696 - 18.775$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.587 - 15.642$, y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.481 - 38.718$ (Tabla 4). Se observa que las relaciones isotópicas de Pb obtenidas en las lavas y rocas hipabisales se traslapan con las de las rocas plutónicas de La Muralla, mientras que la mayoría de las rocas plutónicas más cercanas a la costa tienen valores levemente más altos en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 23c; datos de Tabla 4 de este trabajo y Herrmann, 1994). Todo el conjunto de datos forma un arreglo lineal con una pendiente alta, que se puede explicar como una línea de mezcla entre el manto y un componente rico en ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb similar a la corteza superior o a los sedimentos. Los puntos que representan las muestras analizadas caen arriba de la línea de referencia del hemisferio norte (NHRL - *Northern Hemisphere Reference Line*) de Hart (1984), que es un alineamiento de datos de MORB y OIB (Figura 23a). Se incluye como referencia la línea de la curva de evolución de Pb cortical de Stacey y Kramers (1975), y se observa que la mayoría de los datos caen debajo de 0 Ga en la línea.

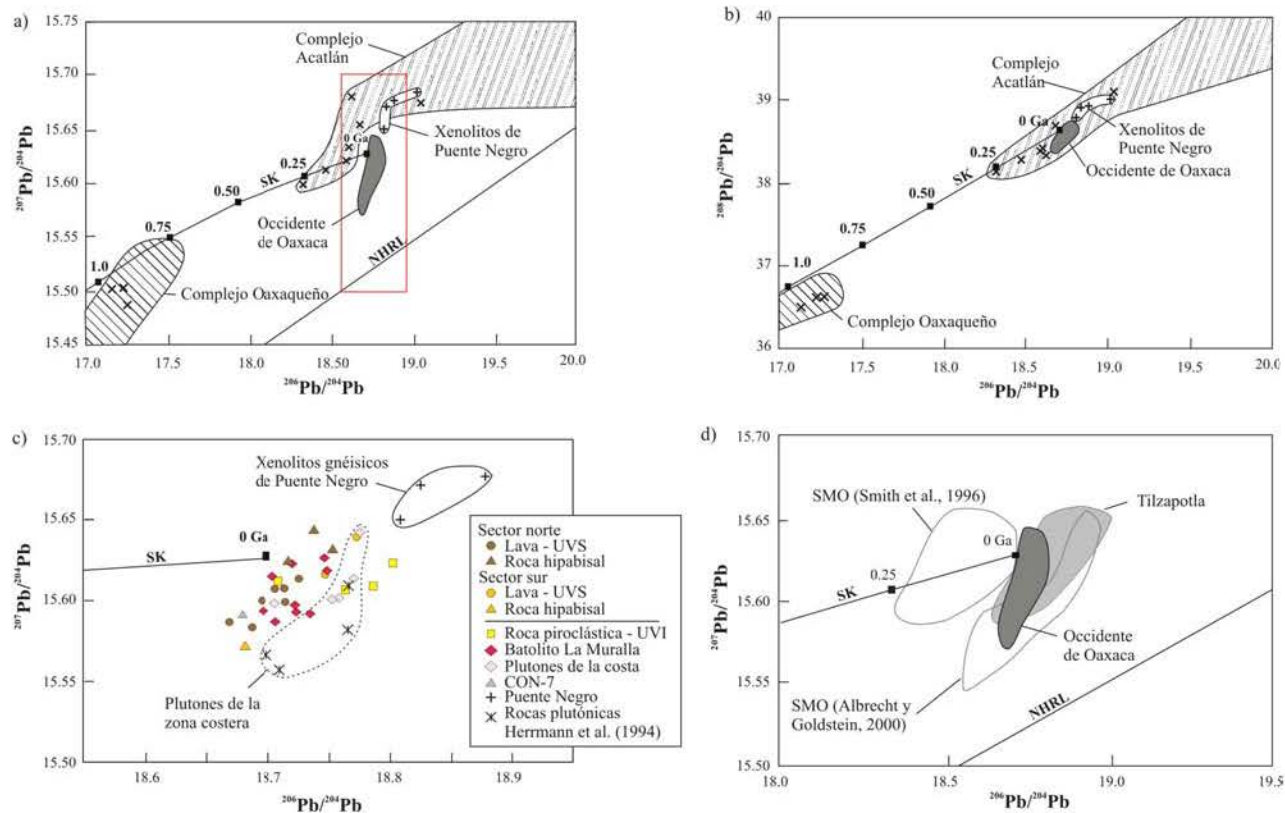


Figura 23. Diagrama de las relaciones isotópicas medidas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, de rocas volcánicas y plutónicas del Paleógeno del área de estudio. (a, b) El campo correspondiente al Complejo Oaxaqueño fue definido con datos del presente trabajo (Tabla 4, marcados con una X), Cameron *et al.* (2004), y Solari *et al.* (2004). Algunos datos de Solari *et al.* (2004) (pegmatitas, rocas de origen sedimentario) corresponden a rocas más radiogénicas; caen fuera de este campo y no están indicados en el diagrama. Los datos del Complejo Acatlán son del presente trabajo (Tabla 4). El rectángulo rojo indica el área ampliada en la Figura 23c. (c) Rocas magmáticas del Paleógeno del área de estudio, y xenolitos de Puente Negro (Tabla 4). Las rocas plutónicas analizadas por Herrmann *et al.* (1994) son del área costera. (d) Campos de las rocas magmáticas analizadas en el presente trabajo, y otros campos volcánicos cenozoicos de México: Sierra Madre Occidental (SMO), y Tilzapotla (Morán Zenteno *et al.*, 2004). NHRL = Northern Hemisphere Reference Line (Hart, 1984). SK = la curva de evolución promedio de la corteza (Stacey y Kramers, 1975).

Con el objetivo de identificar el posible componente cortical en un proceso de asimilación, se analizó la composición isotópica de Sr, Nd y Pb de algunas unidades de las rocas paleozoicas y precámbricas subyacentes para conocer las características geoquímicas del basamento. Las determinaciones isotópicas de Sr y Nd iniciales (corregidas para 30 Ma) de rocas de las formaciones Cosoltepec y Chazumba, y Granitoides Esperanza del Complejo Acatlán que afloran en el sector noroccidental del área de estudio muestran mucha variación mientras que el tronco de Totoltepec, una trondhjemitita de edad pérmica emplazada en el Complejo Acatlán, tiene relaciones isotópicas de Sr y Nd similares aunque un poco más radiogénicas que las rocas magmáticas oligocénicas (Tabla 3b de este trabajo y Yañez *et al.*, 1991). La composición isotópica de Pb obtenida para algunas unidades del Complejo Acatlán es variable y forma un campo muy amplio (Tabla 3b). El tronco de Totoltepec y la migmatita Magdalena tienen relaciones isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ similares a las rocas magmáticas del Paleógeno y relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ levemente menores, mientras que el augen esquisto de los Granitoides Esperanza y la Formación Chazumba tienen relaciones de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ más altas (Tabla 4). Las formaciones Cosoltepec y Xayacatlán son mucho más radiogénicas en Pb que las rocas magmáticas analizadas. El feldespato y roca total correspondientes al Complejo Oaxaqueño analizados en el transcurso de este estudio (metagabro, charnoquita, ver Tabla 4, Figura 23a) son poco radiogénicas y los valores medidos varían de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.141 - 17.248$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.486 - 15.501$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.578 - 36.602$ (Tabla 4). Estos valores son muy similares a otras unidades ígneas del Complejo Oaxaqueño y el Gneis Novillo reportados por Solari *et al.* (2004), y también semejantes a la mayoría de los feldespatos de las granulitas Grenvillianas en México (Cameron *et al.*, 2004), que incluye el gneis Huiznopala (Lawlor *et al.*, 1999), gneis Guichicovi y los clastos de granitoides Mesoproterozoicos en un conglomerado paleozoico (Lopez, 1997).

Las unidades metasedimentarias (formaciones Cosoltepec y Chazumba) y los Granitoides Esperanza del Complejo Acatlán muestran edades modelo más antiguas con una cierta variación (1.24 - 1.63 Ga) (Tabla 3b de este trabajo; Yañez *et al.*, 1991) y, a la vez, son similares a las del basamento precámbrico desde Chihuahua hasta Oaxaca (1.35 - 1.60 Ga) (Ruiz *et al.*, 1988a), lo que sugiere que las unidades paleozoicas se derivaron, por lo menos parcialmente, de una fuente proterozoica (Yañez *et al.*, 1991).

5.4. El cuerpo subvolcánico y los xenolitos de Puente Negro

Hasta el momento no se conocen sitios con xenolitos en las rocas volcánicas del área de estudio y, por lo tanto, se enfocó esta parte del estudio en una localidad cercana: Puente Negro, Puebla (Ortega-Gutiérrez *et al.*, en preparación). Como se mencionó en el Capítulo

Referencias

3, el cuerpo subvolcánico de Puente Negro, del Mioceno temprano (Tabla 1a de este estudio y Martiny *et al.*, 2004), contiene una cantidad extraordinaria de xenolitos, incluyendo escasos xenolitos ultramáficos y abundantes xenolitos de temperatura alta provenientes de la corteza inferior y posiblemente xenocristales de la zona subcortical (Ortega-Gutiérrez *et al.*, en preparación).

El cuerpo subvolcánico de Puente Negro tiene <200 m de diámetro y consiste de por lo menos dos pulsos magmáticos, ambos con xenolitos. La abundancia de xenolitos y los rasgos de reabsorción que estos presentan, sugieren que el magma sufrió un grado alto de asimilación cortical (Ortega-Gutiérrez *et al.*, en preparación). La roca tiene una textura porfídica con abundantes fenocristales de anfíbol que presentan coronas de alteración opacítica, y microfenocristales de plagioclasa zonados y escaso ortopiroxeno y clinopiroxeno. La matriz es afanítica y pilotaxítica con microcristales de plagioclasa, alineados en una textura de flujo, rodeados por vidrio pardo relativamente fresco o vidrio desvitrificado turbio. Fases secundarias incluyen carbonatos y abundante calcedonia, principalmente rellenando vesículas. Se obtuvo el análisis de elementos mayores de roca total por FRX, después de haber seleccionado la muestra con menos alteración y material secundario y de eliminar manualmente lo más posible los minerales secundarios con un pincel y pinzas. Esta roca cae en el campo andesítico, en el límite con el campo de las andesitas basálticas (56% en peso SiO₂) (Ortega-Gutiérrez, 1987; Ortega-Gutiérrez *et al.*, en preparación), aunque el análisis de otro ejemplar muestran una composición dacítica, probablemente por la alta cantidad de material silícico secundario fino que no se pudo eliminar (Tabla 2). Sin embargo, la evidencia petrológica indica que corresponde a un magma más máfico; este cuerpo se originó a temperaturas altas y profundidades que son más consistentes con un magma basáltico derivado del manto, con asimilación posterior en distintos niveles de la corteza (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004)

Los xenolitos de Puente Negro son de diversos tipos e incluyen gabros compuestos principalmente por anfíbol, escasos xenolitos ultramáficos (ortopiroxenita de anfíbol) (PN-4), gneises cuarcíticos y cuarcitas impuras (PN-1, PN-1b), gneises cuarzo-feldespáticos, y gneises con granate (PN-17) (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2001; 2004; en preparación). Las dimensiones de los xenolitos varían; el tamaño mayor del xenolito ultramáfico y de los gneises es de 5 - 6 cm, aunque existen más grandes; los xenolitos ricos en anfíbol pueden llegar a varios centímetros en su mayor dimensión, y las cuarcitas comúnmente son menores de 5 cm pero pueden llegar hasta 15 – 20 cm. Los xenocristales observados macroscópicamente en muestra de mano son cuarzo, anfíbol y granate; estos últimos generalmente miden entre 2 y 5 mm. Las texturas y asociaciones mineralógicas indican altas temperaturas y presiones, lo que sugiere la presencia de rocas metamórficas regionales

de temperaturas ultra-altas (>900° C) debajo del Complejo Acatlán. La petrología de las rocas estudiadas indica que los xenolitos y xenocristales sufrieron una descompresión rápida cuando fueron acarreados hacia arriba por magmas basálticos desde grandes profundidades en la corteza hasta la superficie (Ortega *et al.*, en preparación).

La composición isotópica obtenida para el cuerpo intrusivo de Puente Negro (PN-15b) es $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70626$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.512484$ (Tabla 3b), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.846$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.637$, y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.759$ (Tabla 4). Los xenolitos son mucho más radiogénicos. Los gneises (PN-17, PN-1, PN-1b) muestran relaciones de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ de 0.7144 a 0.7148, y $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.512047 - 0.512182$, $(\epsilon\text{Nd})_i = -8.32$ a -10.97 , mientras que la piroxenita de anfíbol tiene valores de 0.711 y 0.512417 (-3.88), respectivamente (Tabla 3b; Figura 22c). Con respecto a la composición isotópica de Pb, los xenolitos son más radiogénicos: los gneises presentan relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.808 - 18.878$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.650 - 15.677$, y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.790 - 38.937$, y la piroxenita de anfíbol expone valores de 19.011, 15.683 y 39.001 (Figura 23a, b, c; Tabla 4).

Las edades modelo T_{DM} de los xenolitos de Puente Negro varían de 1.26 a 1.52 Ga y son valores típicos de rocas del Grenvilliano en México, indicando la presencia de material de una corteza cortical antigua. Ortega-Gutiérrez *et al.* (1990) postulan que existe a profundidad debajo del Complejo Acatlán una corteza continental precámbrica indeterminada, que quedó sepultada por la colisión entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño, cuya edad se considera, tentativamente, Grenvilliana. Los xenolitos de Puente Negro podrían ser muestras de esta corteza y sus edades modelo son consistentes con esta hipótesis.

Capítulo 6. Discusión

6.1. Estratigrafía y geocronología

De la información recabada en este estudio, se distinguen claramente tres unidades del Paleógeno en el interior del continente dentro del área investigada: una predominantemente sedimentaria conglomerática y areno-limosa, otra sobreyacente de carácter volcanoclástico, y la superior principalmente lávica, con brechas intercaladas de diversos tipos. Este arreglo indica cambios en la evolución de una acumulación en cuencas continentales a un apilamiento de unidades volcánicas extravasadas por aparatos volcánicos poligenéticos y monogenéticos.

Las condiciones al inicio de la sedimentación continental cenozoica parecen haber variado lateralmente en los distintos sectores de la región estudiada, desde material grueso conglomerático en algunas áreas hasta material arenoso y más fino en otras (Formación Yanhuitlán), aunque la posición estratigráfica de los sedimentos finos con respecto a los conglomerados no ha sido completamente esclarecida debido a la presencia de la cubierta volcánica. Existen interpretaciones divergentes en trabajos previos sobre la relación entre las dos unidades en diferentes áreas de Oaxaca. Ferrusquía-Villafranca (1970; 1976) considera que la Formación Yanhuitlán cubre los conglomerados del Paleógeno, mientras que Erben (1956) y Schlaepfer y De Pablo (1971) que están interdigitados. Esto muestra la necesidad de realizar estudios estratigráficos más detallados en el área. En este trabajo se considera que los depósitos finos y gruesos son por lo menos parcialmente correlacionables, ya que ambos tipos de depósitos se han encontrado subyaciendo transicionalmente a la cubierta volcánica, y pueden representar cambios de facies durante por lo menos una parte de su historia. En este escenario se puede interpretar que los sedimentos finos se acumularon en el depocentro de la cuenca, mientras que en los bordes de dicha cuenca y alrededor de las estructuras plegadas mesozoicas las corrientes depositaron material más grueso, presentándose una interdigitación a gran escala de conglomerados y sedimentos finos en algunos sectores intermedios. Esta interpretación se basa en las inferencias derivadas de sus relaciones estratigráficas y en las edades isotópicas de las unidades suprayacentes e intrusivas.

La presencia de diferentes conglomerados con evidencia de erosión entre ellos indica varios periodos de depósito pero, en general, las relaciones estratigráficas indican que la edad de los conglomerados en el área de estudio queda comprendida en el intervalo Paleoceno – Eoceno tardío. En un trabajo regional, Calderón-García (1956) propuso que las rocas conglomeráticas del noroccidente de Oaxaca se correlacionan con el Conglomerado Rojo de Guanajuato (Edwards, 1955), el Grupo Balsas de los estados de

Guerrero y Morelos (Fries, 1960) y/o la Formación Tehuacán del sur de Puebla. En el área de Guanajuato, una edad K-Ar de 37 ± 3 Ma (Gross, 1975) de una ignimbrita riolítica (Formación Bufa) cubriendo el Conglomerado Rojo de Guanajuato, que establece en el tiempo el límite superior de estas rocas. Al miembro inferior del Conglomerado Rojo de Guanajuato le ha sido asignada una edad del Eoceno tardío al Oligoceno temprano por la presencia de fauna de vertebrados (Fries *et al.*, 1955). Aranda-Gómez y McDowell (1998) obtuvieron una edad K-Ar en roca total de 49.3 ± 1.0 Ma para un basalto intercalado en este mismo miembro. Estos últimos autores reconocieron la dificultad en constreñir la edad de dichos conglomerados, y enfatizan que las edades nos proporcionan únicamente un punto en el tiempo durante su depósito y no el periodo completo de acumulación. En un trabajo reciente del área de Tehuacán, se han distinguido varias unidades conglomeráticas del Cenozoico y la edad de la Formación Tehuacán ha sido constreñida al Oligoceno tardío-Mioceno medio (Dávalos-Álvarez, 2006). Al Grupo Balsas se le han asignado edades que varían en rango entre el Paleoceno y el Oligoceno medio (Fries, 1960; De Cserna *et al.*, 1980; Cerca-Martínez, 2004; Morán-Zenteno *et al.*, 2007b). En el área de Amacuzac, Morelos, las rocas clásticas previamente reportadas como Grupo Balsas han sido divididas en dos formaciones sedimentarias que están separadas por una ignimbrita de 38.5 ± 1 Ma. La sucesión superior del Grupo Balsas (Formación Huajintlán), que está cubierta por la ignimbrita Tilzapotla (34.3 ± 1.5 Ma), corresponde al Eoceno tardío. Las características de la sucesión inferior (Formación Tepetlapa) y la aparente continuidad de las condiciones de depósito sugieren que tiene una edad cercana a la de la Formación Huajintlán (Monter-Ramírez, 2004; Morán-Zenteno *et al.*, 2007b). De acuerdo con lo anterior, se concluye que el conglomerado Huajuapán es por lo menos parcialmente contemporáneo con el Grupo Balsas y los conglomerados del Paleógeno en la Mesa Central y el sur de México.

Las primeras manifestaciones de actividad magmática cenozoica en la región, posteriores al inicio de la sedimentación continental, corresponden a un evento de alrededor de 45 - 40 Ma cuyas evidencias están dispersas y aisladas. A partir de cuatro edades (tablas 1a y b, y Murillo-Muñetón y Torres Vargas, 1987) se tiene evidencia de este evento, en el occidente de Oaxaca y áreas adyacentes del Estado de Puebla, representado por cuerpos hipabisales aislados emplazados en la sucesión continental durante el Eoceno medio. Probablemente este magmatismo no fue de un volumen significativo en el área de estudio, porque las unidades oligocénicas descansan directamente sobre conglomerados o rocas precenozoicas y, por otra parte, aunque a esta latitud existen regionalmente algunos reportes de este evento en el norte de Guerrero y algunos sectores del Estado de México (Morán-Zenteno *et al.*, 2005), son escasos. Otras evidencias de este evento magmático en el occidente de Oaxaca incluyen la presencia de intercalaciones de rocas volcánicas en la

6. *Discusión*

Formación Yanhuítlán (Schlaepfer y De Pablo, 1971), y de fragmentos líticos de roca volcánica intermedia en las rocas volcanoclásticas sobreyacentes. Las edades publicadas del Eoceno medio de rocas volcánicas entre Zihuatanejo y Ciudad Altamirano (Kratzeisen *et al.*, 1991; Frank *et al.*, 1992) señalan que, durante este periodo, la actividad magmática se concentró en esta región.

El siguiente episodio de acumulación volcánica tuvo un volumen mucho mayor y está representado por depósitos volcanoclásticos (Unidad Volcánica Inferior) generalmente silíceos que sobreyacen a los conglomerados y depósitos fluvio-lacustres de la Formación Yanhuítlán. Estos depósitos corresponden a la primera unidad volcánica ampliamente distribuida en la región. No se tiene documentado claramente la fuente del material volcanoclástico y, aunque no se puede asegurar, muchos de estos depósitos podrían representar la primera etapa de volcanismo de las estructuras centrales identificadas que arrojaron las lavas sobreyacentes. La presencia de ignimbritas silíceas sugiere centros volcánicos explosivos, aunque no han sido identificados.

En muchas localidades del sector norte se observa claramente un contacto transicional entre los depósitos volcanoclásticos y la Unidad Volcánica Superior, que consiste de lavas y brechas de composición que varía de andesita a andesita basáltica, indicando un cambio gradual en el estilo y la composición dominante del volcanismo. Los diques que cortan lavas de la unidad superior, por ejemplo en Cuauhtepic (Figura 5a), al norte de Huajuapán, representan la última fase de volcanismo en la región. Cabe mencionar la presencia de depósitos lacustres (Formación Chilapa) intercalados con derrames (Ferrusquía-Villafranca, 1970; 1976) que afloran principalmente en el área de Tamazulapán-Yolomecatl (Figura 5a), en el sector central-oriental de la cuenca Huajuapán-Yanhuítlán-Tlaxiaco. La importancia de estos depósitos radica en que indican un segundo periodo de acumulación de sedimentos finos en un ambiente lacustre originado por la formación de cuencas endorreicas a partir de la actividad volcánica más que en fosas de origen tectónico.

Las edades isotópicas de las rocas piroclásticas y lavas (tablas 1a y b) son indistinguibles de las edades de los cuerpos hipabisales, siempre y cuando se excluyen los cuerpos hipabisales del Eoceno medio (Figura 24a). Con base en las edades obtenidas y las publicadas anteriormente, se puede establecer que el pulso magmático principal en el Cenozoico inició hace aproximadamente 33-32 millones de años, en el límite Eoceno tardío - Oligoceno temprano, y fue relativamente corto, con una duración de 3 a 4 Ma.

En las rocas plutónicas, una edad U-Pb en zircones de 30 Ma (Herrmann *et al.*, 1994) del plutón La Muralla corresponde a la única edad de cristalización disponible en el área investigada, y los mismos autores publicaron una edad de U-Pb de 28 Ma para una tonalita colectada más hacia el oriente entre Jamiltepec y San José de Progreso (Tabla 1a; Figura

5b). Actualmente, con los datos disponibles, una comparación entre las edades de las rocas volcánicas (de ~33 a 29 Ma) y las de cristalización en rocas plutónicas parece indicar que la actividad volcánica en el interior del continente y la actividad plutónica en la costa coincidieron en el tiempo, o que el plutonismo convivió con por lo menos la última etapa del volcanismo (Figura 24a). Considerando la tendencia regional en los datos geocronológicos en el sur de México (Schaaf *et al.* 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1999), es probable que esta interpretación sea acertada. Las edades de enfriamiento en las rocas plutónicas son consistentes con esta interpretación. Estas observaciones, así como la prolongación del arco magmático a lo que es actualmente la zona marina (diorita de ~35 Ma, DSDP, Site 493; Bellon *et al.*, 1982) sugieren que, desde el Eoceno más tardío hasta el final del Oligoceno temprano, el magmatismo de arco en la SMS existió en una franja muy ancha, semiparalela a la costa.

Como ya se ha observado en otros trabajos (*e.g.* Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1999), a nivel regional las rocas magmáticas de la SMS muestran que la edad disminuye de occidente a oriente. En el cinturón plutónico de la SMS, Schaaf *et al.* (1995) observaron una tendencia decreciente del occidente al oriente en la edad de la intrusión de los plutones, con una migración más lenta entre Puerto Vallarta y Zihuatanejo (1.2 cm/a) que entre Acapulco y el Istmo de Tehuantepec (~7.7 cm/a). Se está refinando esta tendencia en los sectores central y oriental de la SMS con nuevas edades obtenidas recientemente (ver abajo), reforzando el patrón general observado a nivel regional, pero a la vez documentando algunos detalles como la extinción rápida del magmatismo entre Acapulco y Huatulco. Esta observación se aplica al patrón geocronológico en el cinturón de rocas volcánicas, así como en el de rocas plutónicas.

Enfocándose en los sectores central y oriental del cinturón plutónico en la SMS, Herrmann *et al.* (1994) reconocieron una tendencia sistemática en las edades de cristalización (edades U-Pb en zircones) que obtuvieron en rocas plutónicas no deformadas entre el área de Acapulco y Huatulco. Este conjunto de edades de cristalización disminuye del occidente al oriente: 35 Ma en Atoyac, 34 Ma en Tierra Colorada, 31 Ma en San Marcos, 32 Ma en Cruz Grande, 30 Ma en el área de estudio cerca de San Pedro Amuzgos y al norte de Pinotepa Nacional, 28 Ma cerca de Jamiltepec, 27 Ma en Pochutla y 29 Ma en Huatulco (figuras 2, 5b y 24b). Sin embargo, como se mencionó, algunas edades obtenidas recientemente indican que el magmatismo continuó hasta por lo menos aproximadamente 31 Ma en el área de Acapulco. Por ejemplo, en San Juan del Reparo, al nororiente de Acapulco (Figura 2), se reportó una edad concordante (U-Pb en zircones) de 31.5 ± 0.5 en una tonalita (Hernández-Pineda, 2006), que es similar a una edad K-Ar de 30.7 ± 0.8 Ma obtenida en hornblenda de un dique subvertical de orientación N70E, de composición

6. Discusión

intermedia, emplazado durante una etapa tardía en el batolito de Tierra Colorada (Tabla 1a de este estudio). En otro estudio, Ducea *et al.* (2004a) obtuvieron edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en cristales de zircones individuales en tres transectos (Acapulco, Puerto Escondido, Puerto Ángel), aunque del área investigada en este trabajo no presentaron nuevos datos. En el transecto Acapulco, obtuvieron una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 34.5 ± 1.2 Ma ($n = 19$ zircones) en una granodiorita de hornblenda y biotita, que es consistente con edades las U-Pb obtenidas previamente en plutones cercanos (Herrmann *et al.*, 1994). Del transecto de Puerto Escondido, obtuvieron una edad de 29.6 ± 4.0 Ma ($n = 8$) en un leucotonalita, y de 31.2 ± 1.5 Ma ($n = 22$) en una tonalita. De este mismo transecto reportan una edad de 25.4 ± 2.9 Ma ($n = 8$) en una cuarzdiorita, aunque los autores mencionan que los zircones de esta muestra presentan una zonación compleja que resultan en edades discordantes. Ducea *et al.* (2004a) concluyeron que las edades disponibles para rocas magmáticas del Eoceno y Oligoceno en el sector entre Acapulco y Puerto Ángel no apoyan la hipótesis de una migración en el magmatismo hacia el oriente, sino que indican un episodio regional de ~ 10 Ma, y citan la figura 7 de su trabajo (ver recuadro de la Figura 24b de este trabajo). No obstante, el hecho es que en su figura, sí se observa una disminución del occidente al oriente en las edades de cristalización de los plutones, aunque no es tan obvio, porque en la figura 7 los autores no despliegan los datos claramente y varias de las edades nuevas que presentan tienen un error muy grande. Solari y Schaaf (2006) también comentaron que la resolución de la Figura 7 de Ducea *et al.* (2004a) no permite una interpretación concluyente. Un análisis cuidadoso de todas las edades U-Pb en zircones en rocas plutónicas publicadas hasta el momento, y la presentación de estos datos en una gráfica de edad contra distancia a lo largo de la costa (Figura 24b) revela una cierta tendencia decreciente en el magmatismo de este sector, con las edades más antiguas en el occidente (entre 35 Ma y 31 Ma en el área de Acapulco, 27 Ma en Pochutla, y 29 Ma en Huatulco) aunque la diferencia en la extinción en el magmatismo es pequeña (~ 3 Ma). En la Figura 24c, se observa que las edades de enfriamiento de las rocas plutónicas en el mismo sector muestran una tendencia más irregular (Morán-Zenteno *et al.*, 2000).

Con respecto al cinturón volcánico en la porción norte de la SMS, otras áreas importantes con actividad volcánica al occidente del área investigada incluyen Taxco, la caldera de Tilzapotla, y el centro volcánico de Huautla. Las rocas dominantes en Taxco son ignimbritas y domos silícicos, en Tilzapotla, ignimbritas silícicas, y en Huautla afloran ignimbritas silícicas, así como derrames de composición andesítica y dacítica. Estas composiciones contrastan con las del occidente de Oaxaca, donde predominan derrames de andesita a andesita basáltica, particularmente en el sector norte. Respecto a la cronología del volcanismo en estas localidades, las edades disponibles hasta el momento también

indican diferencias ligeras (Figura 24d). La base de la sucesión volcánica de Taxco tiene una edad K-Ar de 38.2 ± 1.0 Ma, pero la actividad más intensa se encontró entre 36 y 32 Ma (Morán-Zenteno *et al.*, 1998; Alaníz-Álvarez, *et al.*, 2002). El magmatismo en la caldera de Tilzapotla se desarrolló desde 35.1 hasta 32.6 Ma, con una edad Ar-Ar en la ignimbrita de colapso de 34.3 Ma (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Existen fechamientos de 34.2, 33.6, y 31 ± 2 Ma (Campa *et al.*, 2002) y 32.5 Ma (Cerca-Martínez, 2004) para el área al suroeste del centro volcánico de Huautla. Del campo volcánico de Huautla, se tienen dos edades K-Ar de 31.8 ± 0.4 (Chávez-González, 2005) y 30.9 ± 0.6 Ma (Díaz-Bravo, 2005). Los datos anteriores indican que el pulso magmático principal en el sector nororiente de Guerrero y las zonas colindantes de Morelos y Puebla coexistió parcialmente con el del área de estudio pero que inició antes en Guerrero y los áreas adyacentes (Figura 24d), mientras que la diferencia en la extinción del magmatismo en estas regiones es mínima, siendo casi simultánea a ~ 30 Ma.

Es notable el cambio en la edad de las rocas volcánicas entre el occidente del Estado de Oaxaca ($\sim 33 - 29$ Ma), y los sectores central y este del estado (Figura 2). En la parte central-oriental, las edades en la literatura varían de 22 y 13 Ma (Mioceno temprano – medio) con las edades más jóvenes hacia el oriente. En Suchilquitongo y Etlá (Figura 1), al noroccidente de la Ciudad de Oaxaca, Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca (2001) obtuvieron tres edades K-Ar en concentrados minerales (plagioclasa y biotita) que varían de 20.6 a 19.2 Ma, y edades K-Ar de las ignimbritas silíceas del área de Tlacolula-Mitla de $16.0 \pm 0.4 - 14.3 \pm 0.3$ Ma. Hacia el oriente y suroriente, Iriondo *et al.* (2004) obtuvieron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 22.3 ± 0.03 Ma en una andesita (matriz volcánica), 17.09 ± 0.06 Ma (plagioclasa) y 17.5 ± 0.05 Ma (matriz volcánica) en una andesita porfídica, y 15.5 ± 0.02 Ma en una toba riolítica (biotita). En Nejapa (Figura 1), más al oriente, la sucesión incluye tobas silíceas y rocas volcánicas de composición andesítica; las edades K-Ar determinadas en las tobas varían de 17.4 a 15.0 ± 0.8 Ma (Ferrusquía-Villafranca y McDowell, 1991), mientras que a la misma longitud, las rocas intrusivas del cinturón plutónico en el área de Huatulco tienen una edad oligocénica. Continuando hacia el oriente, en Laollaga y Lichivizá (Figura 1), seis fechamientos K-Ar obtenidos en concentrados minerales de tobas y rocas hipabisales varían de 16.9 ± 0.4 a 13 ± 0.8 Ma (Ferrusquía-Villafranca, 1999).

Las edades obtenidas en este estudio indican que el volcanismo terminó en el occidente de Oaxaca a final del Oligoceno temprano (~ 29 Ma) y, después de un periodo con actividad volcánica escasa entre el Oligoceno tardío y el inicio del Mioceno temprano, reinició varios millones de años después en dos regiones diferentes: a 22 Ma en la porción central-oriental de Oaxaca (Iriondo *et al.*, 2004) y a 19 Ma en la FVTM (Gómez-Tuena *et al.* 2005). Las edades disponibles actualmente para la SMS aparentemente definen en el

6. Discusión

tiempo y espacio un segmento sin volcanismo de por lo menos 7 Ma (figuras 2, 24d), y probablemente tiene un control tectónico (Capítulo 6.3.1.).

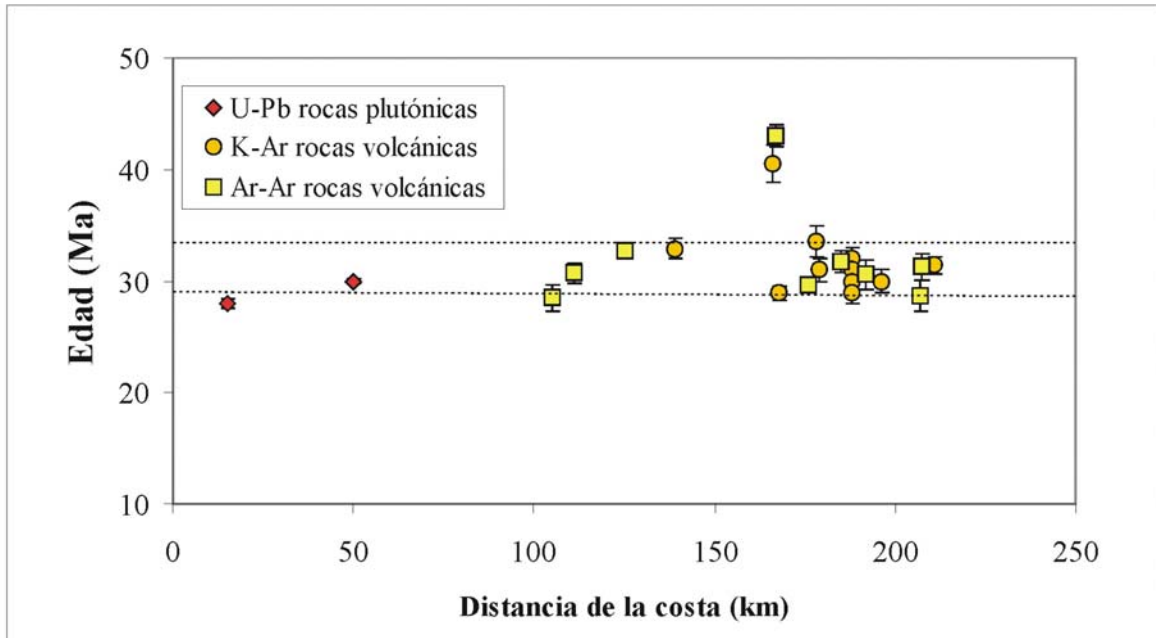


Figura 24a. Variaciones en las edades de las rocas volcánicas y plutónicas del Paleógeno en el área investigado con respecto a la distancia de la costa (datos tomados de Tablas 1 a y b, Ferrusquía-Villafranca *et al.* 1974, Guerrero-García y Herrero-Bervera 1993, Herrmann *et al.* 1994, Martiny *et al.* 2000a, Galina-Hidalgo *et al.* 2003; Cerca *et al.*, 2007). Las líneas discontinuas muestran los límites generales del magmatismo en el tiempo en el área de estudio con base a las edades reportadas aquí y en la literatura (~33 - 29 Ma).

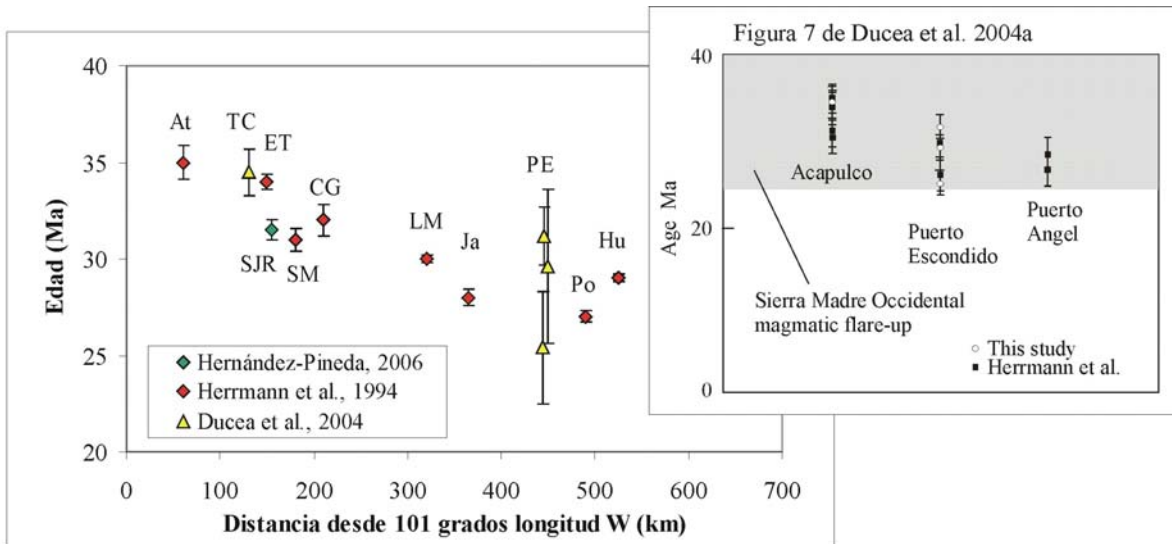


Figura 24b. Variaciones en las edades de cristalización de las rocas plutónicas del Paleógeno en el sector Atoyac – Huatulco con respecto a la distancia desde 101° de longitud oeste (At = Atoyac, TC = Tierra Colorada, ET = El Treinta, SJR = San Juan del Reparó, SM = San Marcos, CG = Cruz Grande, LM = plutón La Muralla, Ja = Jamiltepec, PE = Puerto Escondido, Po = Pochutla, Hu = Huatulco) (datos tomados de Herrmann *et al.* 1994, Ducea *et al.* 2004a; Hernández-Piñeda, 2006). El recuadro corresponde a la Figura 7 de Ducea *et al.* (2004a).

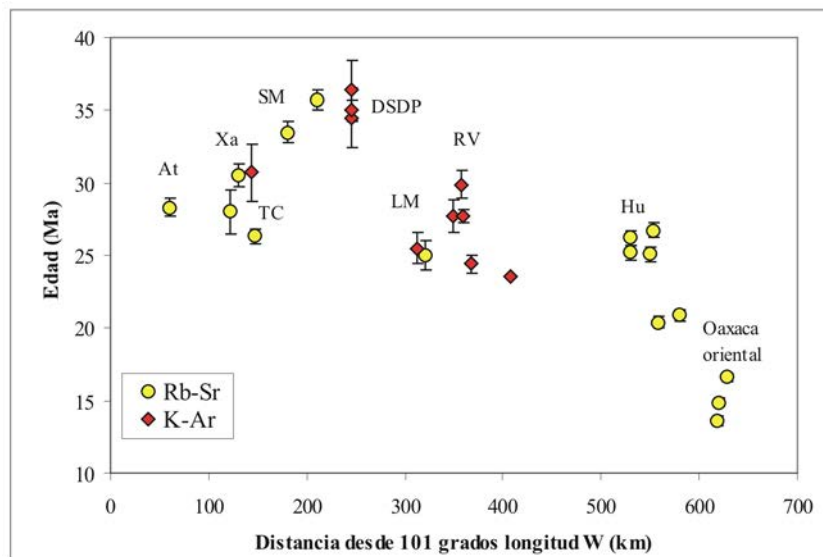


Figura 24c. Variaciones en las edades de enfriamiento de las rocas plutónicas del Paleógeno con respecto a la distancia desde 101° de longitud oeste, entre Atoyac y la parte oriental de Oaxaca (E Oax), usando las mismas abreviaturas que en la Figura 24b y Xa = Xaltianguis, DSDP = Site 493 Deep Sea Drilling Project, RV = batolito Río Verde (Bellon *et al.*, 1982; Schaaf, 1990; Guerrero-García y Herrero-Bervera, 1993; Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996; Correa-Mora, 1997; Alba-Aldave *et al.*, 1998; Tolson, 1998; Martiny *et al.*, 2000a; Tabla 1a de este trabajo; Solis-Pichardo (tesis de doctorado, en preparación, datos publicados en Morán-Zenteno *et al.* 2000).

6. Discusión

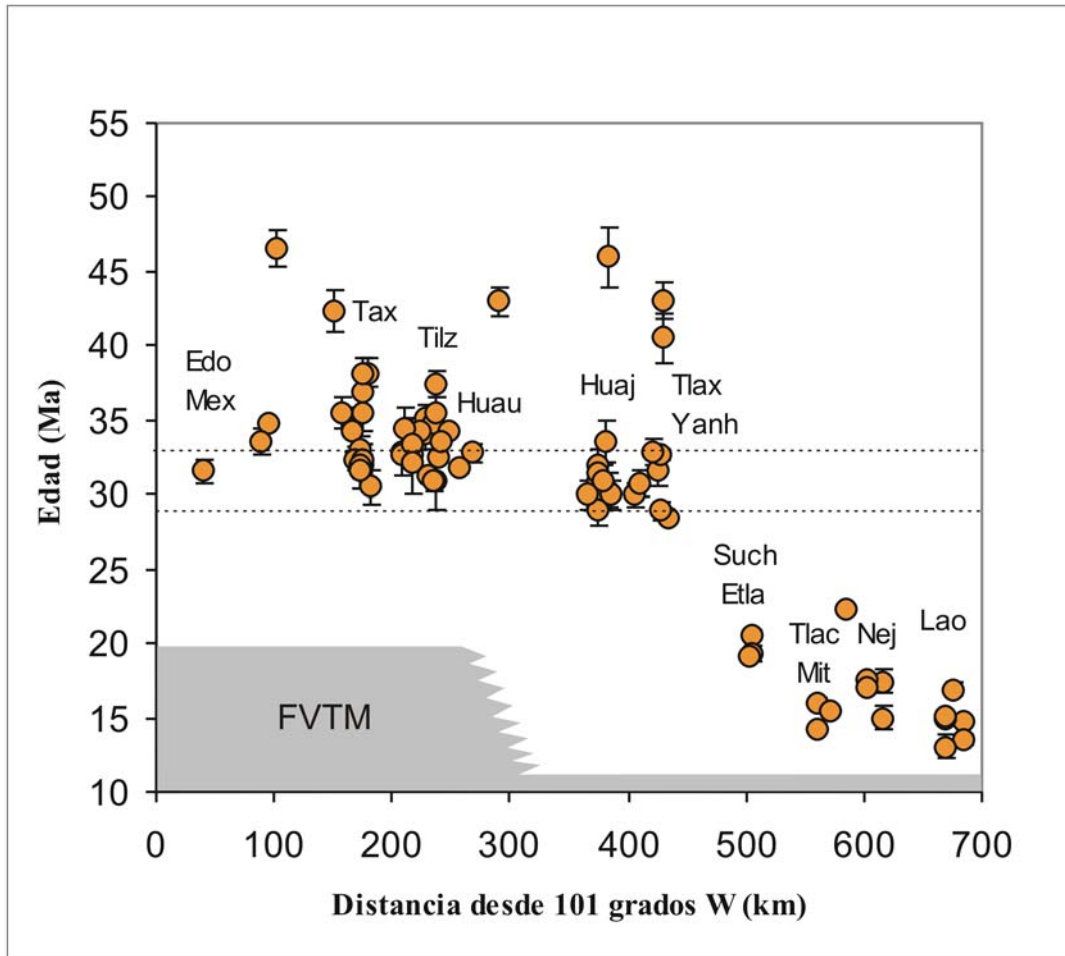


Figura 24d. Variaciones de las edades de las rocas volcánicas del Paleógeno en el sector central de la SMS con respecto a la distancia desde 101° de longitud oeste (Edo Mex = Estado de México, Tax = Taxco, Tiz = Tizapotla, Huau = Huautla, Huaj = Huajuapán, Tlax Yanh = Tlaxiaco - Yanhuitlán, Such Etna = Suchitlahuaca y Etna, Tlac Mit = Tlacolula y Mitla, Nej = Nejapa, Lao = Laollaga-Lichivizá (datos tomados de Ferrusquía-Villafranca *et al.* 1974, De Cserna 1981, De Cserna y Fries 1981, Murillo-Muñetón y Torres Vargas 1987, Ferrusquía-Villafranca y McDowell 1991, Chávez-Aguirre y Mendoza-Flores 1998, Morán-Zenteno *et al.* 1998, Ferrusquía-Villafranca 1999, Martiny *et al.* 2000a, Blatter *et al.* 2001, Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca 2001, Alaníz-Alvarez *et al.* 2002, Campa *et al.* 2002, Ferrari *et al.* 2003, Galina-Hidalgo *et al.* 2003, Cerca 2004, Morán-Zenteno *et al.* 2004, Monter-Ramírez, 2004; Díaz-Bravo, 2005). La línea continua limita la edad máxima de volcanismo de la FVTM. Las líneas discontinuas muestran los límites generales del magmatismo en el tiempo en el área de estudio con base a las edades reportadas aquí y en la literatura (~33 - 29 Ma).

6.2. Geoquímica y petrogénesis

En este trabajo se utiliza la geoquímica como un apoyo para hacer inferencias sobre algunos aspectos del origen y la evolución del magmatismo en el área investigada como, por ejemplo, los procesos que modificaron los magmas durante su ascenso, las posibles contribuciones de la corteza continental y la placa en subducción, así como las características de la fuente del magmatismo. Uno de los detalles más importantes del magmatismo en el occidente de Oaxaca es la dominancia de lavas andesíticas y andesitas basálticas en el interior del continente, y rocas plutónicas silíceas (dominan granitos y granodioritas) en la zona costera. Este contraste y otros, como las variaciones en las tendencias de los elementos mayores y traza, sugieren procesos magmáticos diferentes en los dos cinturones. Generalmente se generan magmas primarios en arcos continentales por medio de fusión parcial en la cuña del manto, inducido por contribuciones de la placa subducida en forma de fluidos o su fusión, o por descompresión. En el área investigada, la geoquímica de los magmas del interior del continente, particularmente las lavas más máficas que dominan la sucesión volcánica en el sector norte, son consistentes con este modelo y con un ascenso rápido a la superficie, la cristalización fraccionada como el proceso dominante, y un cierto grado de contaminación cortical. Sin embargo, en el cinturón plutónico, donde el volumen de rocas ígneas es mucho mayor y las composiciones en general son más silíceas que en el interior del continente (Figura 15, Tabla 2), las características geoquímicas de las rocas indican un proceso con mayor participación de la corteza inferior. En este trabajo, se realizó una modelación de los procesos de asimilación y cristalización fraccionada enfocada a las rocas volcánicas, y se propone una hipótesis sobre la petrogénesis de las rocas magmáticas de los dos cinturones que se tratará a más detalle adelante.

Existe un consenso general sobre las características geoquímicas generales de los magmas primarios generados por fusión parcial del manto metasomatizado inducida por los fluidos liberados durante procesos de deshidratación de la placa en subducción. Típicamente, son andesitas y basaltos calcialcalinos con características geoquímicas muy particulares que son diferentes de las rocas en otros ambientes, especialmente en el contenido de elementos traza. Una característica típica de magmas de arcos es el enriquecimiento en los elementos litófilos de radio iónico grande (LIL) y Pb, comparado con los elementos de alto campo (HFS). Los LILE son incompatibles, con mayor solubilidad en fluidos acuosos, y abundantes en sedimentos comparado con los elementos HFS y algunas HREE, que son altamente insolubles en fluidos acuosos y se presentan en concentraciones bajas en los sedimentos (McCulloch y Gamble, 1991; Plank y Langmuir,

6. Discusión

1998); Class *et al.*, 2000 y referencias incluidas). Por lo tanto, los LILE se liberan durante la deshidratación de la placa en subducción, para incorporarse posteriormente a la cuña del manto (Gill, 1981; Pearce, 1983, 1992; Hawkesworth *et al.*, 1993), y el enriquecimiento en dichos elementos se ha considerado como el componente de subducción. Al contrario, el origen del empobrecimiento en elementos HFS no se entiende completamente aunque esta característica se ha considerado diagnóstica de magmas de arco. La explicación tradicional ha sido que los elementos HFS se pueden retener en ciertas fases mineralógicas en la fuente magmática durante la fusión parcial (e.g. rutilo, titanita, o ilmenita). Estudios petrológicos experimentales indican que en la placa subducida se requiere rutilo residual para retener los elementos HFS, para que los fluidos acuosos derivados de la misma placa sean empobrecidos en dichos elementos (Brenan *et al.*, 1994, 1995; Stalder *et al.*, 1998). En varios trabajos han enfatizado otras interpretaciones, incluyendo el papel de los fluidos acuosos. Por ejemplo, basado en estudios de xenolitos de la cuña de manto directamente debajo del frente del arco volcánico Luzón en las Filipinas, Maury *et al.* (1992) consideran que el empobrecimiento en elementos HFS en magmas de arco con respecto a los elementos LIL puede originarse por las abundancias bajas iniciales de elementos HFS en el manto previo al metasomatismo, así como la incapacidad de los fluidos en las zonas de subducción de transportarlos. Los elementos HFS son insolubles debido a elevada carga (Ta y Nb tienen una valencia de +5) y potencial iónico alto (relación carga iónica-radio iónico) y, generalmente son elementos inmóviles (McCulloch y Gamble, 1991). En condiciones de alta temperatura y presión, los elementos Nb, Ta y Ti son menos móviles en fluidos acuosos que los LIL y LREE, que se disuelven y se transportan fácilmente (Tatsumi y Eggins, 1995), produciendo el fraccionamiento de Nb, Ta y Ti de los elementos LIL y LREE durante la deshidratación y fusión parcial de la placa subducida.

Las rocas volcánicas y plutónicas analizadas en el presente estudio muestran características típicas de magmas de arco de tipo calcialcalino. El comportamiento geoquímico de dichas rocas muestra una señal de subducción muy clara, que sugiere una fuente en la cuña del manto. En diagramas multi-elementales normalizados con el manto primitivo (Figura 20a, b), las rocas estudiadas presentan enriquecimientos en elementos LIL (en particular Cs, Ba, K, Pb y Sr) con respecto a los elementos HFS (Nb, Ta, y también se observa un empobrecimiento en Ti en las rocas plutónicas y algunas rocas volcánicas), lo que afirma la participación de la placa subducida en la petrogénesis de dichas rocas. Se considera que rocas relacionadas a la subducción presentan una relación de $Ba/Nb > 28$ (Fitton *et al.* 1988) ó $Ba/Ta > 450$ (Gill, 1981). En el área de estudio las rocas más máficas tienen relaciones de $Ba/Nb > 40$ y $Ba/Ta > 700$.

6.2.1. Procesos de diferenciación

En las rocas volcánicas analizadas, el comportamiento geoquímico sugiere que la mayoría de los magmas pueden ser cogenéticos, o por lo menos están relacionados a una fuente similar por procesos de diferenciación magmática y fusión parcial. Estas evidencias incluyen las tendencias lineales y coherentes en diagramas de variación de elementos mayores y traza, sin cambios en la pendiente (figuras 18-1 y 19-1), la similitud en los patrones o la existencia de patrones subparalelos en los diagramas multielementales (Figura 20a) y de REE (Figura 21a), y la semejanza de las relaciones isotópicas.

Aunque se puede explicar la presencia de tendencias lineales coherentes y continuas por cristalización fraccionada simple a partir de un magma primario similar, es importante tomar en cuenta otros procesos como contaminación cortical, fusión parcial, y mezcla de magmas que también pueden producir un resultado similar. Los magmas generados en la cuña del manto debajo de la corteza continental atraviesan espesores grandes de corteza rica en Si y Al y en elementos traza incompatibles, lo cual pueden ser asimilados para formar magmas más silícicos. Para evaluar la posibilidad de una contaminación cortical significativa, es fundamental conocer la composición isotópica del basamento. Las determinaciones isotópicas realizadas del basamento de las rocas volcánicas (Complejo Acatlán) en este trabajo (tablas 3b, 4), así como las publicadas en la literatura (Yañez *et al.*, 1991), indican que tiene una composición isotópica muy heterogénea. Si la contaminación cortical del basamento paleozoico fuera un proceso significativo, dada la naturaleza regional del estudio y la heterogeneidad isotópica del basamento, es razonable asumir que la composición isotópica de las rocas analizadas también sería muy variable. Sin embargo, no es el caso, como ya se señaló, y en las rocas analizadas el rango de variación en la composición isotópica es muy limitado. Por otra parte, el basamento paleozoico tiene relaciones isotópicas altas en Sr y valores bajos en Nd, y la asimilación de éste hubiera producido una tendencia similar en la composición isotópica de las rocas volcánicas analizadas, pero éstas se caracterizan por presentar relaciones isotópicas relativamente bajas en Sr y altas en Nd. Lo anterior indica que una asimilación cortical significativa del Complejo Acatlán en las rocas volcánicas analizadas no es consistente con los datos. Solamente en casos especiales de una contaminación cortical significativa de una fuente homogénea se podría producir las tendencias lineales, coherentes y continuas como se observan en las figuras 18 y 19.

Otra indicación posible de la asimilación cortical es la relación entre la composición isotópica y el grado de diferenciación magmática. Los procesos de cristalización fraccionada y fusión parcial no deben modificar la composición isotópica de Sr, Nd y Pb de las rocas, y una fuerte correlación entre el grado de diferenciación y los valores isotópicos

6. Discusión

sugeriría que la contaminación cortical es un proceso importante. La abundancia de SiO₂ en los derrames y rocas hipabisales analizados muestra una variación relativamente importante (SiO₂ = 51.3 – 65.6%), e incluye andesitas basálticas, andesitas y dacitas (Figura 14a), pero en la figuras 25-1 a y b, se observa que las rocas extrusivas, especialmente las del sector norte, presentan una correlación positiva dentro de un rango de variación isotópica corto entre la abundancia de SiO₂ y las relaciones isotópicas iniciales de Sr, y una correlación negativa también dentro de un rango corto con las relaciones isotópicas iniciales de Nd, particularmente si no se toma en cuenta el cuerpo hipabisal CON-120 ya que, como se señaló, presenta diferencias en su comportamiento geoquímico. En estos diagramas se nota que el cuerpo hipabisal CON-120 se caracteriza por tener relaciones isotópicas de Sr y Pb un poco más bajas y relaciones isotópicas de Nd levemente más altas comparadas con otros derrames y cuerpos hipabisales de composición similar (Figura 25-1, tablas 3a y 4); se colectó esta roca en el área de Chalcatongo, al SE de

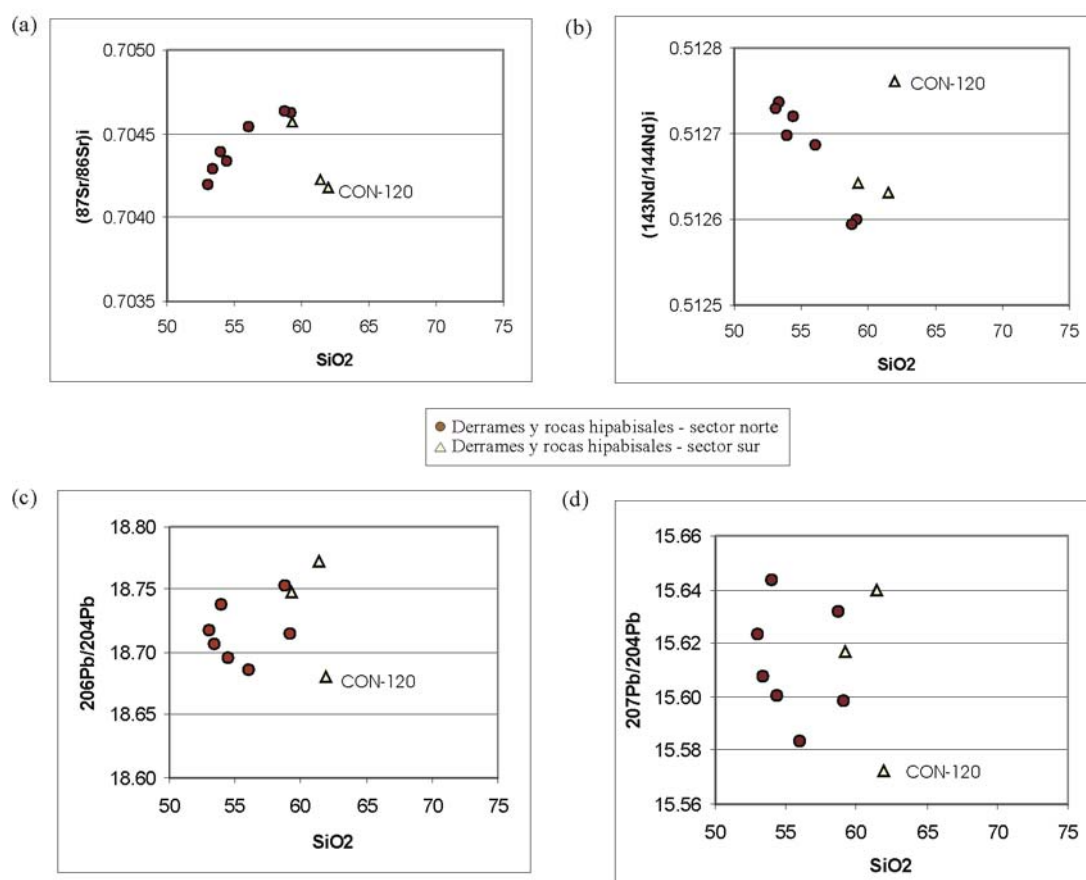


Figura 25-1. Composición isotópica de las rocas volcánicas del área de estudio contra un índice de diferenciación (SiO₂). (a) ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, (b) ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, (c) ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb y (d) ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb.

Tlaxiaco y, de todas las rocas volcánicas analizadas se encuentra entre las más hacia el sur del cinturón volcánico (Figura 5a). Con respecto a los isótopos de Pb, existe una correlación positiva muy leve entre SiO₂ y ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb para las rocas volcánicas (Figura 25-1c), ignorando CON-120, pero la tendencia no es tan coherente en el diagrama de SiO₂ contra ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (Figura 25-1d).

Otro ejemplo de un comportamiento geoquímico diferente es el cuerpo hipabisal CON-7. Este cuerpo pertenece a un evento anterior en el Eoceno medio (tablas 1a, b), lo que podría explicar las variaciones que presenta en su composición geoquímica e isotópica de Sr (0.7037, Tabla 3a) comparada con las rocas del evento magmático principal. Por otra parte, es un cuerpo emplazado en una zona caracterizada por numerosos cuerpos intrusivos y lineamientos N-S, al sur de la zona de la falla de Caltepec. Asumiendo que las rocas del evento principal en el Oligoceno, y las del Eoceno medio (representado por CON-7) asimilaron material cortical de una composición similar, el grado de asimilación cortical en CON-7 fue casi nulo comparado con las rocas oligocénicas, posiblemente por un ascenso a la superficie en esta zona de debilidad cortical que fue aún más rápido que las del evento principal. Sin embargo, es importante reconocer que es arriesgado llegar a este tipo de conclusiones con base en la composición geoquímica e isotópica de una sola roca.

Resumiendo, en general las rocas volcánicas muestran un comportamiento típico de asociaciones de minerales relacionados con cristalización fraccionada. La relación entre el grado de diferenciación y los valores isotópicos, aunque sea leve, aparentemente es consistente con un bajo grado de asimilación de un componente cortical relativamente homogéneo, y enriquecido isotópicamente en Sr, Nd y ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Las relaciones isotópicas bajas y la falta de una contaminación cortical significativa en las rocas volcánicas son consistentes con un ascenso rápido de los magmas a la superficie.

Hacia el occidente del área de estudio, las rocas volcánicas de Taxco son más radiogénicas en Sr [⁸⁷Sr/⁸⁶Sr]_i = 0.7051 a 0.7063] (Morán-Zenteno *et al.*, 1998] y Pb (Martiny *et al.*, 1997) (Figura 23d) y, en la caldera de Tilzapotla, las relaciones de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y los valores εNd_i de las rocas volcánicas del Paleógeno muestran más variación que las del occidente de Oaxaca: las relaciones iniciales de Sr y Nd de las ignimbritas de la caldera son generalmente más radiogénicas y las lavas andesíticas y dacíticas de la resurgencia se caracterizan por tener valores menos radiogénicos (Morán-Zenteno *et al.*, 2004) (Figura 22d). Las relaciones isotópicas de Pb del área de Tilzapotla son similares o un poco más radiogénicas (Figura 23d). Actualmente no existe evidencia para apoyar la presencia de un manto muy heterogéneo entre Tilzapotla y el occidente de Oaxaca y, asumiendo un manto homogéneo y de composición similar en las dos zonas, las composiciones isotópicas de Sr,

6. Discusión

Nd y Pb más radiogénicas en las rocas volcánicas analizadas de Tilzapotla pueden indicar un mayor grado de asimilación de corteza antigua.

Las rocas plutónicas del área de trabajo son, en general, más silícicas que los derrames y rocas hipabisales, variando de dioritas a granitos, pero predominan composiciones graníticas y también granodioíticas (Figura 15). La mayoría de las rocas plutónicas analizadas tienen más de ~65% SiO₂. En general, presentan un comportamiento geoquímico similar, tendencias lineales y continuas en diagramas de variación de SiO₂ contra elementos mayores y traza (figuras 18-2, 19-2), patrones subparalelos en los diagramas multielementales (Figura 20b) y de REE (Figura 21b), y poca variación en la composición isotópica de Sr, Nd y Pb (figuras 22b y 23c), excluyendo las muestras CON-224 y CON-281. Lo anterior sugiere que la mayoría de las rocas plutónicas, si no son cogenéticas, tienen una fuente similar, y pueden estar relacionadas por procesos de diferenciación y/o fusión parcial. Asumiendo que la mayoría de las rocas plutónicas tienen una fuente similar, las diferencias en los plutones de la zona costera comparados con el batolito La Muralla podrían ser el resultado de mayor asimilación de un componente cortical, o asimilación de un componente más rico en Sr y ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb.

En diagramas de SiO₂ contra relaciones isotópicas, existe una correlación entre el grado de diferenciación (SiO₂ = 58.7 – 72.6%) y la composición isotópica de Sr y Nd dentro de un rango de variación isotópica corto, aunque esta tendencia no es tan clara comparada con las rocas volcánicas. La correlación observada sugiere un grado bajo de asimilación si se asimiló corteza antigua. La composición isotópica del basamento en el complejo Xolapa es heterogénea (Morán-Zenteno, 1992; Herrmann *et al.*, 1994) y si la asimilación de corteza antigua fuera significativa, se esperaría más variabilidad en la composición isotópica de las rocas plutónicas pero, al contrario, en general es homogénea, lo que es consistente con un grado bajo de asimilación. No obstante, es importante resaltar que la asimilación pudo haber sido mayor si el material asimilado tenía una composición isotópica similar al magma (figuras 25-2a y b). No se define una correlación coherente para las rocas plutónicas analizadas entre los isótopos de Pb y SiO₂ (figuras 25-2c y d).

En el Capítulo 5 se señaló que dos cuerpos plutónicos presentan ciertas diferencias en su comportamiento geoquímico. El granito CON-281 muestra un alto contenido de feldespato potásico y cuarzo y de todas las rocas analizadas tiene el mayor contenido de SiO₂. Es notable que en algunos de los diagramas de tipo Harker de elementos traza contra SiO₂, el punto que representa este cuerpo granítico se encuentra completamente fuera de la tendencia lineal definida por la mayoría de los otros cuerpos plutónicos analizados, por los contenidos altos de elementos traza como algunos LILE y REE (figuras 19, 20b, 21b). La composición silícica podría explicar un cierto enriquecimiento en algunos elementos, pero

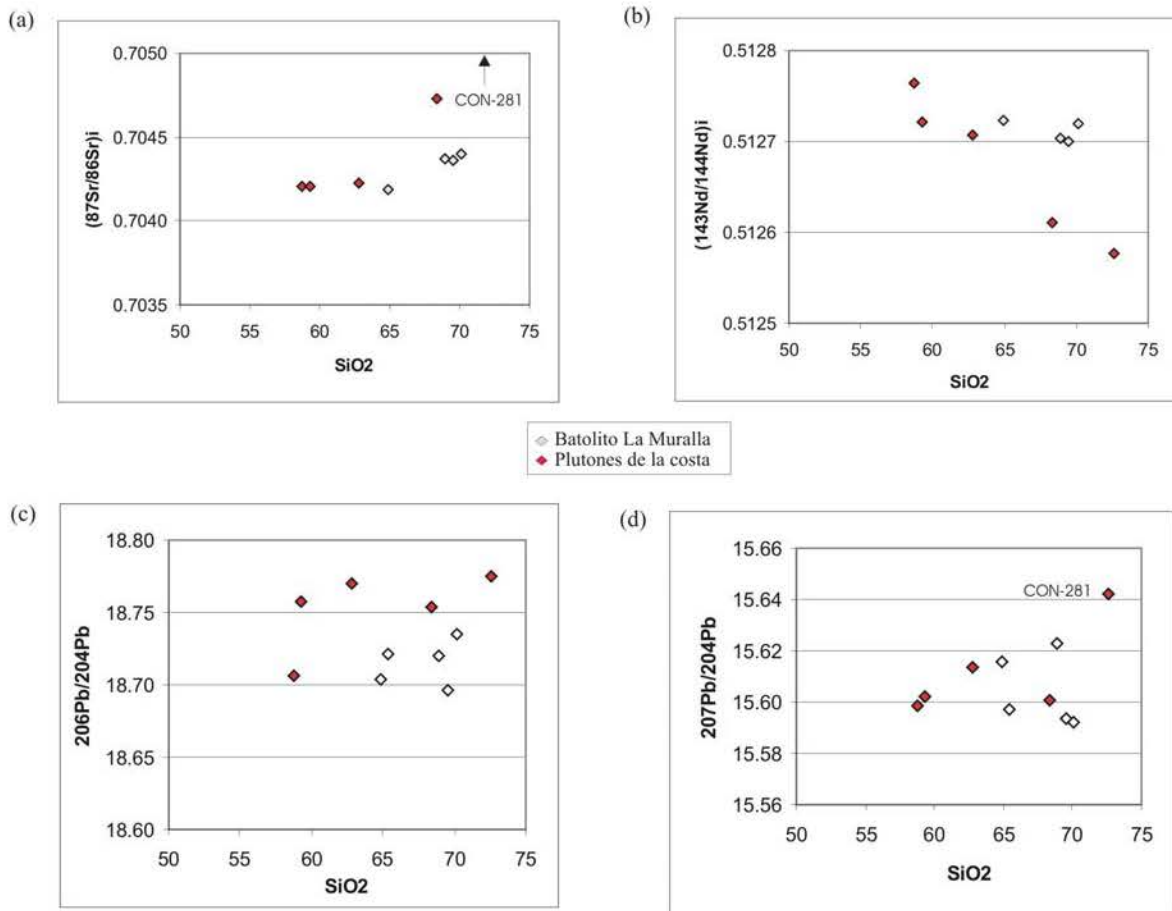


Figura 25-2. Composición isotópica de las rocas plutónicas del área de estudio contra un índice de diferenciación (SiO₂). a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, (b) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, (c) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y (d) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

no todo. Este granito también es el más radiogénico en Sr [$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7069$] y Pb de todas las rocas analizadas (Figura 22b, tablas 3a, 4). Las características geoquímicas de esta roca son consistentes posiblemente con un grado mayor de asimilación de corteza antigua en una posición más somera. Otra muestra, de un cuerpo granodiorítico (CON-224), colectada cerca de Jamiltepec hacia el oriente de Pinotepa Nacional, se caracteriza por presentar contenidos bajos de HREE y un alto contenido en Sr comparado con las otras rocas plutónicas de composición similar (figuras 19-2, 20b, 21b). Estas variaciones pueden indicar diferencias en la profundidad de la fuente magmática, y serán evaluadas adelante.

A pesar de la similitud en la composición isotópica y algunos elementos entre las rocas volcánicas y plutónicas, no se asume que la fuente y evolución magmática hayan sido la misma. Las evidencias encontradas que sugieren estas diferencias incluyen las variaciones en las tendencias lineales en los diagramas de variación de elementos mayores y traza, y en las relaciones de ciertos elementos. Por ejemplo, la relación Rb/Sr se

6. *Discusión*

incrementa durante el proceso de cristalización porque el Sr se concentra en la plagioclasa mientras que el Rb tiende permanecer en el magma residual. Esto implica que en una serie de rocas cogenéticas que están relacionadas por cristalización fraccionada la relación Rb/Sr aumenta con la diferenciación (e.g., SiO₂). En el caso del área de estudio, las rocas volcánicas y plutónicas muestran tendencias lineales con leves diferencias (excluyendo la andesita-dacita CON-120, el granito CON-281 y la granodiorita CON-224) en un diagrama Rb/Sr contra SiO₂ (no se muestra la figura), apoyando la interpretación de variaciones en la evolución magmática.

6.2.2. *Algunas consideraciones sobre el contenido de tierras raras y la fuente magmática*

La geoquímica de los productos de la fusión parcial, en particular las concentraciones de tierras raras, son útiles para hacer inferencias sobre las características geoquímicas del manto donde probablemente se originaron, y los minerales que participan en la evolución del magma. En diagramas de REE normalizados respecto a la condrita, los coeficientes de distribución (D) de los elementos y el comportamiento de ciertos minerales durante la evolución magmática son factores que controlan los patrones que generan las rocas. Una de las tierras raras más utilizada para hacer estas inferencias es el europio. La presencia o ausencia de anomalías en Eu y el tipo de anomalía (positiva o negativa) está controlada principalmente por la fugacidad del oxígeno y la cristalización de los feldespatos. La plagioclasa y el feldespato potásico tienen elevados valores de D para Eu⁺² y bajo para los otros REE y Eu⁺³. Una anomalía negativa en Eu puede ser producida en el fundido por la separación del feldespato de la fusión mediante la cristalización fraccionada, o por medio de la fusión parcial si el feldespato se queda como residuo en la fuente. En contraste, una anomalía positiva de Eu puede ser el resultado del alto contenido de feldespato en la roca, que es donde se aloja de manera preferencial el Eu⁺² con respecto a los otros REE. La mayoría de los derrames y rocas hipabisales analizados presentan anomalías positivas insignificantes en Eu, y las rocas plutónicas presentan anomalías negativas menores o insignificantes, lo que puede indicar que en estos casos el fraccionamiento de plagioclasa no fue importante. Como se señaló en el Capítulo 5, el cuerpo plutónico granítico CON-281 es el único analizado con una anomalía negativa apreciable (Eu/Eu* = 0.49) (Figura 21b), y probablemente se debe al fraccionamiento de feldespato, u otra posibilidad es que esta roca es producto de la fusión parcial de una roca donde este mineral quedó en el residuo. La anomalía positiva en Eu (Eu/Eu* = 1.41) en el cuerpo granodiorítico CON-224 puede ser producida por el alto contenido de plagioclasa, y la concentración relativamente elevada de Sr (585 ppm) en esta granodiorita con respecto a otros cuerpos plutónicos apoya esta interpretación.

El granate tiene un valor de D alto para los HREE y bajo para los LREE, por lo que una relación LREE/HREE alta y bajos contenidos de HREE han sido utilizados para inferir la presencia de granate residual en la fuente magmática. En algunos trabajos de la zona central de los Andes han encontrado que un incremento en La/Yb (o Ce/Yb) se asocia a un aumento en el espesor de la corteza (Kay *et al.*, 1988; 1991; 1994) y la presencia de granate residual en una fuente profunda. En la mayoría de las rocas analizadas, los cocientes de $(La/Yb)_N$ moderados (rocas volcánicas 6 – 14, rocas plutónicas 7 – 18) excluyen granate como mineral residual significativo. Pero como se señaló anteriormente, dos de las rocas analizadas presentan contenidos bajos de HREE, y valores relativamente altos de $(La/Yb)_N$: la andesita-dacita CON-120 [$Lu_N = 3$, $(La/Yb)_N = 22$] y la granodiorita CON-224 [$Lu_N = 1.6$, $(La/Yb)_N = 52$]. Estos datos son consistentes con una fuente profunda, particularmente para la granodiorita CON-224, donde el granate residual es estable.

También han utilizado diagramas de relaciones de LREE y HREE (La/Sm contra Sm/Yb o La/Yb) para hacer inferencias sobre la presión en la fuente magmática, dado que algunos minerales son indicativos de ciertas condiciones de presión (Kay y Abbruzzi, 1996; Kay y Mpodozis 2001, 2002; Kay y Kay, 2002). En la zona central de los Andes, estos autores han encontrado que un aumento en las relaciones Sm/Yb refleja principalmente un incremento en la presión de la mineralogía del residuo en equilibrio con los productos de la fusión parcial. Con un aumento en la presión, esta mineralogía cambia de clinopiroxeno a anfíbol, y de anfíbol a granate (Kay y Mpodozis, 2002). Las relaciones Sm/Yb también representan una guía aproximada del espesor de la corteza y, en magmas máficos, el clinopiroxeno es dominante a una profundidad estimada <35 km, anfíbol de ~30-45 km, y granate >45-50 km (Kay y Mpodozis, 2001). Un análisis de las rocas volcánicas y plutónicas en un diagrama de La/Sm contra Sm/Yb indica que la mayoría presentan valores bajos a moderados de Sm/Yb (<4.6) (Figura 26). Estos valores son consistentes con un residuo, en condiciones de relativamente baja presión y poca profundidad, dominado por piroxeno. Las rocas con valores Sm/Yb entre aproximadamente 4 y 4.6 están en transición entre una mineralogía residual dominada por piroxeno y anfíbol, y este último implica mayor presión y espesor cortical. Si aplicamos estas consideraciones a los datos del área de estudio, los valores altos de Sm/Yb en CON-224 (6.1) y CON-120 (8.2) son consistentes con las observaciones anteriores de un residuo a presión mayor y/o un espesor cortical mayor donde el granate es estable. En estos dos casos, los altos contenidos en Sr (~600 ppm) y Na₂O (>4.1% en peso) sugieren que probablemente el feldespato no está presente en el residuo, lo que es consistente con una fuente más profunda donde el feldespato es inestable.

6. Discusión

Como se señaló, algunas de las rocas magmáticas analizadas presentan una firma geoquímica de “adakitas” y, aunque no es el caso para la mayoría de las muestras, es importante reflexionar sobre el significado que puede tener la presencia de rocas con un contenido bajo de HREE y un contenido alto de Sr en el área de estudio y también su posible origen. En la literatura, los contenidos altos de Sr han sido interpretados como evidencia de la ausencia de una mineralogía residual de feldespatos en la fuente y, los contenidos bajos de Y e Yb, como una indicación de la presencia de granate ± hornblenda en el residuo de la fusión parcial, lo que implica condiciones de presión alta. Típicamente, se utilizan las relaciones altas de Sr/Y y La/Yb en diagramas de Sr/Y contra Y (Drummond y Defant, 1990) y $(La/Yb)_N$ contra $(Yb)_N$ (Martín, 1986) para distinguir entre el campo de rocas adakíticas y lo de rocas calcialcalinas típicas de arco magmático. Con base en dichos criterios geoquímicos, varias de las rocas analizadas del occidente de Oaxaca presentan una señal adakítica (Figura 27 a y b), pero las rocas con la firma adakítica más marcada son el cuerpo hipabisal CON-120 y el cuerpo plutónico CON-224, y las demás rocas plutónicas se encuentran en la parte inferior del campo adakítico más cerca al campo de rocas calcialcalinas típicas, incluyendo las del batolito La Muralla. Otras rocas se ubican en el campo de rocas calcialcalinas típicas, o en el campo compartido entre los dos tipos de rocas. Cabe mencionar que existe una literatura amplia sobre las adakitas, y se han propuesto en algunos de estos trabajos otros criterios para clasificar las adakitas, así como otras interpretaciones sobre su origen. Por ejemplo, considerando los criterios de Yogodzinski *et al.* (2001) de que las adakitas tienen una relación Sr/Y >50, estas mismas dos rocas se clasifican como adakitas (Sr/Y= 60 en la andesita-dacita CON-120, y Sr/Y= 138 en la granodiorita CON-224).

Para establecer si existen estas características geoquímicas exclusivamente en algunas de las rocas del área investigada, o si también se encuentra en zonas aledañas, se revisaron los datos geoquímicos del batolito de Río Verde (Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996), que aflora al oriente del área de estudio. Como se ve en la Figura 26, una de las rocas plutónicas del batolito Río Verde también presenta un valor de Sm/Yb relativamente alto (Sm/Yb=6), que es consistente con una presión relativamente alta y una mineralogía residual dominada por granate, transicional con anfíbol; en esta diagrama las otras rocas del batolito Río Verde (no se muestran) definen un campo que es muy similar a la mayoría de las rocas magmáticas analizadas en este estudio. Este mismo cuerpo plutónico (ubicado al suroriente de Pinotepa Nacional) presenta una relación $(La/Yb)_N$ mayor que la andesita-dacita CON-120 (Figura 27b). Por otra parte, se aprecia que otras dos rocas plutónicas del batolito de Río Verde (un cuerpo plutónico de San José Progreso y otro de Río Grande)

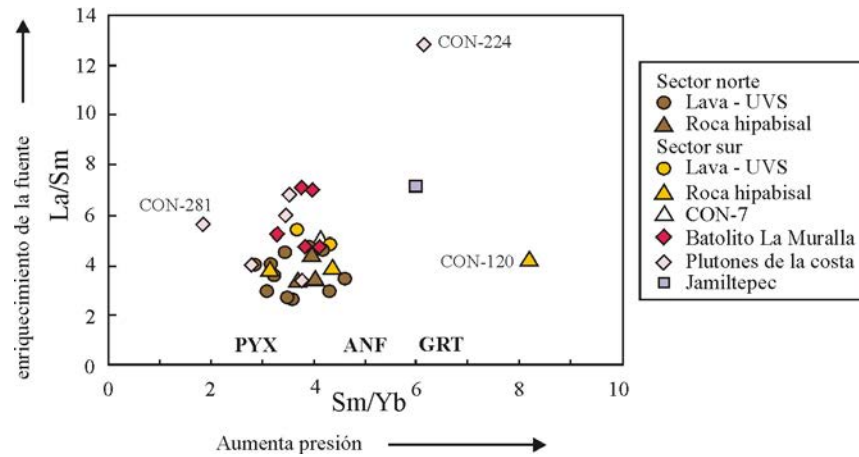


Figura 26. Diagrama de La/Sm contra Sm/Yb (tomado de Kay y Mpodozis, 2002) para las rocas magmáticas del área de estudio. Se incluye una roca plutónica del área al suroeste de Jamiltepec (Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996). PYX = piroxeno, ANF = anfíbol, GRT = granate.

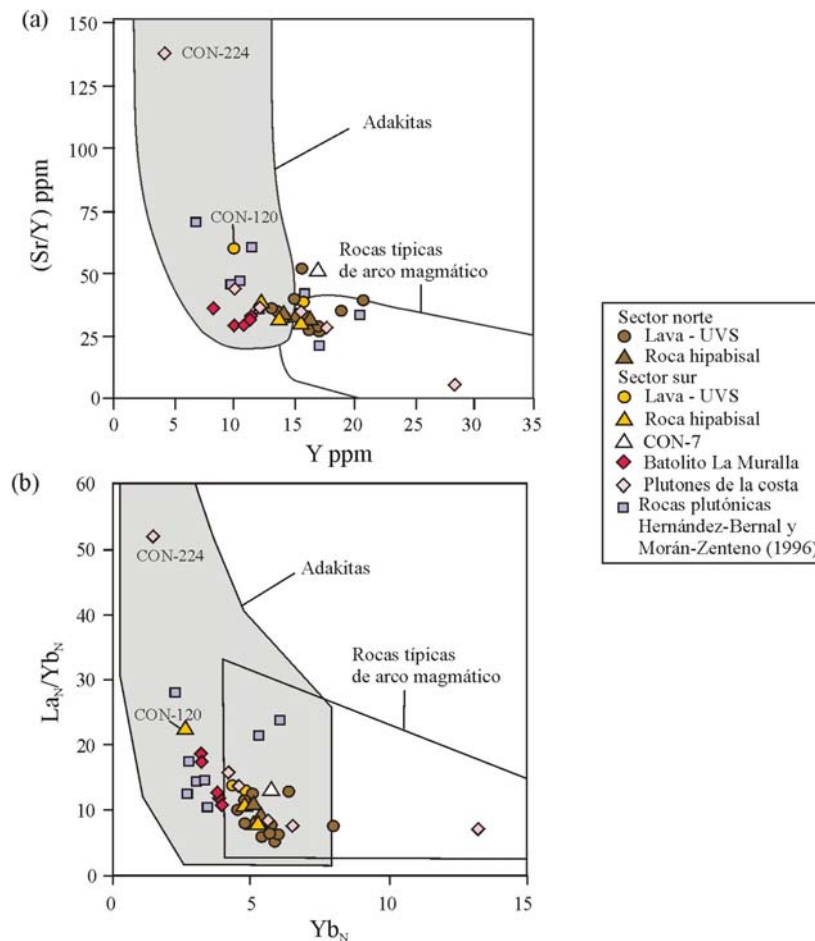


Figura 27. Diagrama de (a) Sr/Y contra Y (Drummond y Defant, 1990) y (b) $(La/Yb)_N$ contra $(Yb)_N$ (Martín, 1986), para discriminar entre adakitas (campo gris) y rocas calcialcalinas típicas de arco magmático. Se incluyen rocas plutónicas del área de Jamiltepec-Río Grande (Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996).

6. *Discusión*

muestran un contenido de Y relativamente bajo y una relación Sr/Y similar o mayor que la andesita-dacita CON-120 (Figura 27a).

La roca volcánica y los cuerpos plutónicos mencionados se caracterizan por una firma adakítica utilizando los criterios frecuentemente citados en la literatura pero no llegan a tener concentraciones tan altas en Sr como la adakita “original” indicada Kay (1978) en su trabajo pionero. En la definición original, se consideraba que las adakitas se derivan de la fusión parcial de la placa subducida joven y caliente (Kay, 1978; Defant y Drummond, 1990; Drummond y Defant, 1990). Pero como lo plantearon Kay y Mpodozis (2002), la definición de adakitas de Drummond y Defant (1990) presenta un problema porque casi cualquier magma andesítico o dacítico que se encuentra en equilibrio con un residuo de granate puede clasificarse como adakita, pero el granate puede estar estable no únicamente en la placa subducida sino también en una corteza gruesa (e.g. Kay *et al.*, 1987; Hildreth y Moorbath, 1988). Kay y Kay (2002) han propuesto que existen tres maneras de generar rocas con características de adakitas: (1) fusión parcial de la placa subducida, (2) fusión en la base máfica de una corteza gruesa, acompañada a veces por delaminación (hundimiento rápido de litósfera inestable por su densidad alta), en donde la corteza alcanzó un cierto grosor por medio de la intrusión de magmas basálticos en la base cortical u otro proceso como acortamiento estructural, y (3) fusión parcial en un régimen de erosión por subducción del antearco. La erosión por subducción es un proceso tectónico por medio del cual, en una zona de subducción, se fragmenta y se fractura la base de la placa superior (corteza inferior), arrastrando fragmentos hacia abajo en la zona entre las dos placas; de esta manera se introduce material de la corteza inferior a zonas de mayor presión donde se funde para formar adakitas. Para generar las adakitas de las Islas Aleutianas, Yagodinski *et al.* (2001) y Levin *et al.* (2005) propusieron la fusión en los extremos de la placa subducida, donde se está rompiendo (*slab tear*) o donde existe una ventana en la placa subducida (*slab portal*), respectivamente. La rotura en el *slab* permite el ascenso de material caliente de la astenósfera, promoviendo la fusión del *slab*. En otro trabajo reciente, Macpherson *et al.* (2006) plantean que las adakitas representan una de muchas variaciones geoquímicas que puede encontrarse en zonas de subducción donde hay magmatismo de arco calcialcalino típico, y no se requiere la fusión de la placa en subducción ni la subducción de una placa caliente. Estos autores proponen que se generan adakitas por la diferenciación de basaltos y cristalización a grandes profundidades donde el granate es estable, por medio de dos posibles mecanismos: (1) refusión de un basalto de arco solidificado que contiene granate, y (2) cristalización fraccionada dentro del manto, a alta presión, de magmas de arco que contienen granate.

Resumiendo, los distintos estudios revelan que las rocas con características de adakitas se originan de magmas que han estado en equilibrio con un residuo de granate. Esto puede ocurrir en las placas subducidas, en la base de la corteza con cierto grosor, o en alguna otra fuente en donde exista granate en equilibrio con el magma. En el caso de las rocas del área investigada, es poco probable que las adakitas representen fundidos del *slab* porque las concentraciones de Mg no son altas, lo que sugiere que no son magmas que hayan interactuado con la cuña de manto. Por lo tanto, las rocas del área investigada con bajos contenidos de HREE y altos contenidos de Sr no se pueden considerar adakitas según la definición original de Kay (1978). La fuente más probable de estos magmas se encontraba a una profundidad suficiente para estar en equilibrio con el granate. Se pueden considerar una variación geoquímica de las rocas del arco y en este trabajo se considera que es preferible no utilizar el término adakita para describir estas rocas.

Actualmente, la corteza en la costa pacífica del occidente de Oaxaca es delgada (aproximadamente 20 km cerca de Pinotepa Nacional) y, a una latitud de 18° N, es 45 ± 4 km (Valdés *et al.*, 1986) con un ángulo de subducción de 12 -13° (Nava *et al.*, 1988; GEOLIMEX Working Group, 1993). No hay evidencia de que existió una corteza muy gruesa en el sur de México durante el Paleógeno, como por ejemplo, en la Sierra Nevada de California (la corteza llegaba a ~70 km; Ducea, 2001). Al contrario, el ancho del arco sugiere que la inclinación de la zona de Benioff no era muy alta. Sin embargo, como se mencionó, probablemente la corteza era más gruesa cerca de la costa actual que en el interior del continente y se alcanzaron condiciones de presión suficientemente altas para tener granate, y generar algunas magmas silíceas con un bajo contenido de HREE y alto contenido de Sr. Con base en sus estudios experimentales, Wolf y Wyllie (1993) postulan que la profundidad para generar una restita de clinopiroxena de granate durante la fusión por deshidratación de una anfibolita bajo en K, a una presión de 10 kilobares, es equivalente a condiciones en la base de la corteza continental a una profundidad de aproximadamente 36 km. A menos presión el granate no es estable. Es razonable asumir que en el área de trabajo la fusión parcial de material máfico en la base de la corteza generó los magmas silíceos que están en equilibrio con el granate, a una profundidad de >36 km, pero no mucho mayor. Una causa posible del adelgazamiento posterior de la corteza en la región es la erosión por subducción (Von Huene y Scholl, 1991), que resultó en la eliminación de la cuña de manto.

6.2.3. *El componente cortical en el cinturón volcánico*

Aunque los datos presentados indican que la asimilación de la corteza continental pre-oligocénica no fue un proceso dominante en la génesis de las rocas volcánicas

6. Discusión

analizadas, se intentó identificar la composición del componente cortical. Los isótopos de Pb pueden ser útiles para determinar la naturaleza de los posibles contaminantes corticales y por esta razón fueron determinados en las rocas magmáticas, así como en los basamentos de la región. Como se señaló en el Capítulo 5, las relaciones isotópicas medidas de Pb en roca total y concentrados de feldspatos de las rocas volcánicas muestran un rango de variación muy estrecho ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.669 - 18.802$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.572 - 15.644$, y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.396 - 38.698$; Tabla 4) y, en los diagramas de isótopos de Pb, los datos forman un arreglo lineal con una pendiente alta, que se interpreta como una línea de mezcla entre un componente máfico en el manto y un componente radiogénico homogéneo en la corteza asimilada que es rica en ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb (Figura 23). Para identificar un componente cortical adecuado, se obtuvieron las composiciones isotópicas de Pb en algunas rocas del basamento de la región (complejos Acatlán y Oaxaqueño), y se consultaron los datos disponibles en trabajos publicados. Como se puede ver en la Figura 23a, los datos que corresponden a las relaciones isotópicas de Pb de las rocas volcánicas analizadas tienen valores muy distintos que las del Complejo Oaxaqueño, y el alineamiento de dichos datos no apunta al campo del basamento precámbrico, sugiriendo que estas rocas no participaron en la evolución de los magmas del Paleógeno. El Complejo Acatlán puede eventualmente representar el componente radiogénico, sin embargo, la amplia dispersión de los datos de las rocas paleozoicas y lo estrecho de la franja de variación en las rocas volcánicas sugiere un componente con un campo de composición más restringido. Es posible que el Complejo Acatlán pudiera haber sido asimilado hasta un cierto grado, pero es difícil analizar esta posibilidad dado la heterogeneidad del Complejo Acatlán (Figura 23a, Tabla 4).

Otra posibilidad es que la contaminación de las rocas volcánicas fue a una mayor profundidad, y asimilaron un componente cortical que subyace el Complejo Acatlán. Esta corteza no aflora y hasta el momento no se conocen sus características, pero se considera que tentativamente es de edad Grenvilliana (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990). Una fuente importante de información sobre la composición química de las rocas que se encuentran a profundidad en la corteza o manto es de los xenolitos acarreados a la superficie por las rocas volcánicas. Hasta el momento no se ha identificado una localidad con xenolitos en las rocas volcánicas en el área investigada y, por esta razón, se estudiaron los xenolitos en la localidad cercana de Puente Negro, Puebla (Ortega-Gutiérrez *et al.* 2001; Ortega-Gutiérrez *et al.*, en preparación) (Capítulo 5.4.). La composición isotópica de los xenolitos es más radiogénica que las rocas magmáticas oligocénicas, y en los diagramas de relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb (figuras 22c y 23c) se observa que los tres xenolitos gnéissicos (PN-1, PN-1b, PN-17) tienen composiciones similares. En los diagramas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

contra $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, el alineamiento de las rocas magmáticas apunta hacia el campo de los gneises, y las pendientes definidas por las rocas magmáticas y los gneises son indistinguibles (figuras 23a, b, y c), lo que puede indicar que los xenolitos gneisicos tienen una composición isotópica de Pb similar al componente rico en ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb asimilado por los magmas del Paleógeno. Es importante también considerar los contenidos de elementos traza para evaluar el posible contaminante cortical. Las rocas volcánicas muestran, durante su evolución, un enriquecimiento en REE y ciertos elementos traza por lo que es de esperar que el componente cortical asimilado por las rocas volcánicas también esté enriquecido en elementos incompatibles. De los tres xenolitos gnéisicos, PN-17 es el único que está enriquecido en REE y se considera el componente asimilado más probable.

6.2.4. Modelación de las rocas volcánicas

Existen varias maneras de modelar la diferenciación magmática, desde un modelo simple de asimilación hasta un modelo más complicado que incluye asimilación así como cristalización fraccionada (AFC). En un primer intento de cuantificar de manera muy general la cantidad de asimilación cortical en las rocas volcánicas más máficas, la Figura 28 muestra un modelo de mezcla simple con datos isotópicos de Sr y Nd, utilizando el xenolito PN-17 para el contaminante cortical. No conocemos la composición de la cuña del manto debajo del cinturón volcánico, pero para el componente máfico en el manto se asume un valor medido en arcos magmáticos oceánicos (Farmer y DePaolo, 1983).

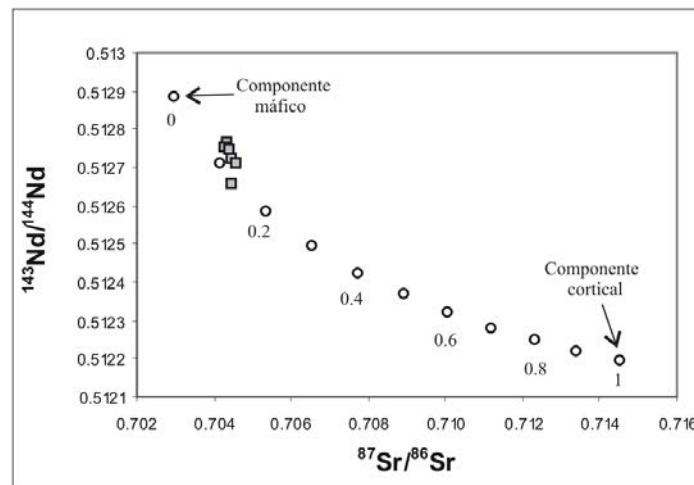


Figura 28. Modelo de mezcla binario, asumiendo diferenciación magmática por asimilación únicamente, con datos de las relaciones isotópicas de Sr y Nd de las andesitas basálticas. Ver texto para la explicación.

Los círculos blancos representan a los porcentajes de mezcla entre el componente máfico (componente cortical = 0) y el componente cortical (componente cortical = 1). Los

6. Discusión

cuadros de color gris representan las andesitas basálticas analizadas. En este modelo la asimilación cortical, el único proceso considerado, es ~10%. Sin embargo, este modelo simple tiene un nivel de incertidumbre alto, y no toma en cuenta la cristalización fraccionada, y se ha mostrado que es el proceso más significativo durante la evolución de las rocas volcánicas del área de estudio.

Otra manera de realizar una modelación de los datos, sin asumir valores para la fuente magmática en el manto, sería trabajar con datos de las rocas más máficas (andesitas basálticas) para intentar definir los procesos de diferenciación magmática por cristalización fraccionada, o asimilación y cristalización fraccionada (AFC). Para este proceso, se siguió una aproximación similar a la utilizada en Wilson *et al.* (1995), partiendo de las ecuaciones propuestas por DePaolo, 1981a:

$$C_m = C_m^0 \times \left[F^{-z} + \left(\frac{r}{r-1} \right) \frac{C_a}{z \cdot C_m^0} (1 - F^{-z}) \right]$$

donde

C_m es la concentración del elemento en el magma contaminado
 C_m^0 es la concentración del elemento en el magma inicial
 C_a es la concentración del elemento en el material asimilado
 F es la proporción de magma residual
 $r = M_a / M_c$ (relación entre la masa asimilada y la masa de cristales acumulados)
y $z = \frac{r + D - 1}{r - 1}$ donde D es el coeficiente de distribución global del elemento considerado.

A su vez, la relación isotópica (R) del magma contaminado se obtiene a partir de la expresión:

$$R_m = R_m^0 + \left[(R_a - R_m^0) \cdot \left(1 - \frac{C_m^0}{C_m} \right) \cdot F^{-z} \right]$$

donde los subíndices y superíndices tienen el mismo significado que en la expresión anterior.

Para resolver dichas ecuaciones, es necesario conocer, o al menos asumir los siguientes parámetros: r , D y las concentraciones y relaciones isotópicas de los elementos que se consideren tanto en el contaminante como en el magma inicial (a efectos de cálculo, los valores de F se hacen variar siempre entre 0 y 1).

Aunque existen algunos estudios experimentales (p. ej. Grove y Baker, 1984) que indican valores de r en torno a 1:3 para magmas basálticos que asimilan rocas corticales, este parámetro es difícil de establecer. A efectos de cálculo se han tomado valores iniciales próximos a 1:3, ajustándolos en función de los resultados obtenidos y siempre teniendo en cuenta que, en cualquier caso, su valor debe ser siempre muy inferior a 1 (es decir, la masa de cristales acumulados debe ser siempre superior a la de material asimilado).

Los coeficientes de distribución global (D) se pueden calcular, en una primera aproximación, a partir de diagramas $\log C_x - \log C_y$, donde x e y son dos elementos traza, x es un elemento altamente incompatible y C es la concentración del elemento en el líquido residual.

En estos diagramas (ver Cebriá y López-Ruiz, 1994), la pendiente (A) de la recta de regresión que se obtiene al correlacionar una serie de muestras producidas por un proceso de cristalización fraccionada simple es:

$$A = \frac{D_y - 1}{D_x - 1}$$

por lo que en el caso de que el elemento x sea altamente incompatible ($D_x \ll 1$), $D_y \approx 1 - A$, lo que permite calcular el coeficiente de distribución del elemento y . Obviamente los mejores resultados se obtendrán cuando el elemento de referencia (x) tenga una D muy próxima a cero y el proceso de diferenciación se ajuste a un proceso de cristalización fraccionada simple. En nuestro caso, utilizo el Th como elemento de referencia, ya que, debido a que sus coeficientes de distribución mineral/líquido para las fases que habitualmente cristalizan en magmas basálticos (ver p. ej. Green, 1994), en la mayor parte de las situaciones su D global es siempre muy próximo a cero. Por otro lado, los coeficientes que calculemos se deben considerar como aproximaciones simples que probablemente requieran un ajuste posterior debido a que en nuestro caso es probable que, además del proceso de cristalización fraccionada, se haya verificado simultáneamente la asimilación de rocas corticales, lo cual puede o no afectar significativamente a las concentraciones de los elementos considerados.

No contamos con magmas primitivos para usar como componente inicial. Por esta razón, se ha optado por realizar los cálculos a partir de una composición que se encuentre sobre la tendencia de diferenciación observada en los diagramas y próxima a la de la roca menos diferenciada de nuestra serie. Esto significa que los valores de F que calculemos no sean absolutos, sino relativos respecto a la composición inicial establecida. Sin embargo, debido al carácter poco diferenciado de las rocas más “primitivas” de la serie, es probable

6. Discusión

que los valores relativos obtenidos para F se hallen próximos a los valores que se obtendrían si se contara con la composición de los magmas iniciales.

Finalmente, para la composición del contaminante se ha partido de la composición del xenolito cortical PN-17 englobado en las rocas de la localidad de Puente Negro (Sección 6.2.4, tablas 2, 3b, 4).

Los diagramas $\log(\text{Th})\text{-}\log(y)$ demuestran la existencia de dos etapas durante el proceso de diferenciación (Figura 29). Así, mientras algunos elementos muestran un carácter compatible o incompatible de forma homogénea durante todo el proceso, otros como Sr, Ba, P_2O_5 muestran un cambio de pendiente abrupto que indica un contraste marcado en el comportamiento geoquímico de estos elementos, que pasan de pendientes positivas (es decir, comportamiento incompatible) a pendientes negativas. El cambio en la

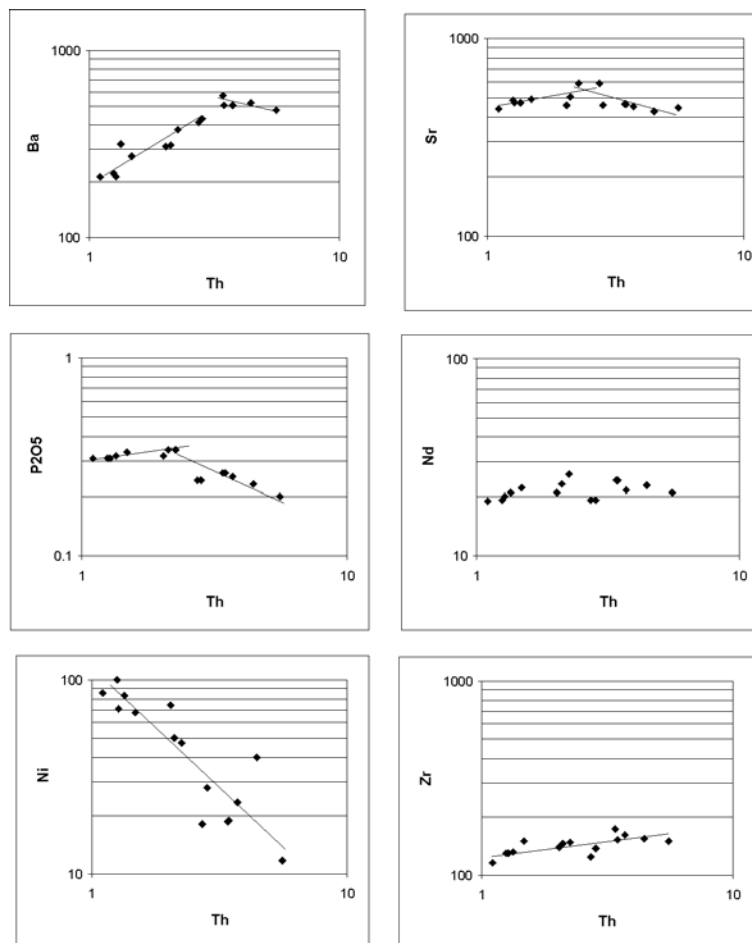


Figura 29. Diagramas log-log que muestran la variación de Ba, P_2O_5 , Sr, y Nd contra Th para las rocas volcánicas del área de estudio, con líneas de regresión en rojo.

pendiente significa que inició la cristalización de una o más fases minerales con altos coeficientes de reparto mineral/líquido para dichos elementos. Por ejemplo, el cambio de Sr y Ba a un carácter claramente compatible durante la segunda etapa sugiere que el cambio de pendiente en los diagramas es debido al comienzo de cristalización de la plagioclasa, mientras que hasta ese momento ambos elementos se comportaban como elementos incompatibles. El Ni contra Th siempre muestra una pendiente negativa, y el Zr positivo, pero las correlaciones para estos elementos no son muy buenas.

Inicialmente se consideró la utilización de Sr y Nd para modelar el proceso AFC (asimilación - cristalización fraccionada), ya que son elementos traza con comportamiento geoquímico diferente y para los que se cuenta con análisis de sus relaciones isotópicas. Sin embargo, la proyección de los diagramas $\log(\text{Th})$ - $\log(\text{Nd})$ poseen un grado de dispersión muy elevado, lo que impide obtener rectas de correlación adecuadas para este tipo de cálculos. Por esta razón, el cálculo se ha realizado sólo con Sr.

La dispersión de los datos en el diagrama Sr- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ hace improbable que se puedan ajustar a un proceso único de AFC, partiendo de una composición inicial única (Figura 30). Como se muestra en esta figura, la pendiente de las curvas posibles AFC depende fundamentalmente del valor de r , requiriendo valores improbables ($r=0.6$ y $F=97\%$) para ajustarla a las rocas con mayores relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y menores concentraciones de Sr. Por otro lado, las relaciones bajas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la serie (<0.7047) y el comportamiento incompatible del Sr durante la primera etapa del proceso ($D = 0.741$) implican que para obtener una concentración de Sr~600 ppm (valor máximo en la serie) y mantener valores de F suficientemente altos (es decir, debe quedar una cantidad de líquido residual suficiente como para que continúe el proceso de cristalización durante la segunda etapa), el contaminante debe poseer una concentración de Sr elevada. Por esta razón, y debido a su ajuste mejor a los datos en las diversas pruebas realizadas, el contaminante más probable está representado por el xenolito gnéisico PN-17, lo que es consistente con las observaciones realizadas anteriormente sobre el componente cortical más adecuado.

Asimismo, los resultados que se muestran en la Figura 30 y la distribución de las muestras en este diagrama, sugieren que muy probablemente, las dos etapas de cristalización observadas responden a dos procesos distintos. Así, si se considera la curva AFC cuyos parámetros son más razonables ($r=0.045$ y $F=35\%$) y que además es la que muestra el mejor ajuste a aquellos datos que muestran una correlación entre Sr y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (es decir, aquellos que probablemente responden a un proceso AFC), se observa que las muestras que se desvían de esta tendencia mantienen constante la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ máxima obtenida en la curva AFC pero con menores concentraciones de Sr. Si se tiene en cuenta que estas muestras corresponden a la segunda etapa de cristalización en la que el Sr se

6. Discusión

comporta como un elemento compatible, parece probable que esta segunda etapa corresponda a un proceso de cristalización fraccionada simple, sin asimilación de rocas corticales. Esto explicaría el empobrecimiento en Sr y la constancia en las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. En efecto, el cálculo de un proceso FC, a partir de la composición que resulta tras el proceso AFC de la primera etapa con $F=35\%$, permite obtener un buen ajuste a las muestras y supone un 65% de cristalización adicional sobre el 35% de líquido residual de la primera etapa (es decir, $\sim 88\%$ de cristalización total al final del proceso).

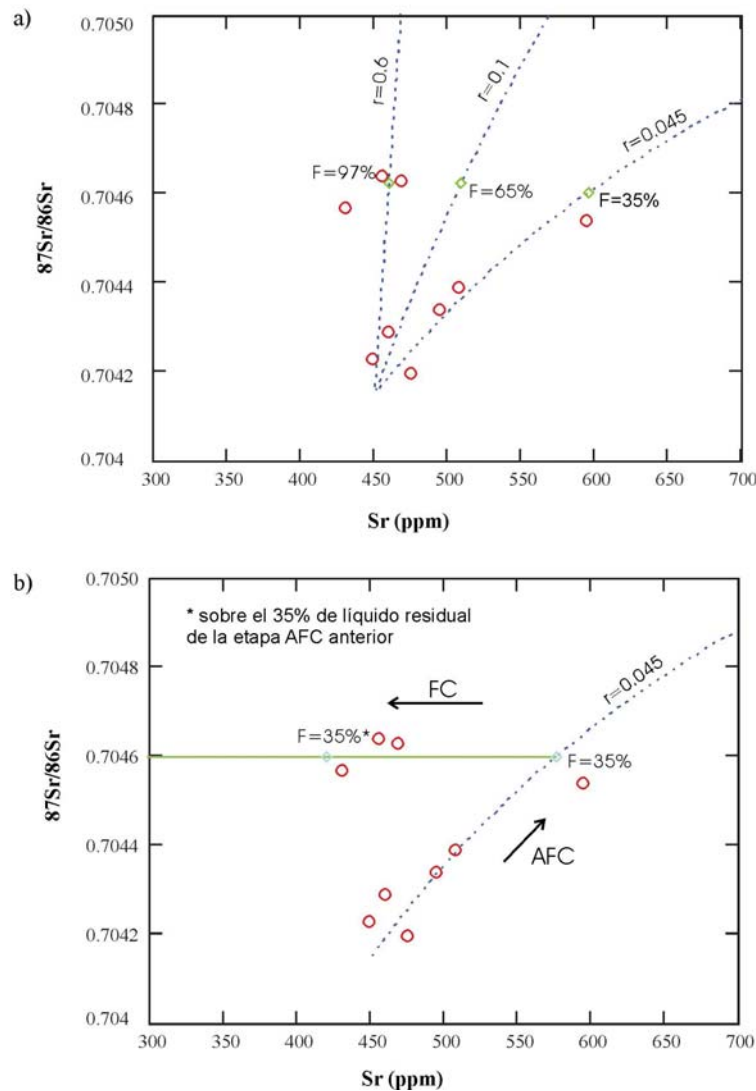


Figura 30. Diagrama de Sr contra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las rocas volcánicas del área de estudio. (a) Se muestran diferentes valores de “F” y “r”. (b) Modelo AFC con una primera etapa de AFC, y una segunda con FC (ver texto para la explicación).

Para poner a prueba el modelo obtenido, se han calculado también las dos etapas del proceso (AFC y FC) para los elementos Th y P_2O_5 , en cuyo diagrama $\log(\text{Th})-\log(P_2O_5)$ también existe un cambio en el coeficiente de distribución global del P_2O_5 . Para el cálculo de correlación en las dos etapas, se usaron dos muestras que traslapen (Figura 31). Los resultados confirman el modelo propuesto al obtenerse un buen ajuste con los mismos parámetros obtenidos a partir de Sr y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($r = 0.045$), con sólo ajustar ligeramente los D de P_2O_5 . Como era de esperar, en este caso los valores de F varían con respecto al cálculo anterior ($F=60\%$ para el fin de la primera etapa y $F=40\%$ para la segunda), ya que la entrada de una fase para la que P_2O_5 es compatible (p. ej. apatito) no tiene por qué coincidir con la de plagioclasa (Figura 32). El porcentaje total de cristalización en este caso se situaría en torno al 80%, lo que se puede considerar un valor próximo al valor calculado con Sr, teniendo en cuenta la elevada incertidumbre inherente a este cálculo.

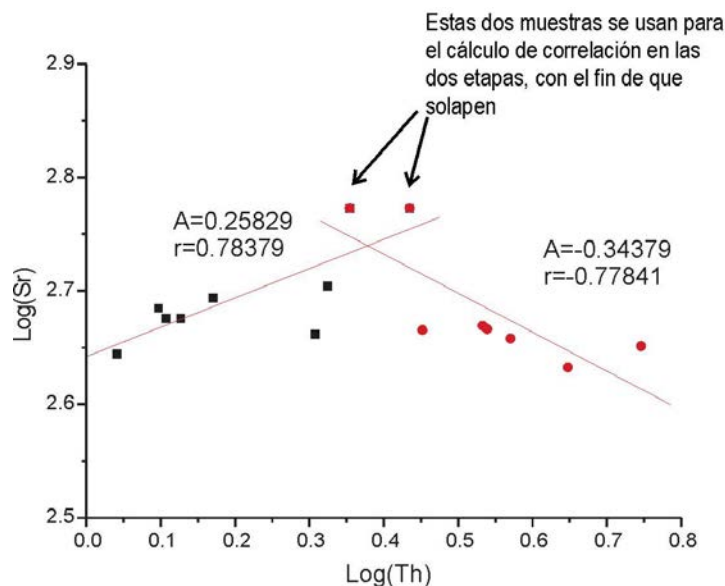


Figura 31. Diagrama $\log(\text{Th}) = \log(\text{Sr})$. Sr tiene un comportamiento incompatible durante la primera etapa, y compatible en la segunda. A = la pendiente de la recta de regresión. r = la relación entre la masa asimilada y la masa de cristales acumulados.

En la Tabla 5, se resumen los parámetros utilizados en el cálculo. Como se puede observar, sólo fue necesario ajustar ligeramente los coeficientes de distribución global calculados a partir de los diagramas log-log, mientras que en el caso de Sr, el ajuste se obtuvo sin más que variar el valor del parámetro r . Las concentraciones iniciales de la segunda etapa son las que resultan del cálculo correspondiente.

Este modelo es consistente con las interpretaciones realizadas anteriormente, basada en el comportamiento geoquímico e isotópico de las rocas volcánicas, que durante su evolución el proceso dominante fue la cristalización fraccionada con un bajo grado de

6. Discusión

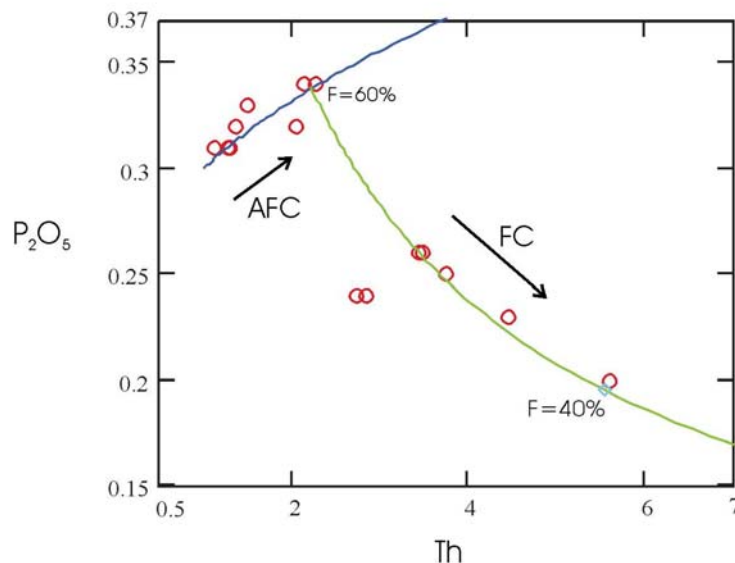


Figura 32. Modelo de dos etapas para los elementos P_2O_5 y Th. Primera etapa de AFC, y segunda etapa con FC. Ver texto para la explicación.

asimilación. Los cálculos y el buen ajuste de los datos en las figuras 30 y 32 demuestran que el modelo presentado representa una aproximación a la evolución petrogenética real y, si este es el caso, los parámetros utilizados en los cálculos se acercan a las condiciones que existían.

6.2.5. La petrogénesis de magmas silícicos en el cinturón plutónico

Para entender la petrogénesis de los dos cinturones de rocas magmáticas, es importante tomar en cuenta que las diferencias que puede haber en la corteza inferior, porque esto es un factor que pudo haber afectado la evolución de los magmas y la composición de los magmas generados en las dos franjas. Los granitoides están emplazadas en rocas del Complejo Xolapa, un arco magmático que estuvo activo durante un tiempo muy largo (Ortega-Gutiérrez, 1981a; Herrmann *et al.* 1994; Schaaf *et al.* 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1999), mientras que en el cinturón volcánica la evidencia de magmatismo pre-cenozoico sobre el basamento paleozoico es escasa y las rocas volcánicas se emplazaron en una corteza más antigua. Existe evidencia de actividad magmática en el terreno Xolapa desde el Cretácico Temprano, y posiblemente desde el Jurásico Medio, hasta el Oligoceno, aunque no ha sido un régimen permanente (Morán-Zenteno, 1992). Los fechamientos isotópicos disponibles actualmente indican dos pulsos magmáticos principales, o *flare-ups*, en Xolapa: en el Cretácico Temprano y en el Eoceno tardío - Oligoceno (Ducea *et al.*, 2004a). Es razonable asumir que el magmatismo prolongado resultó en el desarrollo de una zona de composición máfica en la base de la corteza por la inyección repetida de basaltos. Si se funde una base cortical máfica, afecta la composición

de los magmas. Por otra parte, la adición de base cortical, acompañado por acortamiento en esta región durante el Cretácico Tardío – Paleoceno (Corona-Chavez *et al.*, 2006), pudo haber resultado en el engrosamiento de la corteza cerca de la costa actual comparado con el interior del continente.

Generalmente no se puede generar batolitos intermedios-ácidos calcialcalinos directamente de la fusión parcial del manto superior típico compuesto de peridotitas ricas en olivino (Wyllie, 1984). Un caso especial sería de los batolitos mesozoicos de la Sierra Nevada y las Sierras Peninsulares donde, en un estudio de isótopos de Sr y Nd, DePaolo (1981c) propuso que una asimilación significativa de corteza continental combinada con procesos de asimilación-cristalización fraccionada (AFC) podría generar rocas félsicas. Pero en el área investigada, los valores relativamente primitivos y la variación baja de las relaciones isotópicas sugieren que la contaminación de corteza antigua no fue un proceso significativo en la evolución del magma y, por lo tanto, se puede descartar como el proceso principal que generó los batolitos félsicos-intermedios en esta región. No obstante, si los magmas asimilaron una corteza máfica con una composición isotópica similar y no una corteza antigua, el grado de asimilación pudo haber sido mayor.

Varios modelos han sido propuestos recientemente para explicar la generación de grandes volúmenes de batolitos félsicos mediante procesos de dos o más etapas (*e.g.* Pitcher, 1993; Kemp y Hawkesworth, 2004; Annen *et al.*, 2006), que involucran el concepto de adición de material a la base de la corteza (*magmatic underplating*). Este es un proceso durante el cual los magmas que ascienden del manto se emplazan en la base de la corteza inferior debido a la densidad baja del material cortical continental, produciendo corteza nueva de composición basáltica y resultando en su engrosamiento.

En el modelo de dos etapas propuesto por Pitcher (1993), durante la primera, magmas basálticos ascienden del manto a zonas corticales profundas, o a la zona limítrofe manto-corteza, un proceso por medio del cual se añade material máfico a esta zona. En la segunda etapa, la corteza máfica formada por la adición de base, una vez metazomatizada por fluidos provenientes de la cuña del manto, sufren fusión parcial por deshidratación. Este autor plantea que la tectónica controlan estos procesos: extensión durante la primera etapa para que se emplazan los basaltos (crecimiento de la corteza), mientras que durante la segunda etapa la compresión y baja densidad relativa del material máfico emplazado resulta en su levantamiento, y varios ciclos de fusión parcial de dicho material por reducción de la presión, separación de magmas silícicos, y cristalización fraccionada. Las variaciones en el comportamiento de los elementos traza observadas pueden explicarse por procesos de fusión parcial en niveles diferentes de la corteza inferior, en donde el granate puede o no ser una fase residual. El fundido producido de esta manera puede tener una composición

6. *Discusión*

silícica, de acuerdo a los experimentos de la fusión de basaltos naturales hidratados a presiones altas (Rapp y Watson, 1995; Wolf y Wyllie, 1993, 1994).

En un estudio sobre la generación y evolución de corteza continental, Kemp y Hawkesworth (2004) plantean un modelo más desarrollado que el de Pitcher (1993) que considera las rocas graníticas como productos de etapas múltiples, frecuentemente con la participación de material de más que una fuente y de reservorios geoquímicos diferentes. Este modelo es de tres etapas y es inducido por el emplazamiento sucesivo de *sills* basálticos del manto a la corteza inferior. Por ejemplo, para el caso de los granitos de hornblenda del cinturón plegado de Lachlan de edad paleozoica en Australia, su modelo incluye las siguientes etapas: (1) la fusión y/o fraccionamiento prolongado de los *sills* basálticos, acompañado por contaminación cortical en la base de la corteza, para producir una fusión mínima silícica, (2) mayor fusión parcial y un aumento en el grado de fusión, en combinación con el emplazamiento sucesivo de nuevos *sills* basálticos que producen composiciones más máficas, y (3) cristalización fraccionada. Para los granitos de cordierita de esta misma zona, las etapas que presentan estos autores son: (1) grados variables de fusión de sedimentos de la corteza antigua, (2) hibridación entre estos magmas corticales y los basálticos para producir las composiciones con contenidos más bajos en sílice, y (3) cristalización fraccionada.

En un modelo alternativo propuesto recientemente, Annen *et al.* (2006) proponen que se generan magmas silícicos e intermedios a partir de la cristalización incompleta de los basaltos emplazados en la corteza profunda, más que por la fusión parcial por deshidratación de la corteza como ha sido planteado en otros modelos. La objeción que proponen estos autores respecto a fusión parcial por deshidratación de una corteza máfica metasomatizada es que el emplazamiento de basaltos no genera suficiente calor para provocar una fusión parcial extensa de la corteza inferior para producir volúmenes grandes de rocas graníticas. El modelo de Annen y colaboradores se basa en simulaciones numéricas de transferencia de calor (Annen y Sparks, 2002) y experimentos a temperaturas altas (Prouteau y Scaillet, 2003; Müntener *et al.*, 2001) que muestran que se puede generar magmas silícicos a partir de la cristalización incompleta de los basaltos hidratados emplazados a profundidades equivalentes a la corteza profunda o el manto superior. En este modelo, el emplazamiento episódico de numerosos *sills* basálticos en la parte inferior de la corteza produce una “zona caliente” rica en volátiles donde se generan residuos silícicos, ricos en H₂O, mediante la cristalización parcial de los *sills* basálticos. La transferencia de calor y fluidos liberados durante la cristalización de los *sills* basálticos induce fusión parcial de la corteza antigua y los *sills* más antiguos. La mezcla de fusiones residuales silícicas y, en menor volumen, fusiones parciales de la corteza antigua es lo que

produce diferencias en las concentraciones de elementos traza y en las firmas isotópicas. Los autores también comentan que los factores que controlan el periodo de incubación entre la inyección de los primeros *sills* y la generación de magmas silíceos a partir de la cristalización incompleta son: la geoterma inicial, la tasa de inyección de magmas, y la profundidad de emplazamiento. Las tasas de producción de fusión a partir de cristalización incompleta de los basaltos y de la corteza antigua depende fuertemente de la tasa de inyección de magma: una tasa alta de inyección resulta en un tasa alta de acumulación de fusión y una fracción fundida alta, mientras que una tasa baja de inyección impide la producción de fusión. El modelo de Annen *et al.* (2006) implica que las variaciones en la química de magmas de arco se adquieren a grandes profundidades en la corteza inferior, no en cámaras magmáticas someras. Otro aspecto de la fusión parcial en la base de la corteza es que este proceso deja un residuo máfico a ultramáfico de mayor densidad que puede regresar al manto por medio de delaminación (ver, por ejemplo, Kay y Kay 1991, 1993; Saleeby *et al.*, 2003).

Un ejemplo del proceso de dos etapas fue propuesto por Ducea y colaboradores (Ducea, 2001, 2002; Saleeby *et al.*, 2003) en la Sierra Nevada de California. En esta región la corteza es gruesa e incluye una porción significativa (~33 km) de batolitos graníticos, por lo que se requería una masa residual subyacente. Los xenolitos en las rocas volcánicas del Mioceno medio que cubren los batolitos de la Sierra Nevada proporcionan información sobre la composición de esta masa residual. Los xenolitos son de clinopiroxena con granate, con una ausencia notable de feldespato, lo cual ha sido interpretado como una asociación en la facies eclogítica. Aceptando una transición de un residuo de granulita a eclogita a una profundidad de ~40 km (Wolf y Wyllie, 1993), pudo haber existido 30-50 km de masa residual en facies de eclogita debajo de los batolitos (Ducea, 2001). Esta asociación mineralógica no es muy común, pero ha sido reportada en afloramientos de las raíces del arco de Kohistan, Pakistán (Ducea, 2001). Por otra parte, estudios experimentales de la fusión parcial a altas presiones (> 1 GPa) de asociaciones mineralógicas máficas hidratadas indican que se generan fundidos de tonalitas y granodioritas con un residuo rico en granate y clinopiroxeno. La generación de esta asociación implica la existencia de presiones altas y una corteza máfica gruesa (Wolf y Wyllie, 1993; Rapp y Watson, 1995). Ducea (2001) interpreta que los granitoides de la Sierra Nevada se formaron por medio de un proceso de dos etapas, con fusión parcial o cristalización fraccionada en la corteza inferior o manto superior que deja un residuo debajo del arco en la facies eclogítica compuesto de clinopiroxena con granate, y pobre en feldespato. Actualmente la corteza en la Sierra Nevada es delgada (33 km; Wernicke *et al.*, 1996), pero estiman que la corteza subarco durante el Mesozoico tenía por lo menos 70 km,

6. Discusión

basado en la presencia de los xenolitos de presiones altas (Ducea y Saleeby, 1998b; Saleeby *et al.*, 2003; Ducea, 2001, 2002). Cabe mencionar que la presencia de residuos ricos en granate y empobrecidos en feldespato abajo de batolitos de gran volumen había sido sugerido anteriormente basado en patrones altamente fraccionados en REE en granitoides de la Sierra Nevada (Dodge *et al.*, 1982), así como en las Sierras Peninsulares (Peninsular Ranges) en el sur de California y el norte de Baja California (Gromet y Silver, 1987), y los Andes (Kay y Kay, 1991; Kay y Mpodozis, 2001).

El significado que tienen estos modelos para este trabajo es que los batolitos félsicos-intermedios del Oligoceno en el occidente de Oaxaca pueden tener una historia similar con una evolución en un proceso de dos o más etapas. El modelo de Annen *et al.* (2006) puede explicar la presencia de batolitos silícicos de volúmenes significativos con características geoquímicas que indican una fuente de una profundidad moderada, y algunos cuerpos de mayor profundidad. En este escenario, la fusión en la cuña del manto generó magmas basálticos hidratados que ascendieron y fueron intrusionados como *sills* en la corteza profunda (adición de base cortical o *magmatic underplating*) donde se desarrolló una “zona caliente” (Figura 33). La fusión parcial incompleta de la corteza máfica basal producida por eventos anteriores en esta zona (Cretácico Inferior-Cenozoico inferior), acompañada por una fusión menor de rocas de la corteza antigua, generó los magmas silícicos. Este modelo puede explicar la generación de un gran volumen de batolitos intermedios-ácidos calcalcalinos. La adición de magma basáltico a la base de la corteza es un proceso que implica la presencia de una corteza más gruesa durante el Oligoceno en la costa actual del sur de México comparado con el presente.

Las características geoquímicas de la dacita-andesita CON-120 y la granodiorita CON-224 también son consistentes con este modelo. Presentan concentraciones de HREE relativamente bajas, y valores elevados o moderados de Sm/Yb, Sr/Y y La/Yb que sugieren que estaban en equilibrio con un residuo rico en granate \pm hornblenda, e indican una profundidad de >36 km, pero probablemente no mucho mayor. Los valores de Sm/Yb, Sr/Y y La/Yb moderados en las otras rocas analizadas sugieren una fuente más somera. Aceptando esta hipótesis, la presencia de estas características geoquímicas también en una roca volcánica sugiere que este modelo se extiende por lo menos a la parte sur del cinturón volcánico, mientras que en la parte norte del cinturón volcánico, no existían las condiciones para provocar la generación de volúmenes grandes de rocas silícicas.

En el cinturón plutónico, el volumen importante de rocas silícicas comparado con el cinturón volcánico sugiere: (1) una tasa mayor de inyección de magmas, (2) un régimen térmico de temperatura mayor (mayor maduración térmica) debido a la tasa alta de inyección de magmas, (3) la generación de un volumen mayor de fundido y mayor

cristalización fraccionada (Figura 33). Es interesante mencionar que el volumen mayor de rocas magmáticas en el cinturón plutónico, cerca del frente volcánico, comparado con el cinturón volcánico en el interior del continente es consistente con una de las características generales que presentan la mayoría de los arcos.

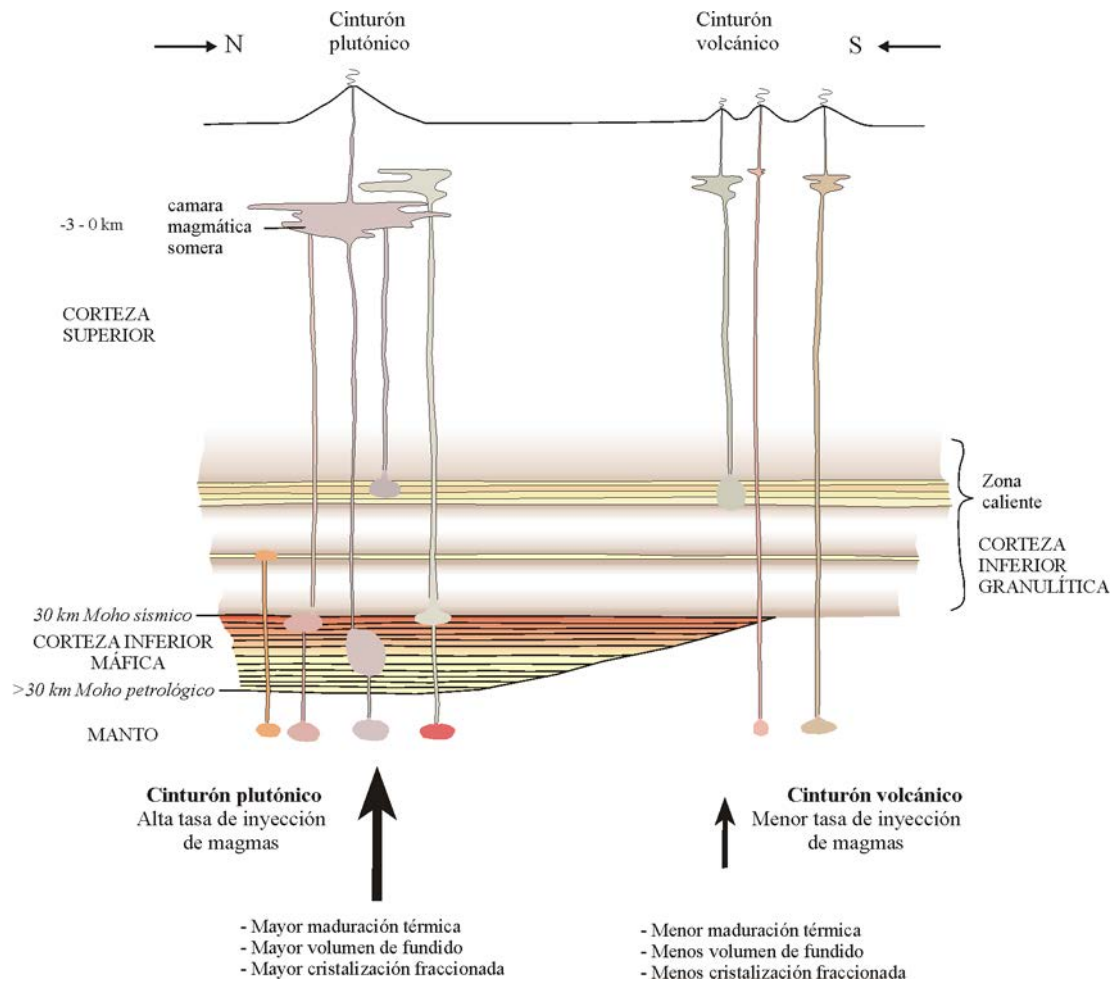


Figura 33. Representación esquemática de la “zona caliente” en el arco magmático del Oligoceno temprano en el occidente de Oaxaca. Ver texto para la explicación (modificado de Annen *et al.*, 2006).

6.3. **Tectónica**

Como se mencionó en el Capítulo 4, las sucesiones clásticas y volcánicas paleógenas se acumularon en cuencas limitadas por zonas de pliegues de orientación N-S en rocas del Mesozoico formados durante la etapa de compresión. La reactivación de fallas norte-sur en la cuenca de Tlaxiaco, en los límites entre los pliegues laramídicos y los depósitos del Paleógeno, ha sido propuesto anteriormente (Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Meneses-Rocha *et al.*, 1994). La presencia de indicadores cinemáticos de desplazamiento vertical y otro componente lateral posterior apoyan esta interpretación. Existen limitaciones para comprender el desarrollo inicial de las cuencas porque las relaciones estructurales no siempre se aprecian fácilmente por el traslape de las sucesiones continentales clásticas y volcánicas sobre los márgenes de los bloques mesozoicos. Sin embargo, existe evidencia indirecta que el desarrollo inicial de estas cuencas fue favorecido por extensión tectónica, aunque ésta no parece ser significativa. Las evidencias indirectas de la extensión incluyen fallamiento normal con una orientación norte-sur entre las zonas de rocas mesozoicas y cenozoicas, las relaciones estratigráficas, la terminación abrupta de ciertas unidades, y contactos geológicos rectilíneos. Es interesante hacer notar que en áreas adyacentes del sector norte-central de la SMS se encuentran cuencas continentales paleógenas limitadas por fallas, por ejemplo, en Taxco (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002), y el sur de Puebla (Tehuiztingo) y Tehuacán-Etla (Silva-Romo *et al.*, 2001). Sin embargo, aparentemente existen algunas diferencias en la cronología y la cinemática del fallamiento entre estas cuencas. Por ejemplo, en Taxco se formaron dos cuencas extensionales asociadas a fallas laterales: una en el Eoceno tardío con extensión NNW y otra en el Oligoceno temprano con extensión NE (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). En Tehuacan, la cuenca es un medio graben que se formó por extensión NE-SW asociada a la falla de Oaxaca antes de 27 Ma, mientras que en el sector sur de la cuenca, cerca de la Ciudad de Oaxaca en el área de Etla, continuó la sedimentación hasta el Mioceno temprano (Silva-Romo *et al.* 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

Con relación a las estructuras geológicas que cortan las rocas sedimentarias continentales y volcánicas del Paleógeno, se observa que existieron al menos dos episodios de deformación con cinemática contrastante, considerando que los grupos diferentes de estructuras con desplazamiento lateral izquierdo no son cinemáticamente compatibles. El grupo más prominente de fallas y fracturas es el que está orientado al norte-sur, y que fluctúa al NNW. Un segundo grupo de estructuras menos prominente presenta una orientación entre WNW - NW. Los desplazamientos a lo largo de las fallas de los dos grupos no parecen ser significativos.

Las estructuras cenozoicas norte-sur son fallas laterales izquierdas y fallas normales que convivieron al menos parcialmente con la sedimentación continental y el volcanismo. Éstas, como se mencionó, representan en algunos casos la reactivación de estructuras más antiguas. Las fallas de esta orientación generalmente cortan toda la sucesión volcánica como, por ejemplo, la falla lateral izquierda Las Peñas al NE de Tezoatlán (Figura 13; Capítulo 4.3.2.) y los diques y fallas alineados norte-sur en el sector oriental. En este sector se recabaron datos que indican que, después del emplazamiento de algunos diques a lo largo de lineamientos norte-sur, ocurrieron desplazamientos laterales izquierdos. Para ordenar en el tiempo los procesos de fallamiento lateral y normal se requiere trabajo más detallado, pero si fueron contemporáneas, correspondería a un régimen de deformación transtensional con partición de la deformación entre fallas laterales y fallas normales durante parte o todo el Oligoceno temprano y probable después del cese de la actividad volcánica. Cabe mencionar que se ha documentado un régimen transtensional en el sector central – oriental de la SMS durante el Oligoceno-Mioceno (Nieto Samaniego *et al.*, 2006) que pudo haber jugado un papel en el fallamiento norte-sur que afecta toda la secuencia volcánicas en el área del presente estudio.

En el conjunto de estructuras menos predominante, orientadas entre el WNW y el NW, se encuentran diques y fallas, principalmente de desplazamiento lateral izquierdo, que afectan la sucesión volcánica, por ejemplo, las fallas cerca del km 31 de la carretera 190 entre Huajuapán y Tamazulapán y cerca de San Progreso, y los diques en el área de Santa María Camotlán al nororiente de Huajuapán (Figura 13). Cabe mencionar que el lineamiento WNW del Río Salado expresa el desarrollo en una zona de acomodamiento entre dos bloques que experimentaron acortamientos diferentes durante la orogenia Laramídica, y esta estructura no se reactivó significativamente después del volcanismo.

La relación temporal que presentan las estructuras norte-sur con respecto a las estructuras WNW – NW no es clara por la ausencia de rasgos truncados. Como se mencionó, la cinemática reconocida para las estructuras con movimiento lateral izquierdo de los dos grupos no es compatible con un desarrollo contemporáneo en el marco del mismo tensor de esfuerzos y más bien sugiere que hubo una variación en la orientación de los esfuerzos principales. En otras localidades del sector central-norte de la SMS han sido documentadas estructuras de orientación general N-S que son posteriores a los conjuntos de estructuras de orientación general E-W, incluyendo la región de Taxco, Guerrero (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002), y en el sur del Estado de Puebla (Silva-Romo *et al.*, 2000). Considerando el contorno regional, el desplazamiento lateral izquierdo del sistema norte-sur en el área de estudio podría ser posterior por correlación con observaciones realizadas en áreas adyacentes.

6. Discusión

6.3.1. Consideraciones tectónicas regionales

Aún existen incertidumbres acerca de las relaciones del arco magmático del Eoceno tardío-Oligoceno temprano en el sur de México con respecto a la cinemática de las placas en la zona del Pacífico y la configuración del límite convergente asociado. El truncamiento de la margen sur de México ha removido evidencia del antearco y quedan varios aspectos desconocidos, por ejemplo, la posición de la trinchera, el ancho del antearco, y la inclinación de la zona de Benioff. El Cenozoico fue un periodo de cambios significativos en la evolución tectónica del sur de México: la fragmentación de la placa Farallón (Atwater, 1970; Menard, 1978; Mammerickx y Klitgord, 1982; Atwater y Stock, 1998), y el truncamiento (Malfait y Dinkelman, 1972; Ross y Scotese, 1988) y la exhumación (Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Ducea *et al.*, 2004b) de la margen continental del sur de México. La reorganización de las placas en el sector nororiental del Pacífico durante el Paleógeno inició hace 29 Ma con la fragmentación de la placa Farallón por la colisión entre la dorsal Pacífico-Farallón con la margen occidental de Norteamérica (Atwater, 1970; Menard, 1978), y fue seguida por otra etapa de reorganización hace 25 Ma (Mammerickx y Klitgord, 1982).

Orientación del arco magmático

Con la base de datos geocronológicos disponibles actualmente para las rocas plutónicas y volcánicas en la parte central de la Sierra Madre del Sur, se observa que las edades del periodo Eoceno tardío - Oligoceno temprano definen un arco magmático con una orientación subparalela a la costa actual. En el norte del sector central de la SMS el magmatismo inició antes en el occidente (por ejemplo, Tilzapotla) que en el área de estudio (Figura 24d), pero existe una diferencia mínima en la edad de la extinción del volcanismo en este sector (31.6 Ma para Taxco, 30.5 Ma para Tilzapotla, ~29.5 Ma para Huautla y ~29 Ma para el área de estudio), lo que apoya la interpretación de que el arco tenía una orientación subparalela a la costa actual, por lo menos cuando se extinguió el magmatismo a final del Oligoceno temprano. La extinción del magmatismo también fue casi simultánea en las rocas plutónicas en la costa pacífica [31.5 ± 0.5 Ma para San Juan Reparo cerca de Acapulco (Hernández-Pineda, 2006); 29 Ma para Huatulco (Herrmann *et al.*, 1994)]. En este contexto, es posible que la orientación del magmatismo de arco haya sido diferente (N30W) antes del periodo mencionado tal como han mencionado Ferrari y colaboradores (1999), sin embargo, para el Oligoceno temprano ya había cambiado en la SMS a una orientación ~N70W.

Relaciones entre el ancho del arco y el ángulo de inclinación de la zona de Benioff

Aceptando que durante el Eoceno tardío - Oligoceno temprano el arco en el sur de México tenía una orientación subparalela a la costa actual, la distribución de las rocas

volcánicas y plutónicas documentan un arco de ~220 km en el área de estudio. Con base en la correlación negativa que encontraron Tatsumi y Eggins (1995) entre el ángulo de subducción y el ancho del arco y antearco, en un arco de 220 km de ancho como en el occidente de Oaxaca, los valores estimados son de $11 \pm 9^\circ$ para el ángulo de inclinación de la zona de Benioff debajo del arco y un máximo posible de 280 km para el antearco (Figura 34). Si no existían variaciones en el ángulo de inclinación de la zona de Benioff debajo de la zona del antearco, y restando 25 km de erosión por subducción desde hace 23 Ma (Clift y Vannucchi, 2004) y otros 40 km que es la distancia entre la trinchera actual y sitio 493 del DSDP (considerado el límite sur del arco magmático), la trinchera pudo haberse ubicado a una distancia máxima de ~215 km hacia el suroccidente de la trinchera actual. Se observa un angostamiento en el ancho del arco oligocénico en el sector central-oriental de Oaxaca, donde está representado por una franja estrecha de plutones en la costa aunque en el interior (Nejapa) (Figura 2) las andesitas (no fechadas hasta el momento) que subyacen las rocas volcánicas miocénicas podrían corresponder a la prolongación del arco oligocénico del área de este estudio, pero aún así representaría un ancho menor que en el occidente de Oaxaca.

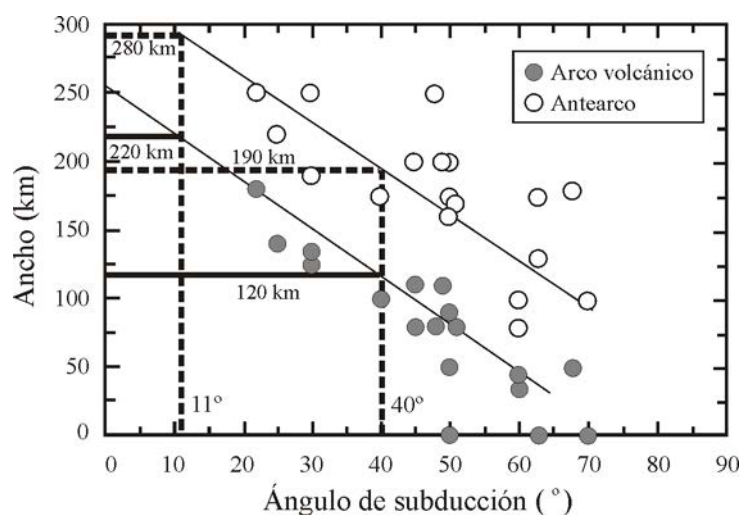


Figura 34. Ancho de arcos y antearcos contra ángulo de inclinación de la zona de Benioff (modificado de Tatsumi y Eggins, 1995). El arco del Oligoceno temprano en el área de estudio tenía por lo menos 220 km de ancho, de lo cual se puede estimar el ángulo de subducción ($11 \pm 9^\circ$) y el ancho del antearco (~280 km). El arco del Mioceno temprano en el sector central-oriental de Oaxaca tenía por lo menos 120 km de ancho, dando un valor estimado para la inclinación de la zona de Benioff de $40 \pm 11^\circ$, y 190 ± 40 km para el ancho del antearco.

Para el Mioceno temprano, el volcanismo en la SMS se encontraba en la porción central-oriental de Oaxaca. Entre Etila-Suchitquiltongo y Nejapa, la edad del volcanismo varía entre 22 y 13 Ma (Ferrusquía-Villafranca y McDowell, 1991; Ferrusquía-Villafranca,

6. Discusión

1999; Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca, 2001; Iriondo *et al.*, 2004), y la distribución de las rocas volcánicas sugiere que el arco tenía aproximadamente 120 km de ancho. Utilizando la relación de Tatsumi y Eggins (1995) y asumiendo que no hubo una remoción significativa del arco debido a la erosión por subducción, el valor estimado para el ángulo de la zona de Benioff en este sector pudo haber llegado hasta $\sim 40^\circ \pm 11^\circ$, y el ancho del antearco miocénico a $\sim 190 \pm 40$ km. Si aceptamos el ángulo de subducción estimado de $\sim 11^\circ$ para el Eoceno tardío – Oligoceno temprano en el área investigada y que este ángulo bajo probablemente continuó durante el Mioceno, esto implicaría un cambio grande en el ángulo de inclinación de la zona de Benioff entre los sectores occidental y central-oriental de Oaxaca, lo que es consistente con las variaciones en la edad del magmatismo entre estos dos sectores.

Un hiatus en el magmatismo

Con los fechamientos disponibles hasta hoy en la región central del sur de México (entre las longitudes ~ 100 y $97^\circ 20'$), se puede reconocer que en el Mioceno temprano, el magmatismo reinició en dos lugares diferentes (Figura 24d): en la Faja Volcánica Transmexicana y la porción central-oriental de Oaxaca de la SMS.

En la parte central de la SMS, la variación en la edad del magmatismo de arco va de los ~ 29 Ma, edad que corresponde con el cese del magmatismo, a ~ 20 Ma cuando inició el volcanismo en el sector sur de la FVTM. Esta variación corresponde a un *hiatus* en el magmatismo que fue aparentemente simultáneo al período en el que ocurrieron los episodios principales de remoción del antearco y el levantamiento de la margen continental (Ducea *et al.*, 2004b; Morán Zenteno *et al.*, 2005). La latitud y orientación este-oeste del volcanismo de la FVTM indica no sólo un avance de la trinchera hacia el nororiente sino también un cambio en la geometría de la subducción. Los perfiles sísmicos indican que actualmente existe debajo de las regiones oriente de Guerrero y occidente de Oaxaca una geometría subhorizontal o de bajo ángulo de la placa subducida (Pardo y Suárez, 1995). La aparición del volcanismo de arco en la parte sur de la FVTM alrededor de los 20 Ma indica que la geometría subhorizontal es un rasgo que se estableció desde ese tiempo.

Como posibles causas de la cesación del magmatismo en esta región a los ~ 29 Ma, se puede mencionar el cese de la subducción, un cambio rápido en la inclinación de la zona de Benioff, un cambio en el régimen tectónico que impide fusión en la cuña del manto aunque el *slab* siguió subduciendo, y/o la introducción de la zona de subducción de segmentos erosionados tectónicamente del antearco. No obstante, en el área de estudio la subducción aparentemente fue continua (Mammerickx and Klitgord 1982), y un cambio en el ángulo de subducción debería estar acompañado por la migración del arco, lo que no se observa. Es más probable que la erosión por subducción y la remoción del antearco haya jugado un

papel en la interrupción del magmatismo, ya sea por la introducción de material con menos agua que la placa oceánica subducida o material que produjo un régimen térmico más frío.

El reinicio del magmatismo de arco en las regiones central y oriental de Oaxaca (región de ETLA-Suchitquiltongo, Nejapa) (~ 22 Ma) de manera casi simultánea con lo del sector central de la FVTM representa un aparente *hiatus* magmático en la SMS de ~7 Ma, entre 29 y 22 Ma. Esta variación en el magmatismo en el tiempo y el espacio sugiere un control tectónico que pudo haber sido la segmentación de la placa subducida. Los cambios en el ancho del arco y antearco sugieren posiciones diferentes para la trinchera, es decir, una dislocación de la trinchera entre estos dos sectores y, si fuera el caso, la segmentación del *slab* podría representar una falla de transforme en la placa oceánica subducida (Figura 35).

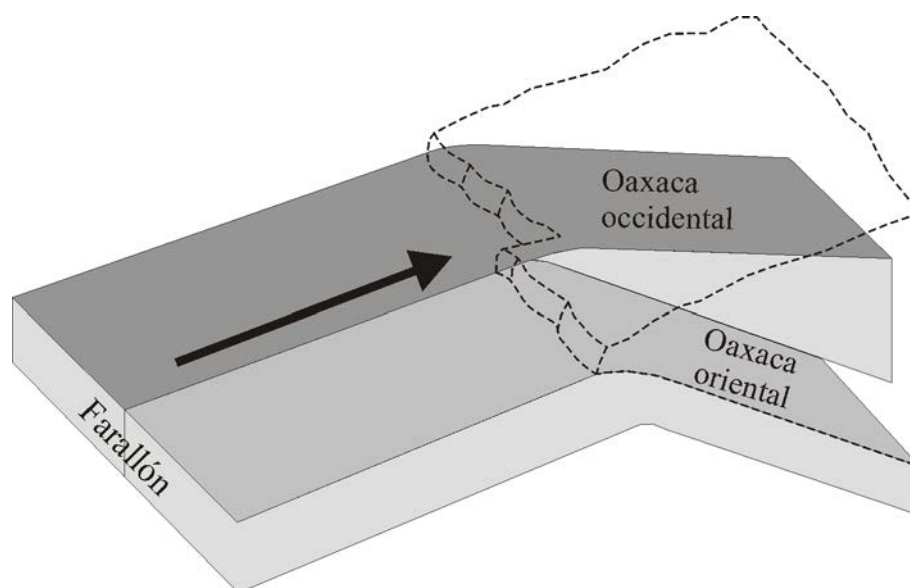


Figura 35. Interpretación de la segmentación de la placa Farallón con ángulos diferentes para la inclinación de la zona de Benioff a partir del Oligoceno temprano para explicar la existencia de un arco menos ancho en el sector oriental de Oaxaca. Esta situación parece haber sido similar en el Mioceno, y explica el volcanismo en dos lugares diferentes durante el Mioceno temprano-medio: el sector oriental de Oaxaca y la Faja Volcánica Transmexicana.

Truncamiento de la margen continental y erosión por subducción

Con respecto al truncamiento de la margen continental del sur de México, se indicó en el Capítulo 1 que los dos procesos que han sido invocados para explicarlo son fallamiento lateral regional y erosión por subducción. El modelo que tradicionalmente ha recibido más aceptación es el primero e invoca la presencia del bloque Chortis en una posición adyacente a la margen sur de México entre 45 Ma y el presente, y su

6. *Discusión*

desplazamiento hacia el oriente (Pindell *et al.*, 1988; Ross and Scotese 1988; Meschede *et al.* 1997), aunque varios trabajos favorecen la erosión por subducción (Morán-Zenteno *et al.*, 2005; Keppie y Morán-Zenteno, 2005; Keppie *et al.*, en prensa) o consideran que ambos procesos eran importantes (Schaaf *et al.* 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996). Keppie y Morán-Zenteno (2005) y Keppie *et al.* (en prensa) han presentado varios argumentos en contra del primer modelo: (1) la presencia de un arco magmático del Eoceno tardío al Oligoceno temprano paralelo a la margen actual en el suroccidente de México, (2) la presencia continua de sedimentos marinos de edad del Cretácico Tardío al Holoceno, con poca o sin deformación, en el Golfo de Tehuantepec al sur de la continuación de la falla Motagua (Sánchez-Barreda, 1981) que hubieron sido deformados por el paso de Chortis, y (3) la tasa de 15 mm/a para la apertura de la fosa de Cayman desde hace 30 Ma (Rosencrantz and Sclater, 1988) indica que el bloque Chortis hubiera estado frente el Golfo de Tehuantepec hace 30 Ma (no frente de la margen sur del occidente de Oaxaca y oriente de Guerrero), implicando que el bloque Chortis hubiera pasado antes de la remoción del antearco. Considero que es importante examinar los argumentos presentados por Keppie y Morán-Zenteno (2005) para la ubicación de Chortis en una posición más lejos de la costa de México que el modelo tradicional pero, hasta el momento, estos argumentos no han sido analizados en trabajos formales por los que apoyan el modelo tradicional.

A pesar de que el origen del truncamiento de la margen continental de Guerrero y Oaxaca es todavía objeto de debate, se puede decir que la geometría actual de la margen continental y el contacto directo de la base de la corteza con la litosfera oceánica subducida implica necesariamente episodios de erosión por subducción. Si se acepta que la erosión por subducción fue el proceso dominante en el truncamiento de la margen continental en esta región durante el Oligoceno, los factores que desencadenaron la erosión no son muy claros. Stern (1991), Von Huene y Scholl (1991) y von Huene *et al.* (2004) proponen que algunos de los factores que pueden contribuir a la erosión por subducción incluyen (1) una disminución en el ángulo de subducción, (2) una disminución en el aporte de sedimentos a la trinchera, (3) un aumento en la velocidad de convergencia, (4) presión elevada de los fluidos en los poros del prisma frontal que invaden la placa superior y producen la fragmentación de ésta, o (5) la colisión con la trinchera de un rasgo rugoso en la placa subducida que produce una acción abrasiva, por ejemplo, *horsts* y *grabens*, montes marinos (*seamounts*), mesetas oceánicas o crestas de dorsales oceánicos. Por otra parte, Clift y Vannucchi (2004) exponen que la tasa de erosión por subducción está controlada principalmente por la rugosidad de la placa en subducción. En la región de interés, aparentemente la tasa de convergencia no jugó un papel, porque la tasa calculada entre las placas de Farallón y América del Norte en esta región fue 99 mm/año para el periodo 37 –

28 Ma, y aumentó a 121 mm/año después de 20 Ma (Figura 1). No se conocen las tasas de convergencia para el periodo 28 – 20 Ma (Engebretson *et al.*, 1985). La erosión por subducción pudo haber sido causado por la presencia de un rasgo anómalo en la placa como la colisión de una cadena de montes submarinos (*seamounts*) entre Acapulco y Puerto Vallarta hace ~35 Ma sugerida por Keppie y Morán (2005) o posiblemente un rasgo más grande como una meseta oceánica.

Concluyendo, las evidencias sugieren que la posición del bloque Chortis no era contigua a México en el Paleógeno. Las posibles posiciones varían desde la del modelo de Keppie y Morán-Zenteno (2005) hasta una posición intermedia entre ésta y la del modelo tradicional. Lo anterior implica que la erosión por subducción jugó un papel más importante que el desplazamiento lateral izquierdo para eliminar el antearco, durante el avance hacia el norte del arco a partir de ~29 Ma.

Conclusiones

Conclusiones

- La petrología, geoquímica y geocronología de las rocas volcánicas y plutónicas del occidente de Oaxaca indican la ocurrencia de un arco magmático continental durante el Oligoceno temprano (~33 – 29 Ma). Todas las muestras analizadas son calcialcalinas, y presentan un comportamiento geoquímico que es característico de magmas de zonas de subducción.
- Las abundancias de elementos traza y las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las rocas lávicas e hipabisales en el interior del continente (andesitas a andesitas basálticas) sugiere una fuente relativamente homogénea en la cuña del manto, con modificación de los magmas por diferenciación magmática y un ascenso rápido a la superficie.
- El proceso de diferenciación dominante de las andesitas del interior fue la cristalización fraccionada, con una leve contaminación cortical de un componente en la corteza similar a los xenolitos gnéisicos de Puente Negro, Puebla y diferente al Complejo Acatlán subyacente. La modelación de las muestras es consistente con una primera etapa de AFC y una segunda únicamente con cristalización fraccionada.
- El carácter voluminoso de los plutones silíceos es más consistente con un modelo de dos o más etapas que incluyen producción de magmas basálticos por fusión parcial de la cuña del manto, adición de estos magmas en la base de la corteza continental (*magmatic underplating*), fusión parcial posterior de esta corteza máfica por nuevas inyecciones de basalto, y cristalización fraccionada de este material para producir magmas silíceos.
- Aunque no es común en las rocas estudiadas, las bajas concentraciones de tierras raras pesadas y la alta relación de Sr/Y (señal adakítica) reconocidas en algunas de las rocas sugieren la contribución de magmas procedentes de mayores profundidades, donde el granate es una fase residual estable. Esta fuente puede corresponder más con la base de la corteza que con el *slab* subducido, y por esta razón no se consideran adakitas *sensu stricto*.
- Las estructuras tectónicas cenozoicas, reconocidas principalmente en el interior continental, incluyen fallas con desplazamientos cortos, y conjuntos de fallas con orientaciones que sólo pueden ser explicadas por variaciones en la dirección de los

esfuerzos en varias etapas de deformación. La cronología relativa de las estructuras cenozoicas permanece incierta.

- Se ha reconocido que varias de las estructuras geológicas son lineamientos antiguos que han sido reactivados durante el Cenozoico, o a lo largo de los cuales ascendieron los magmas durante el Paleógeno.
- La ausencia de un antearco oligocénico en la margen continental confirma la ocurrencia de un proceso de truncamiento continental que pudo haber sido producido por erosión por subducción, remoción lateral, o una combinación de ambos procesos, aunque la evidencia sugiere que la primera tenía un papel más importante. El proceso de truncamiento fue posterior al magmatismo en la Sierra Madre del Sur (≤ 29 Ma).
- La diferencia en el ancho del arco en los sectores occidental y central-oriental de Oaxaca sugiere un control tectónico y un cambio en la inclinación de la zona de Benioff, que puede ser resultado de la segmentación de la placa Farallón.

Referencias

- 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.
- Albrecht, A., Goldstein, S.L., 2000, Effects of basement composition and age on silicic magmas across an accreted terrane-Precambrian crust boundary, Sierra Madre Occidental, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 255-273.
- Alzaga, H., Santamaría, D., 1988, Estudio estratigráfico-sedimentológico de rocas del Cretácico en el Prospecto Azumbilla, Puebla: Instituto Mexicano del Petróleo, Reporte interno (inédito).
- Anderson, T.H., Schmidt, V.A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 941-966.
- 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.
- 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.
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W., 1998, Paleogene extension in the southern Basin and Range Province of Mexico: syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district: *International Geology Review*, v. 40, p. 116-134.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513-3535.
- Atwater, T., Stock J., 1998, Pacific-North American plate tectonics of the Neogene Southwestern United States: An update: *International Geology Review*, v. 40, p. 375-402.
- Barrera, T., 1946, Guía geológica de Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 101 p.
- Bellier, O., Sébrier, M., 1995, Is the slip rate variation on the Great Sumatran Fault accommodated by fore-arc stretching? *Geophysical Research Letters*, v. 22, núm. 15, p. 1969-1972.
- Bellon, H., Maurry, R.C., Stephan, J.F., 1982, Dioritic basement, site 493: Petrology, geochemistry, and geodynamics. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, LXVI, National Science Foundation, National Ocean Sediment Coring Program, p. 723-730.
- Best, M.G., Christiansen, E.H., 2001, *Igneous Petrology*: Malden, MA, Blackwell Science, 458 p.
- 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.
- Bolaños-Rodríguez, D.E., 2006, Análisis estructural en el Puerto de las Sierras La Fragua, El Granizo, San Marcos-Pinos y áreas aledañas en la parte central de Coahuila: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 74 p.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Phinney, D.L., Ryerson, F.J., 1994, Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 128, p. 327-339.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., Phinney, D.L., 1995, Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 Gpa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, p. 3331-3350.
- Caballero-Miranda, C., 1990, Geología y anisotropía magnética del Jurásico continental del área de Huajuapán de León-Petlalingo, Estados de Oaxaca y Puebla: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría, 142 p.
- Calderón-García, A., 1956, Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, Puebla: Congreso Geológico Internacional XX, México, Libro-Guía Excursión A-11, 9-27.
- Cameron, K.L., Cameron, M., 1985, Rare earth element, 87Sr/86Sr, and 143Nd/144Nd compositions of Cenozoic orogenic dacites from Baja California, northwestern Mexico, and adjacent west Texas: evidence for the predominance of a subcrustal component: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 91, p. 1-11.
- Cameron, K.L., Cameron, M., Barreiro, B., 1986, Origin of voluminous mid-Tertiary ignimbrites of the Batopilas region, Chihuahua: Implications for the formation of continental crust beneath the Sierra Madre Occidental: *Geofísica Internacional*, v. 25-1, p. 39-59.

- Cameron, K.L., Lopez, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Keppie, J.D., Schulze, C., 2004, U-Pb geochronology and Pb isotopic compositions of leached feldspars: Constraints on the origin and evolution of Grenville rocks from eastern and southern Mexico, in Tollo, R. P., McLelland, J., Corriveau, L., y Bartholomew, M. J., eds., Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America, Geological Society of America Memoir 197, p. 755-769.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa-Uranga, M.F., Fitz-Díaz, E., Martínez-Hernández, E., 2002, Revisión de la edad de la Formación Oapan y su significado en el graben de San Agustín Oapan y el sinclinorio de Zacango, Estado de Guerrero: XII Congreso Nacional de Geoquímica, Actas INAGEQ, v. 8, p. 165. Resúmenes.
- 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., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriando, A., 2003, Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane – a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico: in Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for field trips of the 99th Annual Meeting of the Cordilleran Section of the Geological Society of America, México, D.F., 4-6 abril, 2003: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 9, p. 201-228.
- Cebriá, J.M., López-Ruiz, J., 1994, Modelización geoquímica de los procesos de diferenciación por cristalización: Estudios Geológicos, v. 50, núm. 5-6, p. 309-422.
- Cerca-Martínez, L.M., 2004, Deformación y magmatismo Cretácico Tardío – Terciario temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos: Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis doctoral, 175 p.
- Cerca, M., Ferrari, L., Bonnini, M., Corti, G., Manetti, P., 2004, The role of crustal heterogeneity in controlling vertical coupling during Laramide shortening and the development of the Caribbean-North America transform boundary in southern Mexico: insights from analogue models, in Grocott, J., McCaffrey, K.J.W., Taylor, G., Tikoff, B., eds., Vertical coupling and decoupling in the lithosphere: Geological Society [London] Special Publications, 227, p. 117-140.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriando, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction: Tectonics, v. 26, TC3007, doi:10.1029/2006TC001981.
- Class, C., Miller, D.M., Goldstein S.L., Langmuir, C.H., 2000, Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak volcanics, Aleutian arc: Geochemistry Geophysics Geosystems G3, v. 1, DOI 10.1029/1999GC000010.
- Clift, P., Vannucchi, P., 2004, Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust: Review of Geophysics, v. 42, RG2001, 31 p.
- Corona-Chávez, P., Poli, S., Bigioggero, B., 2006, Syn-deformational migmatites and magmatic-arc metamorphism in the Xolapa Complex, southern Mexico: Journal of Metamorphic Geology, v. 24, p. 169-191.
- Correa-Mora, F., 1997, Estudio petrográfico y geoquímico del complejo intrusivo de Xalitanguis, Guerrero, México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 44 p.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks: London, Allen and Unwin, 450 p.
- Cruz-López, D.E., Sánchez-Andraca, H.R., Lemus-Bustos, O., 2000, Carta geológico-minera de Acapulco, Guerrero y Oaxaca (E-14-11). Escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Cserna, Z. de, 1965, Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, núm. 62, 76 p.
- Cserna, Z. de, 1967 (1969), Tectonic framework of southern México and its bearing on the problem of continental drift: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, tomo XXX, núm. 2, p. 159-168.

Referencias

- Cserna, Z. de, 1981, Geología regional y sismicidad, in Maycotte, J. I. ed., Geología y geotecnia del proyecto hidroeléctrico El Caracol, Guerrero: Comisión Federal de Electricidad, p. 23-41.
- Cserna, Z. de, 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.
- Cserna, Z. de, Ortega-Gutiérrez, F. Palacios-Nieto M., 1980, Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla, en Libro-Guía de la excursión geológica a la parte central del alto Río Balsas, Sociedad Geológica Mexicana, p. 1-33.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: *Pacific Geology*, v. 8, p. 173-174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 2001, Two contrasting granite types: 25 years later: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 48, p. 489-499.
- Chávez-Aguirre, J.M., Mendoza-Flores, A., 1998, Dataciones de rocas ígneas y metamórficas de la región de Valle de Bravo, Estado de México: Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, 1ª, Libro de Resúmenes, México, D.F., p. 144.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A., 2005, La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multireactivada del noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Grandes Fronteras Tectónicas de México, Tomo LVII, núm. 1, p. 27-52.
- Chávez-González, O., 2005, Estratigrafía y petrología de las rocas volcánicas del flanco occidental de la Sierra de Huautla, Región de Valle de Vázquez-Teocaltzingo, Estados de Morelos y Guerrero: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 76 p.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: *Revista*, v. 5, p. 223-238.
- Dávalos-Álvarez, O.G., 2006, Evolución tectónica cenozoica en la porción norte de la falla de Oaxaca: Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de maestría, 123 p.
- Davies, J.H., Stevenson, D.J., 1992, Physical model of source region of subduction zone volcanics: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, B2, p. 2037-2070.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: *Nature*, v. 347, p. 662-665.
- DePaolo, D.J., 1981a, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 53, p. 189-202.
- DePaolo, D.J., 1981b, Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic: *Nature*, v. 291, 193-196.
- DePaolo, D.J., 1981c, A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, B11, p. 10470-10488.
- de Silva, S., 2006, Large-scale silicic volcanism – the result of thermal maturation of the crust, in *Advances in Geosciences, Proceedings Volume, Asia-Oceania Geosciences Society*, 13 pp.
- 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.
- Dickin, A.P., 1995, *Radiogenic isotope geology*; Cambridge, UK, Cambridge University Press, 490 p.
- Dodge, F.C.W., Millard, H.T., Jr., Elsheimer, H.N., 1982, Compositional variations and abundances of selected elements in granitoid rocks and constituent minerals, central Sierra Nevada batholith: U.S. Geological Survey Professional Paper 1248, 24 p.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990, A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons: *Journal of Geophysical Research*, v. 95, B13, p. 503-521.
- Ducea, M., 2001, The California arc: Thick granitic batholiths, eclogitic residues, lithospheric-scale thrusting, and magmatic flare-ups: *GSA Today*, v. 11, p. 4-10.
- Ducea, M., 2002, Constraints on the bulk composition and root foundering rates of continental arcs: A California arc perspective: *Journal of Geophysical Research*, v. 107, B11, 2304, doi:10.1029/2001JB000643.

- Ducea, M., Saleeby, J., 1998a, Crustal recycling beneath continental arcs: silica-rich glass inclusions in ultramafic xenoliths from the Sierra Nevada, California: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 156, p. 101-116.
- Ducea, M.N., Saleeby, J.B., 1998b, The age and origin of a thick mafic-ultramafic keel from beneath the Sierra Nevada batholith: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 133, p. 169-185.
- Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Shoemaker, S., Ruiz, J., Valencia, V.A., 2004a, Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology: *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, p. 1016-1025.
- Ducea, M.N., Valencia, V.A., Shoemaker, S., Reiners, P.W., DeCelles, P.G., Campa, M.F., Morán-Zenteno, D.J., Ruiz, J., 2004b, Rates of sediment recycling beneath the Acapulco Trench: Constraints from (U-Th)/He thermochronology: *Journal of Geophysical Research*, v. 109, B9, B09404, 10.1029/2004JB003112.
- Edwards, J.D., 1955, Studies of some Early Tertiary red conglomerates of central Mexico; U.S. Geological Survey, Professional Paper 264, 35 p., 3 mapas.
- Eguiza-Castro, M.H., 2001, Geometría y cinemática del arco estructural Tecamachalco-Tehuacán-Calipam: Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis profesional, 84 p.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002, Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications: *Tectonics*, v. 21, p. 4-1 - 4-19, 10.1029/2000TC001278.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriando, A., 2005, La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, núm. 1, p. 83-109.
- Engelbreton, D.C., Cox, A., Gordon, R.G., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin; *Geological Society of America Special Paper* 206, 59 pp.
- Erben, H.K., 1956, El Jurásico Medio y el Calloviano de México: XX Congreso Geológico Internacional, México, 140 p.
- Farmer, G.L., DePaolo, D.J., 1983, Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure, 1. Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the northern Great Basin: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, B4, p. 3379-3401.
- Farmer G.L., Glazner, A.F., Manley, C.R., 2002, Did lithospheric delamination trigger late Cenozoic potassic volcanism in the southern Sierra Nevada, California?: *Geological Society of America Bulletin*, v. 114, p. 754-768.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, 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.
- Ferrari L., López-Martínez M., Rosas-Elguera J., 2002, Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate: *Tectonics*, v. 21, núm. 4, 10.1029/2001TC001302.
- Ferrari, L., López Martínez, M. González Cervantes, N., Jacobo Albarrán, J., Hernández Bernal, M. S., 2003, Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin: *GEOS*, v. 23, Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes y programa, p. 120.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectas de la Geología Mexicana, Tomo LVII, núm. 3, p. 343-378.
- Ferrusquía-Villafranca, I., 1970, Geología del área de Tamazulapan-Teposculula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, in Segura, L. R., y Rodríguez Torres, R. eds., *Libro-Guia de la Excursión México-Oaxaca*: Sociedad Geológica Mexicana, p. 97-119.
- Ferrusquía-Villafranca, I., 1976, Estudios geológico-paleontológicos en la región Mixteca, parte 1: Geología del área Tamazulapan-Teposculula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Boletín* 97, 160 p.
- Ferrusquía-Villafranca, I., 1990, Informe técnico final del proyecto CONACyT Núm. 50992., Contribución a la diferenciación estratigráfica del Terciario continental de México: *Estudios*

Referencias

- geológico-paleontológico-geocronométrico-magnetoestratigráficos en los Estados de Aguascalientes, Guanajuato, Oaxaca y Chiapas: Parte I - Introducción; Parte II - Geología cenozoica del área Tecomavaca-Cuicatlán, Estado de Oaxaca; Parte III - Geología cenozoica del área Suchilquitongo, Estado de Oaxaca; Parte IV - Geología cenozoica del área Tlacolula-Mitla-Matatlán, Estado de Oaxaca, Parte V - Geología cenozoica del área Nejapa, Estado de Oaxaca; Parte VI - Geología cenozoica del área Loallaga-Lachiviza, Estado de Oaxaca; Parte VII - Geología cenozoica del área Ixtapa-Soyaló, Estado de Chiapas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, México, 448 p.
- Ferrusquía-Villafranca, I., 1999, Contribución al conocimiento geológico de Oaxaca, México-el área de Laollaga-Lachiviza: Boletín 110, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 103 p.
- Ferrusquía-Villafranca, I., Wilson, J.A., Denison, R.E., McDowell, F.W., Solorio-Munguía, J., 1974, Tres edades radiométricas oligocénicas y miocénicas de rocas volcánicas de las regiones Mixteca Alta y Valle de Oaxaca, Estado de Oaxaca: Boletín Asociación Mexicana Geólogos Petroleros 26, p. 249-262.
- Ferrusquía-Villafranca, I., McDowell, F.W., 1991, The Cenozoic sequence of selected areas in southeastern Mexico; its bearing in understand regional basin development there: Pachuca, Hidalgo, Convención sobre la Evolución Geológica de México, Memoria, p. 45-50.
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S., Leeman, W.P., 1988, The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basin magmas in the western United States, *in* Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences, Menzies M.A. y Cox, K.G. (eds.), Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue, p. 331-349.
- Frank, M.M., Kratzeisen, M.J., Negendank, J.F.W., Böhnelt, H., 1992, Geología y tectónica en el Terreno Guerrero (México-Sur): Actas de las sesiones científicas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, España, v. 4, p. 290-293.
- 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.
- Fries, C., Jr., 1966, Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), con resumen de la geología de la Hoja Cuernavaca, estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, 1 mapa, texto al reverso.
- Fries, C., Jr., Rincón-Orta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronología: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 73, p. 57-133.
- Fries, C., Jr., Hibbard, C. W., Dunkle, D. H., 1955, Early Cenozoic vertebrates in the red conglomerate at Guanajuato, Mexico: Smithsonian Miscellaneous Collections, v. 123, núm. 7, 25 p.
- Galina-Hidalgo, S.M., 1996, Geocronología y paleomagnetismo de rocas intrusivas y volcánicas del área de Huajuapán de León, Oaxaca: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de maestría, 101 p.
- Galina-Hidalgo, S.M., Urrutia-Fucugauchi, J., Ruiz-Castellanos, M., Terrell, D., 2003, K/Ar dating and magnetostratigraphy of Cretaceous and Oligocene igneous rocks from Huajuapán de León-Petlalingo, Mixteca terrane, Mexico: Abstracts with Programs, Geological Society of America, 99th Annual Meeting, Cordilleran Section, Puerto Vallarta, Jalisco, p. 8.
- Gans, P.B., Mahood, G.A., Schermer, E.R., 1989, Synextensional magmatism in the Basin and Range Province; a case study from the eastern Great Basin: Geological Society of America Special Paper 233, 53 pp.
- GEOLIMEX Working Group, 1993, Reflections from the subducting plate? First results of a Mexican traverse: Zentralblatt fuer Geologie und Palaontologie, Teil I, p. 541-553.
- Gill, J.B., 1981, Orogenic andesties and plate tectonics: Berlin, Springer-Verlag, 390 p.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectas de la Geología Mexicana, Tomo LVII, núm. 3, p. 227-285.
- González-Ramos, A., Sánchez-Rojas, L.E., Mota-Mota, S., Arceo y Cabrilla, F.A., Onofre-Espinoza, L., Zárate-López, J., Soto-Araiza, R., 2000, Carta geológico-minera de Oaxaca (E-14-9). Escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.

- González-Torres, E.A., 1989, Geología y paleomagnetismo del área de Tezoatlán, Oaxaca: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 188 p.
- Grajales-Nishimura, J.M., 1991, La franja magmática del Paleozoico Tardío en Oaxaca y sur de Puebla y sus implicaciones tectónicas: Pachuca, Hidalgo, Convención sobre la Evolución Geológica de México, Memoria, p. 61-62.
- Gray, N.H., 1971, A parabolic hourglass structure in titanite: *The American Mineralogist*, v. 56, p. 952-958.
- Green, T.H., 1994, Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis - Sedona 16 years later: *Chemical Geology*, v. 117, p. 1-36.
- Gromet, L.P., Silver, L.T., 1987, REE variations across the Peninsular Ranges Batholith: Implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs: *Journal of Petrology*, v. 28, p. 75-125.
- Gross, W.H., 1975, New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico: *Economic Geology*, v. 70, p. 1175-1189.
- Grove, T.L., Baker, M.B., 1984, Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 3253-3274.
- Guerrero-García, J.C., 1975, Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology: Dallas, TX, University of Texas, Tesis doctoral, 131 p.
- Guerrero-García, J.C., Herrero-Bervera, E., 1993, Timing of breakup and sense of motion along the Pacific margin of southwestern Mexico, in Ortega-Gutiérrez F., Coney, P. J., Centeno-García, E., y Gómez-Caballero, A., eds., First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Proceedings: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Guanajuato, México, p. 58-60.
- Gutscher, M.-A., Maury, R., Eissen, J.-P. Bourdon, E., 2000, Can slab melting be caused by flat subduction?: *Geology*, v. 28, p. 535-538.
- Guzmán, E. J., 1950, Geología del noreste de Guerrero: *Bol. Asoc. Mexicana Petrol.*, v. 2, p. 95-156.
- Halpern, M., Guerrero-G., J.C., Ruiz-C., M., 1974, Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern and central Mexico: A progress report: *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes*, p. 30-32.
- Hart, S.R., 1984, A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle: *Nature*. V. 309, p. 753-757.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., 2004, Geophysical constraints on slab subduction and arc magmatism, in Sparks, R.S.J., Hawkesworth, C.J., eds., *The state of the planet: Frontiers and challenges in geophysics: Geophysical Monograph, American Geophysical Union*, v. 150, p. 81-93.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wildman, T.R., 1968, Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths, in Ahrens, L. H., ed., *Origin and distribution of the elements*, v. 1: Oxford, Pergamon, p. 889-911.
- Hawkesworth, C.J., Herg, J.M., Ellam, R.M., McDermott, F., 1991, Element fluxes associated with subduction related magmatism: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 335, p. 393-405.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F., 1993, Mantle and slab contributions in arc magmas: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 21, p. 175-204.
- Hernández-Bernal, M.S., Morán Zenteno, D.J., 1996, Origin of the Río Verde Batholith, southern Mexico, as inferred from its geochemical characteristics: *International Geology Review*, v. 38, p. 361-373.
- Hernández-Pineda, G.A., 2006, Geoquímica y geocronología de granitoides en el área de Tierra Colorada, Guerrero: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 84 p.
- Herrmann, U.R., 1994, The origin of a terrane: U/Pb zircon systematics, geochemistry and tectonics of the Xolapa Complex (southern Mexico). *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten A* 17, 92 p.
- 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., Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455-489.

Referencias

- Hisazumi, H., 1932, Geología de la región mixteca del Estado de Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología, informe inédito, 98 p.
- Instituto Nacional de Estadística Geográfica e Informática (INEGI), 1989, Carta geológica Zaachila E-14-12. Escala 1:250,000, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística Geográfica e Informática (INEGI), 1984, Carta geológica Oaxaca E14-9: Escala 1:250,000, 1 mapa.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., CRM, 2004, 40Ar/39Ar dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM scientific collaboration (Part II), Open File Report 04-1444, 46 pp.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.
- Jarrard, R.D., 1986, Relations among subduction parameters: Reviews of Geophysics, v. 24, p. 217-284.
- Karig, D.E., Cardwell, R.K., Moore, G.F., Moore, D.G., 1978, Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along the northern Middle America Trench: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 265-276.
- Kay, R.W., 1978, Aleutian magnesian andesites: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 4, p. 117-132.
- Kay, S.M., Abruzzi, J.M., 1996, Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30°S and 32°S: Tectonophysics, v. 259, p. 15-28.
- 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.
- Kay, R.W., Kay, S.M., 2002, Andean adakites: three ways to make them: Acta Petrologica Sinica, v. 18, p. 303-311.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., 2001, Central Andean ore deposits linked to shallow subduction systems and thickening crust: GSA Today, v. 11, no. 3, p. 4-9.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., 2002, Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab: Journal of South American Earth Sciences, v. 15, p. 39-57.
- Kay, S.M., Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., 1987, Probing the evolving Andean lithosphere: mid-late Tertiary magmatism in Chile (29° - 30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction: Journal of Geophysical Research, v. 92, B7, p. 6173-6189.
- Kay, S.M., Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., Gordillo, C.E., 1988, Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone: Journal of South American Earth Sciences, v. 1, p. 21-38.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A., Munizaga, F., 1991, Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S), in Harmon, R.S., Rapela C.W., eds., Andean magmatism and its tectonic setting: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 256, p. 113-137.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Tittler, A., Cornejo, P., 1994, Tertiary magmatic evolution of the Maricunga Mineral Belt in Chile: International Geology Review, v. 36, p. 1079-1112.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., 2004, Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust, in The Crust, Rudnick, R.L., ed., v. 3, Treatise on Geochemistry, H.D. Holland, K.K. Turekian, eds.: Oxford, Elsevier-Pergamon, p. 349-410.
- Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D.J., 2005, Tectonic Implications of Alternative Cenozoic Reconstructions for Southern Mexico and the Chortis Block: International Geology Review, v. 47, p. 473-491.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications: Precambrian Research, v. 120, p. 365-389.
- Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., González-Torres, E., Keppie, D.F., Synchronous 29-19 Ma arc hiatus, exhumation, and subduction of forearc in southwestern Mexico, in Pindell, J., James, K., eds., Origin of the Caribbean plate: Geological Society [London] Special Publication (en prensa).
- Kratzeisen, M.J., Frank, M.M., Negendank, J.F.W., Böhnell, H., y Terrell, D., 1991, The continental margin of Southern Mexico - tectonic evolution during the Tertiary: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil I, núm. 6, p. 1545-1555.

- Lang, H.R., Frerichs, W.E., 1998, New planktic foraminiferal data documenting Coniacian age for Laramide Orogeny onset and paleoceanography in southern México: *Journal of Geology*, v. 106, p. 635-640.
- Lanphere, M.A., Cameron, K.L., Cameron, M., 1980, Sr isotopic geochemistry of voluminous rhyolitic ignimbrites and related rocks, Batopilas area, western Mexico: *Nature*, v. 286, p. 594-596.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R., Sampson, D.E., 1999, U-Pb geochronology, geochemistry and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico: *Precambrian Research*, v. 107, p. 195-214.
- 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.
- Le Maitre, R.W., ed., 2002, *Igneous rocks. A classification and glossary of terms*: Cambridge, Cambridge University Press, 236 p.
- Leroy, S., Mauffret, A., Patriat, P., Mercier de Lépinay, B., 2000, An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies; *Geophysical Journal International*, v. 141 (3), p. 539-557.
- Levin, V., Shapiro, N.M., Park, J., Ritzwoller, M.H., 2005, Slab portal beneath the western Aleutians: *Geology*, v. 33, p. 253-256.
- Lopez, R., 1997, High-Mg andesites from the Gila Bend Mountains, southwestern Arizona: Evidence from hydrous melting of lithosphere during Miocene extension, The Pre-Jurassic geotectonic evolution of the Coahuila terrane, Northwestern Mexico: Grenville basement, a Late Paleozoic arc, Triassic plutonism, and the events south of the Ouachita suture: Santa Cruz, CA, University of California, Tesis doctoral, 147 p.
- López-Infanzón, M., 1986 (1989), Petrología y radiometría de rocas ígneas y metamórficas de México: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín*, v. 38, p. 59-98.
- López-Ticha, D., 1985 (1988), Revisión de la estratigrafía y potencial petrolero de la Cuenca de Tlaxiaco: *Asociación Mexicana Geólogos Petroleros, Boletín* 37, n.1, p. 49-92.
- Lowell, J.D., 1974, Plate tectonics and foreland basement deformation: *Geology*, v. 2, p. 275-278.
- Lowell, J.D., 1995, Mechanics of basin inversion from worldwide examples, in Buchanan, J.G., y Buchanan, P.G., eds., *Basin inversion*, Geological Society [London] Special Publication No. 88, p. 39-57.
- 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.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., Thirlwall, M.T., 2006, Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 243, p. 581-593.
- Malfait, B.T., Dinkelmann, M.G., 1972, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate: *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 251-272.
- Malod, J.A., Mustafa Kermal, B., Beslier, M.O., Deplus, C., Diament, M., Karta, K., Mauffret, A., Patriat, P., Pubellier, M., Regnault, H., Aritonang, P., Zen, M.T., 1993, Deformations du basin d'avant-arc au nord-ouest de Sumatra; une réponse a la subduction oblique: *Comptes Rendues de l'Academie des Sciences, Serie 2*, v. 316, p. 791-797.
- Mammerickx, J., Klitgord, K.D., 1982, Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the Present: *Journal of Geophysical Research*, v. 87(B8), p. 6751-6759.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids: *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635-643.
- Martin, H., 1986, Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas: *Geology*, v. 14, p. 753-756.
- Martin, H., 1999, Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids: *Lithos*, v. 46, p. 411-429.
- Martínez-Amador, H., Zárate-Barradas, R., Loaeza-García, J.P., Saenz-Pita, R., Cardosa-Vázquez, E. A., 2001, Carta geológico-minera y geoquímica de la hoja Orizaba. Escala 1:250,000 (E-14-6): Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Martínez-Serrano, R.G., Macías-Romo, C., Martiny, B., Morán-Zenteno, D.J., Grajales-Nishimura, M., Silva-Romo, G., 1996, Geocronología y características geoquímicas de la Provincia Terciaria Volcánica del sur de México, transecto Huajuapán de León-Pinotepa Nacional, Oax.: GEOS,

Referencias

- Resúmenes y programa de la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, p. 204.
- Martínez-Serrano, R.G., Morán-Z., D.J., Martiny, B., Macías-R., C., 1997, Geochemistry and geochronology of the Tertiary Volcanic Province of Southern Mexico: *Terra Nova*, v. 9, no. 1, Abstract Supplement, European Union of Geosciences, reunión anual, Estrasburgo, Francia. p. 475.
- Martínez-Serrano, R.G., Jiménez-Mendoza, J.L., Macías-Romo, C., Martiny, B., Flores-Márquez, E.L., 1999, Magmatic activity in central and southeastern Oaxaca, Mexico and its relation with the Tertiary plate tectonic rearrangement: *Terra Nova*, v. 10, no. 1, Abstract Supplement, European Union of Geosciences, reunión anual, Estrasburgo, Francia, p. 433.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R.G., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C., 1995, Geochemistry and tectonics of the Oaxaca Volcanic Province: *GEOS*, v. 15, Resúmenes y programa de la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, p. 110-111.
- Martiny, B., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., 1996, Geochemistry and petrogenesis of the Tertiary Volcanic Province of western Oaxaca State: Geological Society of America, Abstracts with Programs, Reunión Anual de la Geological Society of America, Denver, Colorado, v. 28, n. 7, p. A484.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R.G., Ayuso, R.A., Macías-Romo, C., Morán-Zenteno, D.J., 1997, Pb isotope geochemistry of Tertiary igneous rocks and continental crustal complexes, southern Mexico: *Eos*, v. 78, Transactions, American Geophysical Union, Reunión de otoño, San Francisco, California, p. F844.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R.G., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C., Ayuso, R.A., 1998, Geoquímica y petrogenesis de rocas magmáticas del Terciario medio en la parte occidental del estado de Oaxaca: Libro de resúmenes, Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, México, D. F., p. 140.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R.G., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C., Ayuso, R.A., 2000a, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico: *Tectonophysics*, v. 318, p. 71-98.
- Martiny, B., Silva-Romo, G., Morán-Zenteno, D.J., 2000b, Estructuras oligocénicas del área de Huajuapán de León, Oaxaca: Resúmenes y Programa, Segunda Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, v. 20, n. 3, p. 327.
- Martiny, B., Silva-Romo, G., Morán-Zenteno, D.J., 2002, Tertiary faulting and the relationship with Eocene-Oligocene volcanism in western Oaxaca, southern Mexico: Geological Society of America, 98th Annual Meeting, Cordilleran Section, Corvallis, Oregon, p. A-97.
- Martiny, B., Silva-Romo, G., Morán-Zenteno, D.J., 2003, Tectonic reactivation of major pre-existing structures and the relationship with Tertiary volcanism in western Oaxaca: Abstracts with Programs, Geological Society of America, 99th Annual Meeting, Cordilleran Section, Puerto Vallarta, Jalisco, p. 19.
- Martiny, B., Ortega-Gutiérrez, F., Morán-Zenteno, D.J., Solé, J., 2004, Sr, Nd and Pb composition of the xenoliths in the Puente Negro intrusion, Puebla, Mexico, and the relevance to the petrogenesis of the Tertiary volcanic rocks in western Oaxaca: Libro de Resúmenes, IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, p. 52.
- Mauzy, R.C., Defant, M.J., Joron, J.-L., 1992, Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths: *Nature*, v. 360, p. 661-663.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991, Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 102, p. 358-374.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of American, Special Paper 180, p. 113-124.
- Menard, H.W., 1978, Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subduction: *Journal of Geology*, v. 86, p. 99-110.
- Meneses-Rocha, J.J., Monroy-Audelo, M.E., Gómez-Chavarría, J.C., 1994, Bosquejo paleogeográfico y tectónico del sur de México durante el Mesozoico: *Boletín Asociación de Mineros y Geólogos Petroleros*, v. 44, p. 18-45.
- Meschede, M., Frisch, W., Herrmann, U.R., Ratschbacher, L., 1997, Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico: *Tectonophysics*, v. 266, p. 81-100.

- 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.
- Monter Ramírez, A., 2004, Estratigrafía, sedimentología y relaciones tectónicas de la Formación Balsas en la región de Amacuzac, Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 55 p.
- Morán-Zenteno, D.J., 1992, Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero: Mexico D.F., Unidad de los Ciclos Profesional y de Posgrado, Colegio de Ciencias y Humanidades, Instituto de Geofísica, Tesis doctoral, 186 p.
- Morán-Zenteno, D.J., González-Torres, E., Cabral-Cano, E., 1988, Una manifestación de vulcanismo Cretácico en la región de la Mixteca: *Revista Litósfera*, v. 1, 2, p 5-12.
- Morán-Zenteno, D.J., Caballero-Miranda, C.I., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, B., González-Torres, E., 1993, Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca terrane, southern Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 32, p. 453-473.
- Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chavez, P., Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 141, p. 51-65.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Martínez-Serrano, R., Reyes-Salas, M.A., Corona-Esquivel, R., Angeles-García, S., 1998, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region, southern Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, núm. 2, p. 167-180.
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., 1999, Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, 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., Alba-Aldave, L.A., González-Torres, E., Martiny, B., Díaz-Bravo, B., Sohn, E., 2007a, Ignimbrite Flare-up in the north-central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: a continuation of the Sierra Madre Occidental ignimbrite province?: *Eos Transactions, American Geophysical Union*, 88 (23), Joint Assembly Supplement, Abstract U53A-03.
- Morán-Zenteno, D.J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., 2007b, Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico: relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapotla-Taxco sector: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, p. 68-80.
- Mossman, R.W., Viniestra, F., 1976, Complex fault structures in Veracruz Province of Mexico: *The Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 60, p. 379-388.
- 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.
- Murillo-Muñeton, G., Torres-Vargas, R., 1987, Mapa petrogenético y radiométrico de la Republica Mexicana: Instituto Mexicano del Petróleo, Informe Proyecto C-2010, 78 pp.
- 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.

Referencias

- Nava, F., Núñez-Cornú, F., Córdoba, D., Mena, M., Ansorge, J., González, J., Rodríguez, M., Banda, E., Mueller, S., Udías, A., García-García, M., Calderón, G., 1988, Structure of the Middle America trench in Oaxaca, Mexico: *Tectonophysics*, v. 154, p. 241-251.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, no. 3, p. 347-363.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí Cano, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectas de la Geología Mexicana, Tomo LVII, núm. 3, p. 285-317.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., Mendoza-Rosales, C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, p. 1868-1882.
- Ortega Gutiérrez, F., 1970, Geología del cuadrángulo suroccidental de la hoja Tehuacán, Serie 1:100,000, Estados de Puebla y Oaxaca: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 130 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, núm. 2, p. 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1980, Algunas rocas miloníticas de México y su significado tectónico: *Sociedad Geológica Mexicana*, V Convención Nacional, Libro de Resúmenes, p. 99-100.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981a, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, v. 20, núm. 3, p. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981b (1984), La evolución tectónica premisisípica del sur de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, p. 140-157.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1987, Petrología de la intrusión Puente Negro, una andesita con xenolitos plutónicos del terreno Mixteco: Segundo Simposio Geología Regional de México, México, D. F., p. 56-57.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Tectonostratigraphic analysis and significance of the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico, in Ortega-Gutiérrez, F. *et al.*, eds., First circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference, Terrane geology of southern Mexico, Guidebook of field trip B, Guanajuato, Mexico: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 54-60.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quitana, J., Sánchez-Rubio, G., de la Fuente, M., 1990, H-3 Acapulco Trench to the Gulf of Mexico across southern Mexico: *Geological Society of America*, Centennial Continent/Ocean Transect #13. Mapa con texto, 1-9.
- 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.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., López, R., 1999, Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections: *Geology*, v. 27, p. 719-722.
- Ortega-Gutiérrez, F., Martiny, B., Reyes-Salas, A.M., Morán-Zenteno, D.J., 2001, Mineralogía de facies sanidinita en xenolitos de la intrusión andesítica de Puente Negro, Estado de Puebla: *Boletín de Mineralogía*, v. 14, Programas y Resúmenes, Sociedad Mexicana de Mineralogía, A. C., VII Coloquio Nacional de Mineralogía, Morelia, Michoacán, p.30-31.
- Ortega-Gutiérrez, F., Martiny, B., Reyes Salas, A.M., Morán Zenteno, D.J., 2004, Discovery of sapphire and probable sapphirine pseudomorphs in the Puente Negro subvolcanic intrusion: Libro de Resúmenes, IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, p. 49.
- Pantoja-Alor, J., 1983, Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 44, p. 1-20.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* v. 100(B7), p. 12357-12373.
- Patchett, P.J., Ruiz, J., 1987, Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 96, p. 523-528.

- Pearce, J., 1983, Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins; in Hawkesworth, C. J., Norry, M. J., eds., *Continental basalts and mantle xenoliths*: Nantwich, England, Shiva, p. 230-249.
- Pearce, J., 1992, An element of recycling: *Nature*, v. 360, p. 629-630.
- Pearce, J., Peate, D.W., 1995, Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas: *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, v. 23, p. 251-285.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63-81.
- Pérez-Ibargüengoitia, J.M., Hokuto-Castillo, A., Cserna, Z. de, 1965, Reconocimiento geológico del área Petlalcingo-Santa Cruz, Municipio de Acatlán, Estado de Puebla, in *Estratigrafía y Paleontología del Jurásico Superior de la parte centromeridional del Estado de Puebla*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, núm. 21, parte I, p. 1-22.
- Petford, N., Atherton, M., 1996, Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru: *Journal of Petrology*, v. 37, p. 1491 – 1521.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C. III, Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J., Haxby, W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: *Tectonophysics*, v. 155, p. 121-138.
- Pitcher, W.S., 1993, *The nature and origin of granite*: London, Blackie Academic & Professional, 321 pp.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1993, Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones: *Nature*, v. 362, p. 739-743.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1998, The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle: *Chemical Geology*, v. 145, p. 325-394.
- Preston, J., 1966, An unusual hourglass structure in augite: *American Mineralogist*, v. 51, p. 1227-1233.
- Prouteau, G., Scaillet, B., 2003, Experimental constraints on the origin of the 1991 Pinatubo dacite: *Journal of Petrology*, v. 44, p. 2203–2241.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995, Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crustal-mantle recycling: *Journal of Petrology*, v. 36, p. 891-931.
- 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.
- Riller, U., Ratschbacher, L., Frisch, W., 1992, Left-lateral transtension along the Tierra Colorado deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, p. 237-249.
- Robinson, K.L., 1991, U-Pb zircon geochronology of basement terranes and the tectonic evolution of southwestern mainland Mexico: San Diego, CA, San Diego State University, Tesis de maestría, 190 p.
- Robinson, K.L., Gastil, R.G., Girty, M.S., 1990, Eocene intra-arc transtension: The detachment of the Chortis block from southwestern Mexico: *Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with Programs*, v. 22, n. 3, p. 78.
- Rollinson, H., 1993, *Using geochemical data: evaluation, presentation interpretation*: Essex, England, Longman Group, 352 pp.
- Rosencrantz, E., Sclater, J.G., 1986, Depth and age in the Cayman Trough: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 79, p. 133-144.
- Ross, M.I., Scotese, C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, v. 155, p. 139-168.
- Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1988a, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 274-281.
- Ruiz, J., Patchett, P.J., Arculus, R.J., 1988b, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths - Evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 99, p. 36-43.
- Ruiz-Castellanos, M., 1970, Reconocimiento geológico en el área de Mariscala-Amatitlán, Estado de Oaxaca, in Segura, L. R., Rodríguez Torres, R., eds., *Libro-Guía de la Excursión México-Oaxaca*: Sociedad Geológica Mexicana, p. 55-66.
- Ruiz-Castellanos, M., 1979, Rubidium-Strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlan metamorphic areas of southern Mexico: Austin, TX, University of Texas, Tesis doctoral, 178 p.

Referencias

- Rutherford, M.J., Hill, P.M., 1993, Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980 – 1986 Mount St. Helens eruptions: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, B11, p. 19667-19685.
- Salas, G.P., 1949, Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 1, núm. 2, p. 79-156.
- 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.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of the Gulf of Mexico basin: *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, v. 71, p. 419-451.
- Sánchez-Barreda, L.A., 1981, Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec in southern Mexico: Austin, TX, University of Texas, Tesis doctoral, 191 p.
- Sánchez-Rojas, L.E., Aranda-Osorio, J.N., Zárate-López, J., Castro-Rodríguez, M.G., 2000, Carta geológico-minera Zaachila (E-14-12). Escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Sánchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., 1998, The Tecamate formation and its role in the Early and middle Devonian tectonic evolution of the Acatlán Complex, southern Mexico: *International Correlation Program, project 376, Laurentia-Gondwana connections before Pangea, Program and Abstracts*, p. 32.
- Santa María-Díaz, A., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Dávalos-Álvarez, O.G., Loza-Aguirre, I., 2004, Cartografía geológica-estructural de la región de Tamazulapan-Nochixtlán, Oaxaca: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, Libro de resúmenes, p. 69.
- Santa María-Díaz, A., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Dávalos-Álvarez, O.G., 2005, Datos preliminares de la deformación cenozoica en la zona de Tamazulapan, Oaxaca: *GEOS*, v. 25, núm. 1, p. 96.
- Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische untersuchungen an granitoiden gesteinen eines aktiven kontinentalrandes: Alter und herkunft der tiefengesteinskomplexe an der pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco: München, Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians Universität, Tesis doctoral, 202 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., Stímac, 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.
- Schlaepfer, C.J., 1970, Geología terciaria del área de Yanhuatlán-Nochixtlán, Oaxaca. In: L. R. Segura, R. Rodríguez-Torres, eds., *Libro-Guía de la Excursión México-Oaxaca*, Sociedad Geológica Mexicana, p. 85-96.
- Schlaepfer, C. J., De Pablo Galán, L., 1971, Minerales arcillosos e interpretación sedimentológica de las capas rojas de la Formación Yanhuatlán, Oaxaca: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. XXII, p. 93-117.
- Schlaepfer, C.J., Rincón Orta, C., Silver, L.T., Solorio Munguía, J., Schmitter Villada, E., 1974, Una edad radiométrica del Eoceno Medio en sedimentos continentales de la Mixteca Alta de Oaxaca: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 26, p. 237-248.
- 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.
- Sibson, R.H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms: *Journal of the Geological Society of London*, v., 133, p. 191-213.
- Silva-Romo, G., Martiny, B., Mendoza-R., C., Macías-Romo, C., Morán-Zenteno, D., Martínez-Serrano, R., 1996, Vulcanismo monogenético oligocénico en el terreno Mixteca: Libro de resúmenes, XIII Convención Geológico Nacional, Sociedad Geológica Mexicana, La Paz, Baja California, p. 62.
- Silva-Romo, G., Mendoza, C., Martiny, B., 2000, Acerca del origen de las cuencas cenozoicas de la zona cortical del sur de México: un ejemplo en la región Mixteca: Resúmenes y Programa, Segunda Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, v. 20, n. 3, p. 326-327.
- Silva-Romo, G., Martiny, B., Mendoza-Rosales, C., 2001, Formación de cuencas continentales en el sur de México y su cronología respecto al desplazamiento del Bloque Chortís: Resúmenes en CD, XI

- Congreso Latinoamericano y III Congreso Uruguayo, Montevideo, Uruguay, 12 al 16 de noviembre de 2001, 9 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.
- Sobolev, S.V., Babeyko, A.Y., 2005, What drives orogeny in the Andes? *Geology*, v. 33, p. 617-620.
- Solari, L.A., Schaaf, P., 2006, Geologic evolution of the Xolapa Complex. Southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology: *Discussion: Geology*, v. 118, p. 764-765.
- Solari, L., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R., Hames, W.E., 2003, 990 Ma Zapotecan and 1,100 Ma Olmecan tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: *Tectonophysics*, v. 365, p. 257-282.
- Solari, L., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, Cameron, K., Lopez, R., 2004, ~900 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, México: U-Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21, p. 212-225.
- Solari, L., Torres de León, R., Hernández Pineda, G., Solé, J., Solís-Pichardo, G., Hernández-Treviño, T., 2007, Tectonic significance of Cretaceous-Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 1265-1279.
- Solé-Viñas, J., 2004, Descifrando los eventos tectonotérmicos cenozoicos en el norte del complejo Xolapa entre Tierra Colorada y Acapulco (México) mediante geocronología K/Ar: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Qro., Libro de resúmenes, p. 207.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters* v. 26, p. 207-221.
- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P., Horn, I., 1998, Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200°C and 3.0-5.7 Gpa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, p. 1781-1801.
- Steiger, R.H. Jaeger, E., 1977, Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
- Stern, C.R., 1991, Role of subduction-erosion in the generation of Andean magmas: *Geology*, v. 19, p. 78-81.
- Streckeis, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth-Science Reviews*, v. 12, p. 1-33.
- Strong, D.F., 1969, Formation of the hour-glass structure in augite: *Mineralogical Magazine*, v. 37, p. 472-479.
- 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., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F., 2005, U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 235, p. 682-699.
- Tardy, M., Lapiere, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.-B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez-R., J., Talavera-Mendoza, O., Ortíz-Hernández, E., Stein, G., Bourdier, J.-L., Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, v. 230, p. 49-73.
- Tatsumi, Y., 2005, The subduction factory: How it operates in the evolving Earth: *GSA Today*, v. 15, núm. 7, p. 4-10.
- Tatsumi, Y., Eggins, S., 1995, Subduction zone magmatism. *Frontiers in Earth Sciences*: Cambridge, MA, Blackwell Scientific, 211 p.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, *The continental crust: its composition and evolution*: Blackwell, Oxford, 312 pp.
- ten Brink, U.S., Coleman, D.F., Dillon, W.P., 2002, The nature of the crust under Cayman Trough from gravity: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 971-987.
- Teyssier, C., Tikoff, B., Markley, M., 1995, Oblique plate motion and plate tectonics: *Geology* v. 23, p. 447-450.

Referencias

- Tolson-Jones, G., 1998, Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: Datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad de los Ciclos Profesional y de Posgrado, Colegio de Ciencias y Humanidades, Posgrado en Geofísica, Tesis doctoral, 98 p.
- Tolson, G., 2005, La falla de Chacalapa en el sur de Oaxaca: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, núm. 1, p. 111-122.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., y Grajales, J. M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America in, Bartolini, C., Wilson, J. L., y Lawton, T. F., eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340, p. 191-196.
- Torres De León, R., 2005, Geología, petrografía, estructuras y tectónica en el área de La Venta, Guerrero: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Tesis de maestría, 99 p.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Ferrusquía-Villafranca, I., 2001, Paleomagnetic results for the Middle-Miocene continental Suchilquitongo Formation, Valley of Oaxaca, southeastern Oaxaca: Geofísica Internacional, v. 40, p. 191-205.
- Valdés, C.M., Mooney, W.D., Singh, S.K., Meyer, R.P., Lomnitz, C., Luetgert, J.H., Helsley, C.E., Lewis, B.T.R., Mena, M., 1986, Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements: Seismological Society of America Bulletin, v. 76, p. 547-563.
- Vega-Carrillo, J.J., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 1998, Complejo plutónico de Caunana: basamento prejurásico en el borde meridional del terreno Mixteco e interpretación litotectónica: México D.F., Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra I, Libro de Resúmenes, p. 145.
- von Huene, R., Scholl, D.W., 1991, Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust: Reviews of Geophysics, v. 29, p.279-316.
- von Huene, R., Ranero, C.R., Vannucchi, P., 2004, Generic model of subduction erosion: Geology, v. 32, p. 913-916.
- Wernicke, B., Clayton, R.W., Ducea, M.N., Jones, C.H., Park, S.K., Ruppert, S.D., Saleeby, J.B., Snow, J.K., Squires, L.J., Fliedner, M.M., Jiracek, G.R., Keller, G.R., Klemperer, S.L., Luetgert, J.H., Malin, P.E., Miller, K.C., Mooney, W.D., Oliver, H.W., Phinney, R.A., 1996, Origin of high mountains in the continents: The southern Sierra Nevada: Science, v. 271, 5246, p. 190-193.
- Wilson, M., 1989, Igneous petrogenesis, a global tectonic approach: London, Unwin Hyman, 466 p.
- Wilson, M., Downes, H., Cebriá, J.M., 1995, Contrasting fractionation trends in coexisting continental alkaline magma series; Cantal, Massif Central, France: Journal of Petrology, v. 36, p. 1729-1753.
- Wolf, M.B., Wyllie, P.J., 1993, Garnet growth during amphibolite anatexis: Implications of a garnetiferous restite: Journal of Geology, v. 101, p. 357-373.
- Wolf, M.B., Wyllie, P.J., 1994, Dehydration melting of amphibole at 10 kbar: the effects of temperature and time: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 115, p. 369-383.
- Wyllie, P.J., 1984, Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, v. A310, p. 439-456.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G.E., 1991, Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics: Geological Society of America Bulletin, v. 103, p. 817-828.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Wöerner, G., Volynets, O.N., 2001, Geochemical evidence for the melting of subducted oceanic lithosphere at plate edges: Nature, v. 409, p. 500-504.

Tabla 1a. Edades isotópicas para rocas y minerales del Cenozoico del área de estudio y zonas aledañas

| Muestra | Localidad | Roca | Material fechado | Método | Edad (Ma) | K % en peso | ⁴⁰ Ar* (moles/gramo)x10 ⁻¹¹ | ⁴⁰ Ar* (%) | Referencia | Coordenadas Long W | Lat N |
|----------------------------------|----------------------------|-------------------------------|---------------------|--------|-----------------|----------------|--|--------------------------|------------|------------------------|------------------------|
| <i>Rocas piroclásticas</i> | | | | | | | | | | | |
| CON-75 | El Mezquital | Toba silférica | Biotita | K-Ar | 31.4±0.8 | 5.66 | 31.13 | 30.3 | a | 97°41'48" | 18°04'51" |
| CON-101 | Al N de Tlaxiaco | Toba silférica | Biotita | K-Ar | 32.9±0.9 | 7.73 | 44.57 | 48.9 | a | 97°36'45" | 17°21'37" |
| CON-59b | Laguna de Guadalupe | Toba | Hornblenda | K-Ar | 34.8±1.4 § | 0.484 | 2.953 | 12.4 | a | 97°51'20" | 17°11'17" |
| FV69-182 | Al E de Tamazulapan | Andesita Yucudaac | Roca total | K-Ar | 28.9±0.6 | 0.934 | 4.83 | 53.5 | b | 97°25' ^h | 17°34.8' ^h |
| <i>Rocas hipabisales y lavas</i> | | | | | | | | | | | |
| CON-91 | Cerro las Nubes | Dique andesítico | Hornblenda | K-Ar | 34.2±1.4 § | 0.496 | 2.970 | 12.1 | a | 97°40'52" | 18°02'36" |
| CON-8a | Huajuapán | Roca hipabisal andesítica | Hornblenda | K-Ar | 33.6±1.4 § | 0.458 | 2.693 | 11.8 | a | 17°49'43" | 97°47'16" |
| CON-7 | Yanhuitlán | Lacolito andesítico | Hornblenda | K-Ar | 40.5±1.7 § | 0.360 | 2.560 | 11.2 | a | 97°23'36" | 17°34'05" |
| SICHILA-1 | Chila | Lacolito andesítico | Roca total | K-Ar | 30±1 | 1.44 | ‡ | 79 | c | 97°52'08" ⁱ | 17°57'33" ⁱ |
| SILC-1 | Huajuapán | Dique, andesita basáltica | Roca total | K-Ar | 31±1 | 1.25 | ‡ | 59 | c | 97°47'15" ⁱ | 17°49'34" ⁱ |
| SVZA-1 | Zapotitlán Palmas | Derrame basáltico | Pasta | K-Ar | 31±1 | 0.841 | ‡ | 51 | c | 97°48'29" ⁱ | 17°53'23" ⁱ |
| SVZA-1 | Zapotitlán Palmas | Derrame basáltico | Roca total | K-Ar | 31±1 | 0.644 | ‡ | 50 | c | 97°48'29" ⁱ | 17°53'23" ⁱ |
| SVZA-2 | Zapotitlán Palmas | Derrame de andesita basáltica | Roca total | K-Ar | 29±1 | 1.24 | ‡ | 71 | c | 97°48'29" ⁱ | 17°53'23" ⁱ |
| SVZA-3 | Zapotitlán Palmas | Derrame basáltico | Roca total | K-Ar | 32±1 | 1.00 | ‡ | 41 | c | 97°48'29" ⁱ | 17°53'23" ⁱ |
| SVZA-4 | Zapotitlán Palmas | Derrame de andesita basáltica | Roca total | K-Ar | 30±1 | 1.34 | ‡ | 72 | c | 97°48'29" ⁱ | 17°53'23" ⁱ |
| PN-16 | Puente Negro, Puebla | Roca hipabisal andesítica | Matriz volcánica | K-Ar | 22.3±0.9 | 0.435 | 1.694 | 28.9 | g | 98°11.0' | 18°13.7' |
| PN-22 | Puente Negro, Puebla | Roca hipabisal andesítica | Hornblenda | K-Ar | 23.2±1.1 | 0.638 | 2.58 | 62.4 | g | 98°11.0' | 18°13.7' |
| <i>Rocas plutónicas</i> | | | | | | | | | | | |
| FT-12 | Tierra Colorada | Dique intermedio | Hornblenda | K-Ar | 30.7±0.6 | 0.530 | 2.847 | 87.9 | h | 99°33'14" | 17°08'54" |
| CON-53 | S. Ma. Zacatepec | Granito | Biotita | K-Ar | 25.5±0.7 | 7.48 | 33.36 | 59.5 | a | 97°58'36" | 16°53'27" |
| JG73-16A | S. Ma. Zacatepec | Granodiorita | Biotita-roca total | Rb-Sr | 25±1 | | | | d | 97°59.1' | 16°46.3' |
| G-17 | Al SW de Jamiltepec | Granito | Biotita | K-Ar | 27.7±0.7 | 7.81 | 37.81 | 61.3 | e | 97°57'01" | 16°10'21" |
| MS-35 | Jamiltepec | Tonalita | Hornblenda | K-Ar | 29.9±1.1 | 0.874 | 4.577 | 25.3 | e | 97°49'23" | 16°16'38" |
| MS-42 | Al SE de Jamiltepec | Granodiorita | Hornblenda | K-Ar | 27.7±1.0 | 1.03 | 4.977 | 30.1 | e | 97°47'24" | 16°15'40" |
| MS-28 | Río Verde | Granito | Biotita | K-Ar | 24.4±0.6 | 7.79 | 33.16 | 44.9 | e | 97°45'55" | 16°09'49" |
| Mu20 | al NE de S. Pedro Amuzgos | Granodiorita | Zircón | U-Pb | 30 [#] | | | | f | 98°03'21" | 16°40'53" |
| Mx12 | Jamiltepec - S.J. Progreso | Tonalita | Zircón | U-Pb | 28 [#] | | | | f | 97°45'07" | 16°09'48" |

Datos tomados de: a = Martiny et al. (2000); b = Ferrusquía-Villafranca et al. (1974); c = Galina-Hidalgo et al. (2003) y Galina-Hidalgo (1996); d = Guerrero-García y Herrero-Bervera (1993); e = Hernández-Bernal y Morán-Zenteno (1996); f = Herrmann et al. (1994); g = Martiny et al. (2004); h = este trabajo; i = coordenadas tomadas del mapa en la referencia citada. $\lambda\beta = 4.962 \times 10^{-10}$ /año; $(\lambda e + \lambda' e) = 0.581 \times 10^{-10}$ /año; $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.193 \times 10^{-4}$ g/g; $^{40}\text{Ar}^* = ^{40}\text{Ar}$ radiogénico; # = error no reportado; ‡ = concentración no reportada. § = edades con un porcentaje de Ar radiogénico bajo, algunas de las cuales pueden ser consideradas dudosas porque no encajan en la estratigrafía regional (ver texto).

Tabla 1b. Determinaciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en rocas volcánicas del Cenozoico del área de estudio

| Muestra | Localidad | Roca | Material | t_i Ma | t_c Ma | $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ | SumS/(n-2); n | Coordenadas | |
|-------------------------------|-------------|----------------|----------------|------------|---------------------|-------------------------------------|---------------|-------------|-----------|
| <i>Rocas volcanoclásticas</i> | | | | | | | | | |
| | | | Material | t_i Ma | t_c Ma | $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ | SumS/(n-2); n | Lat N | Long W |
| | | | fechado | | | | | | |
| CON-200c exp.1 | Cuautepec | ignimbrita | biotita | 31.3 ± 1.7 | 31.7 ± 1.6* | | | 18°01.4' | 97°40.5' |
| CON-200c exp.2 | | | | 30.4 ± 1.2 | 30.3 ± 1.1* | | | | |
| CON-200c todos puntos | | | | | 29.9 ± 4.7§ | 300 ± 16 | 11.0; 9 | | |
| CUA-5 exp.1 y 2 | Cuautepec | toba | vidrio>>plag | >26 | | | | 18°01'05" | 97°40'07" |
| TAM-1 exp. 1 | Tamazulapan | ignimbrita | biotita | 34.8 ± 0.6 | | | | 17°42'25" | 97°33'51" |
| TAM-1 exp. 2 | | | | 35.3 ± 0.7 | | | | | |
| TAM-1 todos puntos | | | | | 30.0 ± 0.8 ‡ | 381 ± 13 | 4.16; 9 | | |
| TAM-5c exp. 1 | Tequixtepec | flujo de | plg>vidrio | 29.4 ± 1.4 | | | | 17°46'39" | 97°21'38" |
| TAM-5c exp. 2 | | cenizas | plg>vidrio | 35.0 ± 0.8 | | | | | |
| TAM-5a exp. 3 | | | vid. volcánico | 37.6 ± 4.6 | | | | | |
| TAM-5 todos puntos | | | | | 31.6 ± 1.0 ‡ | 306 ± 12 | 1.78; 10 | | |
| TLX-35 exp. 1 | Tlaxiaco | toba | biotita | 32.8 ± 0.5 | | | | 17°14.9' | 97°37.7' |
| TLX-35 exp. 2 | | | | 33.5 ± 0.4 | | | | | |
| TLX-35 todos puntos | | | | | 32.7 ± 0.3 | 303 ± 4 | 1.4; 10 | | |
| LGPE-1 exp. 1 | Laguna de | toba | biotita | 30.4 ± 0.8 | | | | 17°11.2' | 97°51.3' |
| LGPE-1 exp. 2 | Guadalupe | | | 28.7 ± 0.8 | | | | | |
| LGPE-1 todos puntos | | | | | 30.7 ± 0.9 | 291 ± 3 | 4.8; 11 | | |
| TLX-36 exp. 1 | Chalcatongo | toba | plagioclasa | 30.4 ± 1.3 | | | | 17°03.3' | 97°36.9' |
| TLX-36 exp. 2 | | | | 28.3 ± 1.1 | | | | | |
| TLX-36 | | | | | 28.5 ± 0.2 # | 313 ± 6 | 0.67; 13 | | |
| <i>Rocas hipabisales</i> | | | | | | | | | |
| HUA-23 exp. 1 | Sta. María | dique dacítico | hornblenda | 28.7 ± 1.7 | | | | 17°54'12" | 97°41'37" |
| HUA-23 exp. 2 | Camotlán | | | 30.6 ± 1.2 | 30.0 ± 1.0* | | | | |
| HUA-23 todos puntos | | | | | 27.6 ± 1.9 | 306 ± 7 | 0.31; 5 | | |
| YAN-7 exp. 1 | Yanhuitlán | andesita | plagioclasa | 45.4 ± 1.1 | | | | 17°34'03" | 97°23'37" |
| YAN-7 exp. 2 | | hipabisal | | 44.4 ± 0.6 | | | | | |
| YAN-7 todos puntos | | | | | 43.0±1.2 | 315 ± 17 | 2.63; 8 | | |

Todos los errores son de 1σ . Exp.=experimento, plg=plagioclasa, t_i =edad integrada, SumS=calidad de ajuste basado en la definición de York et al. (2004); n = número de puntos usados en el cálculo. La mejor estimación de la edad está en letras negritas. Las edades de isocrona (t_c) se calcularon con todas las fracciones obtenidas en los experimentos, exceptuando § donde se ignoró una fracción, y ‡ donde se ignoraron dos fracciones. * Edad media ponderada calculada con únicamente dos fracciones de ^{40}Ar ; para el caso de HUA-23, obtenida de dos fracciones de dos diferentes experimentos (ver texto para explicación). # Isocrona calculada con análisis de fusión láser monograno de 1 paso, donde se ignoraron tres fracciones, y análisis de muestra total donde se ignoraron dos fracciones.

**Tabla 2. Análisis químicos de roca total, elementos mayores (% en peso) y traza (ppm)
Rocas magmáticas del Paleógeno**

| Muestra | CON-88 | CON-90 | CON-12 | CON-77 | CON-14 | CON-18 | CON-29a | CON-35 | CON-20 | CON-9 | CON-32 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-----------|--------|-----------|---------|--------|-----------|-------|--------|
| Tipo | Lava | Lava | Lava | Hipabisal | Lava | Hipabisal | Lava | Lava | Hipabisal | Lava | Lava |
| SiO ₂ | 51.41 | 52.68 | 51.28 | 53.03 | 56.03 | 58.75 | 51.54 | 59.13 | 53.96 | 54.40 | 53.36 |
| TiO ₂ | 1.32 | 1.49 | 1.36 | 1.26 | 1.24 | 0.89 | 1.34 | 0.91 | 1.37 | 1.29 | 1.24 |
| Al ₂ O ₃ | 17.50 | 17.43 | 16.76 | 16.85 | 17.15 | 16.84 | 17.71 | 16.89 | 16.70 | 17.02 | 16.80 |
| Fe ₂ O ₃ | 8.98 | 9.15 | 8.33 | 8.33 | 7.39 | 6.35 | 8.85 | 6.09 | 8.34 | 8.38 | 8.21 |
| MnO | 0.07 | 0.10 | 0.08 | 0.11 | 0.07 | 0.08 | 0.12 | 0.09 | 0.11 | 0.10 | 0.11 |
| MgO | 4.91 | 5.57 | 5.18 | 6.29 | 4.13 | 3.30 | 5.57 | 3.21 | 4.66 | 5.00 | 5.98 |
| CaO | 7.73 | 7.67 | 8.43 | 7.50 | 6.78 | 5.94 | 7.87 | 5.76 | 7.32 | 7.28 | 7.87 |
| Na ₂ O | 3.64 | 3.90 | 3.92 | 3.79 | 3.92 | 3.47 | 4.02 | 3.49 | 3.90 | 4.01 | 3.74 |
| K ₂ O | 0.83 | 0.75 | 1.17 | 0.93 | 1.25 | 1.66 | 0.81 | 1.93 | 1.11 | 1.01 | 1.00 |
| P ₂ O ₅ | 0.31 | 0.31 | 0.48 | 0.32 | 0.34 | 0.25 | 0.31 | 0.26 | 0.34 | 0.33 | 0.32 |
| LOI | 3.18 | 0.82 | 2.62 | 1.42 | 1.63 | 2.05 | 1.74 | 1.97 | 1.57 | 0.90 | 1.34 |
| TOTAL | 99.88 | 99.87 | 99.61 | 99.83 | 99.93 | 99.58 | 99.88 | 99.73 | 99.38 | 99.72 | 99.97 |
| La | 12.73 | 12.68 | 30.43 | 15.74 | 19.46 | 20.47 | 12.48 | 23.07 | 17.43 | 14.78 | 16.06 |
| Ce | 28.40 | 30.21 | 61.38 | 36.03 | 43.87 | 44.09 | 30.09 | 47.71 | 39.70 | 35.36 | 36.63 |
| Pr | 4.02 | 4.46 | 7.51 | 4.67 | 5.61 | 5.41 | 4.11 | 5.85 | 5.14 | 4.90 | 4.79 |
| Nd | 18.95 | 20.02 | 31.42 | 21.02 | 26.04 | 21.48 | 19.17 | 24.23 | 23.29 | 22.18 | 20.90 |
| Sm | 4.39 | 5.18 | 6.59 | 4.78 | 5.69 | 4.75 | 4.70 | 4.87 | 5.30 | 5.06 | 4.55 |
| Eu | 1.51 | 1.69 | 1.97 | 1.51 | 1.59 | 1.40 | 1.47 | 1.35 | 1.61 | 1.65 | 1.58 |
| Gd | 3.81 | 3.94 | 5.12 | 3.76 | 3.99 | 3.44 | 3.63 | 3.76 | 4.07 | 4.11 | 3.95 |
| Tb | 0.57 | 0.62 | 0.72 | 0.56 | 0.61 | 0.51 | 0.57 | 0.53 | 0.61 | 0.61 | 0.61 |
| Dy | 3.30 | 3.37 | 3.80 | 2.86 | 3.01 | 2.78 | 3.19 | 2.80 | 3.16 | 3.13 | 3.17 |
| Ho | 0.66 | 0.65 | 0.72 | 0.59 | 0.64 | 0.52 | 0.65 | 0.59 | 0.62 | 0.57 | 0.68 |
| Er | 1.55 | 1.54 | 1.75 | 1.39 | 1.41 | 1.22 | 1.43 | 1.37 | 1.46 | 1.35 | 1.52 |
| Tm | 0.22 | 0.23 | 0.27 | 0.20 | 0.19 | 0.19 | 0.22 | 0.19 | 0.21 | 0.20 | 0.23 |
| Yb | 1.43 | 1.45 | 1.59 | 1.29 | 1.24 | 1.21 | 1.35 | 1.24 | 1.32 | 1.18 | 1.41 |
| Lu | 0.21 | 0.21 | 0.25 | 0.18 | 0.20 | 0.18 | 0.21 | 0.20 | 0.19 | 0.18 | 0.23 |
| Sc | 15.1 | 14.8 | 16.7 | 15.0 | 12.6 | 11.9 | 15.0 | 11.3 | 14.3 | 13.8 | 16.4 |
| V | 199 | 203 | 229 | 166 | 161 | 133 | 200 | 121 | 178 | 179 | 193 |
| Cr | 224 | 181 | 188 | 202 | 111 | 48 | 214 | 51 | 114 | 139 | 208 |
| Co | 25 | 33 | 40 | 34 | 32 | 38 | 37 | 31 | 42 | 31 | 45 |
| Ni | 85 | 71 | 78 | 83 | 48 | 23 | 101 | 19 | 50 | 68 | 74 |
| Cu | 33 | 29 | 39 | 35 | 28 | 35 | 42 | 19 | 43 | 44 | 39 |
| Zn | 88 | 104 | 98 | 91 | 105 | 92 | 95 | 90 | 113 | 115 | 95 |
| Ga | 20 | 22 | 23 | 19 | 20 | 22 | 21 | 20 | 22 | 23 | 22 |
| Rb | 15 | 13 | 23 | 15 | 23 | 46 | 14 | 40 | 26 | 19 | 21 |
| Sr | 441 | 474 | 643 | 474 | 593 | 455 | 484 | 467 | 506 | 494 | 459 |
| Y | 16.3 | 16.9 | 18.8 | 15.1 | 15.0 | 13.9 | 15.9 | 13.7 | 16.0 | 15.8 | 17.0 |
| Zr | 115 | 130 | 165 | 132 | 148 | 161 | 130 | 173 | 146 | 150 | 139 |
| Nb | 5.91 | 4.91 | 9.91 | 7.33 | 5.97 | 5.56 | 4.73 | 5.28 | 5.97 | 7.16 | 5.57 |
| Cs | 0.85 | 0.54 | 0.90 | 0.34 | 0.67 | 0.93 | 0.42 | 0.87 | 1.69 | 1.02 | 0.86 |
| Ba | 213 | 211 | 460 | 315 | 381 | 511 | 219 | 575 | 312 | 274 | 309 |
| Hf | 3.10 | 3.32 | 3.91 | 3.24 | 3.57 | 3.79 | 3.16 | 4.10 | 3.53 | 3.59 | 3.50 |
| Ta | 0.28 | 0.27 | 0.49 | 0.49 | 0.40 | 0.40 | 0.30 | 0.49 | 0.12 | 0.50 | 0.40 |
| Pb | 3.4 | 3.6 | 6.0 | 5.3 | 5.9 | 8.4 | 3.8 | 7.5 | 7.0 | 5.8 | 5.7 |
| Th | 1.10 | 1.28 | 3.99 | 1.34 | 2.26 | 3.72 | 1.25 | 3.41 | 2.11 | 1.48 | 2.03 |
| U | 0.35 | 0.48 | 0.98 | 0.44 | 0.64 | 0.78 | 0.41 | 0.66 | 0.80 | 0.52 | 0.63 |

Análisis de elementos mayores y Sc por ICP-AES, y los demás elementos traza por ICP-MS, exceptuando las muestras marcadas con *, que fueron analizados por FRX. LOI = pérdida por calcinación. L. D. = límite de detección. Muestras ubicadas de norte a sur. Las coordenadas de las muestras se presentan en los apéndices B, C y D.

Tabla 2 (cont.)**Rocas magmáticas del Paleógeno**

| Muestra | CON-33 | CON-28 | CON-27 | CON-109* | CON-7 | CON-141* | CON-142* | CON-70 | CON-72 | CON-120 | CON-60a |
|--------------------------------|--------|--------|--------|----------|-----------|-----------|-----------|--------|--------|-----------|-----------|
| Tipo | Lava | Lava | Lava | Lava | Hipabisal | Hipabisal | Hipabisal | Lava | Lava | Hipabisal | Hipabisal |
| SiO ₂ | 52.69 | 54.82 | 56.90 | 58.55 | 60.91 | 63.65 | 65.66 | 59.26 | 61.44 | 61.97 | 58.91 |
| TiO ₂ | 1.13 | 0.90 | 0.87 | 1.12 | 0.80 | 0.68 | 0.63 | 0.86 | 0.62 | 0.88 | 0.91 |
| Al ₂ O ₃ | 17.06 | 18.24 | 16.97 | 16.75 | 17.94 | 16.27 | 16.33 | 16.38 | 16.52 | 18.18 | 16.94 |
| Fe ₂ O ₃ | 8.07 | 6.11 | 6.80 | 7.37 | 4.52 | 4.55 | 4.06 | 6.01 | 4.91 | 4.32 | 6.29 |
| MnO | 0.13 | 0.08 | 0.07 | 0.09 | 0.02 | 0.07 | 0.05 | 0.06 | 0.05 | 0.03 | 0.06 |
| MgO | 5.97 | 4.03 | 3.84 | 3.86 | 1.41 | 2.08 | 1.84 | 3.64 | 1.60 | 1.34 | 2.05 |
| CaO | 8.22 | 7.28 | 6.85 | 6.45 | 5.37 | 4.91 | 4.34 | 5.85 | 4.64 | 5.36 | 5.67 |
| Na ₂ O | 3.37 | 3.19 | 3.71 | 3.35 | 4.23 | 3.60 | 3.79 | 3.60 | 2.90 | 4.41 | 3.79 |
| K ₂ O | 1.34 | 1.20 | 1.55 | 1.76 | 1.31 | 2.26 | 1.82 | 1.80 | 2.48 | 1.59 | 2.28 |
| P ₂ O ₅ | 0.35 | 0.33 | 0.24 | 0.22 | 0.29 | 0.14 | 0.13 | 0.23 | 0.20 | 0.23 | 0.26 |
| LOI | 1.50 | 3.78 | 1.75 | 1.83 | 2.88 | 2.27 | 3.19 | 2.02 | 4.53 | 1.58 | 2.53 |
| TOTAL | 99.83 | 99.96 | 99.55 | 101.36 | 99.68 | 100.47 | 101.83 | 99.71 | 99.89 | 99.89 | 99.69 |
| La | 21.97 | 17.52 | 17.16 | | 28.09 | | | 22.27 | 23.22 | 22.37 | 19.72 |
| Ce | 47.62 | 38.29 | 37.29 | | 44.86 | | | 46.03 | 46.82 | 35.20 | 38.59 |
| Pr | 5.95 | 5.04 | 4.53 | | 7.37 | | | 5.66 | 5.77 | 6.05 | 5.68 |
| Nd | 25.93 | 21.97 | 19.27 | | 31.71 | | | 22.88 | 21.01 | 25.48 | 23.99 |
| Sm | 5.55 | 4.43 | 3.87 | | 5.89 | | | 4.64 | 4.32 | 5.41 | 5.13 |
| Eu | 1.61 | 1.38 | 1.24 | | 1.74 | | | 1.32 | 1.12 | 1.56 | 1.38 |
| Gd | 4.34 | 3.57 | 3.32 | | 4.60 | | | 3.40 | 3.12 | 3.99 | 4.11 |
| Tb | 0.69 | 0.53 | 0.47 | | 0.64 | | | 0.51 | 0.45 | 0.51 | 0.59 |
| Dy | 4.00 | 3.02 | 2.44 | | 3.30 | | | 2.78 | 2.48 | 2.29 | 3.14 |
| Ho | 0.86 | 0.63 | 0.53 | | 0.65 | | | 0.52 | 0.48 | 0.35 | 0.62 |
| Er | 2.00 | 1.44 | 1.21 | | 1.49 | | | 1.25 | 1.24 | 0.95 | 1.35 |
| Tm | 0.30 | 0.21 | 0.18 | | 0.22 | | | 0.18 | 0.18 | 0.11 | 0.21 |
| Yb | 1.97 | 1.40 | 1.13 | | 1.42 | | | 1.08 | 1.18 | 0.66 | 1.18 |
| Lu | 0.32 | 0.21 | 0.18 | | 0.20 | | | 0.17 | 0.19 | 0.10 | 0.17 |
| Sc | 16.8 | 12.5 | 13.9 | | 9.0 | | | 12.1 | 8.8 | | 11.1 |
| V | 201 | 136 | 157 | | 95 | | | 135 | 73 | 121 | 145 |
| Cr | 122 | 29 | 66 | | 20 | | | 110 | 25 | 17 | 36 |
| Co | 31 | 23 | 50 | | 19 | | | 23 | 16 | 11 | 29 |
| Ni | 34 | 14 | 28 | | 10 | | | 40 | 12 | 7 | 19 |
| Cu | 23 | 13 | 17 | | 16 | | | 26 | 11 | 38 | 42 |
| Zn | 74 | 79 | 80 | | 75 | | | 78 | 61 | 122 | 91 |
| Ga | 20 | 21 | 22 | | 23 | | | 22 | 19 | 25 | 21 |
| Rb | 23 | 47 | 31 | | 23 | | | 49 | 66 | 27 | 53 |
| Sr | 794 | 817 | 463 | | 855 | | | 429 | 448 | 596 | 464 |
| Y | 20.7 | 15.7 | 13.0 | | 16.9 | | | 13.7 | 12.1 | 10.0 | 15.5 |
| Zr | 138 | 128 | 137 | | 158 | | | 153 | 150 | 129 | 151 |
| Nb | 6.54 | 4.28 | 4.46 | | 7.07 | | | 8.07 | 5.92 | 3.55 | 5.20 |
| Cs | 0.52 | 4.10 | 0.96 | | 0.45 | | | 1.28 | 1.87 | 0.42 | 2.13 |
| Ba | 363 | 335 | 436 | | 412 | | | 525 | 484 | 598 | 511 |
| Hf | 3.39 | 3.22 | 3.36 | | 3.86 | | | 3.98 | 3.76 | 3.61 | 3.91 |
| Ta | 0.30 | 0.30 | 0.63 | | 0.46 | | | 0.55 | 0.48 | 0.28 | 0.38 |
| Pb | 5.0 | 5.4 | 7.1 | | 6.0 | | | 9.2 | 9.4 | 6.0 | 9.6 |
| Th | 3.42 | 2.44 | 2.83 | | 2.87 | | | 4.44 | 5.57 | 1.77 | 3.46 |
| U | 0.96 | 0.75 | 0.80 | | 0.51 | | | 1.21 | 1.02 | 0.58 | 1.61 |

Tabla 2 (cont.)**Rocas magmáticas del Paleógeno**

| Muestra | CON-61a | CON-75 | CON-101 | CON-59b | CON-62 | CON-56 | CON-54 | CON-53 | CON-304 | CON-52 | CON-49b |
|--------------------------------|------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| Tipo | <i>Hipabisal</i> | <i>Piroclástica</i> | <i>Piroclástica</i> | <i>Piroclástica</i> | <i>Piroclástica</i> | <i>Plutónica</i> | <i>Plutónica</i> | <i>Plutónica</i> | <i>Plutónica</i> | <i>Plutónica</i> | <i>Plutónica</i> |
| SiO ₂ | 56.72 | 67.00 | 68.86 | 55.59 | 67.83 | 65.38 | 64.90 | 69.51 | 70.14 | 68.94 | 66.82 |
| TiO ₂ | 0.89 | 0.32 | 0.21 | 0.70 | 0.20 | 0.59 | 0.63 | 0.36 | 0.33 | 0.36 | 0.48 |
| Al ₂ O ₃ | 17.42 | 14.70 | 14.70 | 18.76 | 12.24 | 16.27 | 16.41 | 15.11 | 15.27 | 15.07 | 16.25 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.81 | 1.75 | 2.55 | 5.54 | 1.81 | 4.35 | 4.42 | 2.99 | 2.91 | 2.94 | 3.60 |
| MnO | 0.10 | 0.02 | 0.02 | 0.07 | 0.00 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.05 |
| MgO | 3.35 | 1.09 | 0.82 | 1.69 | 0.75 | 1.67 | 1.77 | 0.81 | 0.77 | 0.78 | 1.29 |
| CaO | 7.00 | 2.79 | 1.32 | 5.69 | 1.93 | 3.99 | 4.12 | 2.93 | 2.87 | 2.97 | 3.37 |
| Na ₂ O | 3.62 | 3.78 | 1.75 | 2.96 | 0.97 | 4.03 | 3.97 | 3.88 | 3.70 | 3.85 | 4.04 |
| K ₂ O | 1.58 | 2.20 | 5.82 | 1.59 | 4.88 | 2.65 | 2.66 | 3.29 | 3.37 | 3.29 | 2.92 |
| P ₂ O ₅ | 0.24 | 0.08 | 0.05 | 0.19 | 0.02 | 0.18 | 0.18 | 0.14 | 0.11 | 0.13 | 0.17 |
| LOI | 1.98 | 6.14 | 3.90 | 6.88 | 9.09 | 0.72 | 0.71 | 0.74 | 0.36 | 0.93 | 0.82 |
| TOTAL | 99.71 | 99.87 | 100.00 | 99.66 | 99.72 | 99.88 | 99.82 | 99.81 | 99.87 | 99.31 | 99.81 |
| La | 15.52 | 16.14 | 20.93 | 17.14 | 57.80 | 17.56 | 18.38 | 22.16 | 21.12 | 16.99 | 22.90 |
| Ce | 33.70 | 30.68 | 39.66 | 29.03 | 55.65 | 38.60 | 40.78 | 43.34 | 40.42 | 35.31 | 47.37 |
| Pr | 4.38 | 3.35 | 4.48 | 4.25 | 12.94 | 4.66 | 4.73 | 5.00 | 4.91 | 4.34 | 5.54 |
| Nd | 19.12 | 12.23 | 15.54 | 17.37 | 48.84 | 18.58 | 19.41 | 19.02 | 17.41 | 16.63 | 19.27 |
| Sm | 4.15 | 2.36 | 3.06 | 3.77 | 8.44 | 3.71 | 3.90 | 3.18 | 2.98 | 3.23 | 3.86 |
| Eu | 1.22 | 0.89 | 0.49 | 1.33 | 1.37 | 0.94 | 0.93 | 0.92 | 0.71 | 0.92 | 0.86 |
| Gd | 3.23 | 1.98 | 2.29 | 3.21 | 6.48 | 3.00 | 2.87 | 2.69 | 2.22 | 2.64 | 2.91 |
| Tb | 0.53 | 0.31 | 0.34 | 0.51 | 0.92 | 0.43 | 0.43 | 0.37 | 0.35 | 0.39 | 0.43 |
| Dy | 3.10 | 1.92 | 1.77 | 2.89 | 4.95 | 2.14 | 2.17 | 1.89 | 1.70 | 1.91 | 2.34 |
| Ho | 0.62 | 0.42 | 0.34 | 0.63 | 0.95 | 0.43 | 0.43 | 0.36 | 0.33 | 0.41 | 0.45 |
| Er | 1.50 | 1.09 | 0.79 | 1.41 | 2.31 | 1.01 | 1.04 | 0.89 | 0.91 | 0.93 | 1.16 |
| Tm | 0.20 | 0.16 | 0.12 | 0.21 | 0.31 | 0.14 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.14 | 0.17 |
| Yb | 1.32 | 1.17 | 0.79 | 1.31 | 2.03 | 0.97 | 0.95 | 0.80 | 0.80 | 0.99 | 1.12 |
| Lu | 0.19 | 0.18 | 0.13 | 0.21 | 0.30 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.12 | 0.16 | 0.16 |
| Sc | 13.1 | 4.5 | 4.0 | 9.8 | 3.2 | 6.9 | 7.1 | 4.6 | | 4.9 | 6.0 |
| V | 178 | 30 | 33 | 122 | 21 | 80 | 85 | 41 | 33 | 41 | 57 |
| Cr | 34 | 14 | 11 | 28 | 4 | 10 | 11 | 4 | < L.D. | 5 | 7 |
| Co | 37 | 24 | 21 | 21 | 10 | 39 | 42 | 74 | 4 | 76 | 34 |
| Ni | 18 | 4 | 2 | 20 | 3 | 7 | 7 | 4 | < L.D. | 5 | 3 |
| Cu | 42 | 5 | 4 | 30 | 9 | 9 | 13 | 13 | 8 | 14 | 5 |
| Zn | 85 | 32 | 35 | 71 | 45 | 61 | 64 | 59 | 53 | 57 | 63 |
| Ga | 21 | 15 | 15 | 23 | 15 | 19 | 18 | 19 | 17 | 19 | 20 |
| Rb | 37 | 131 | 124 | 51 | 171 | 75 | 80 | 85 | 93 | 86 | 83 |
| Sr | 593 | 275 | 112 | 625 | 249 | 357 | 368 | 295 | 299 | 315 | 442 |
| Y | 15.8 | 10.9 | 8.5 | 18.7 | 26.2 | 11.2 | 11.3 | 9.9 | 8.5 | 10.8 | 12.1 |
| Zr | 124 | 144 | 100 | 113 | 111 | 158 | 146 | 138 | 120 | 136 | 143 |
| Nb | 4.48 | 5.75 | 5.61 | 4.19 | 5.63 | 6.22 | 5.08 | 8.23 | 4.69 | 5.92 | 6.37 |
| Cs | 0.95 | 44.02 | 3.72 | 3.29 | 7.62 | 2.29 | 2.36 | 2.54 | 1.72 | 2.33 | 2.47 |
| Ba | 411 | 631 | 434 | 376 | 814 | 646 | 611 | 745 | 672 | 671 | 842 |
| Hf | 3.22 | 3.62 | 2.95 | 3.04 | 3.60 | 4.04 | 3.85 | 3.97 | 3.71 | 3.83 | 3.55 |
| Ta | 0.39 | 0.47 | 0.68 | 0.30 | 0.35 | 0.68 | 0.59 | 0.93 | 0.53 | 0.73 | 0.64 |
| Pb | 8.1 | 13.5 | 13.4 | 12.2 | 14.0 | 8.5 | 8.5 | 13.4 | 12.6 | 14.5 | 13.6 |
| Th | 2.72 | 5.04 | 9.99 | 4.09 | 9.43 | 6.26 | 4.87 | 6.82 | 7.35 | 7.93 | 5.77 |
| U | 0.85 | 4.30 | 1.86 | 1.03 | 4.02 | 2.14 | 1.74 | 2.47 | 2.54 | 2.70 | 1.69 |

Tabla 2 (cont.)

| <i>Rocas magmáticas del Paleógeno</i> | | | | | <i>Puente Negro, Puebla</i> | | | | | <i>Totoltepec</i> | | |
|---------------------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|-----------------------------|---------------------|---------------------|-----------------|-----------------|-------------------|-----------------|--------------|
| Muestra | CON-284 | CON-287 | CON-310 | CON-281 | CON-224 | PN-44 | PN-15b* | PN-1b | PN-1* | PN-17 | PN-4 | Toto-1* |
| Tipo | <i>Plutónica</i> | <i>Plutónica</i> | <i>Plutónica</i> | <i>Plutónica</i> | <i>Plutónica</i> | <i>Subvolcánico</i> | <i>Subvolcánico</i> | <i>Xenolito</i> | <i>Xenolito</i> | <i>Xenolito</i> | <i>Xenolito</i> | <i>Stock</i> |
| SiO ₂ | 58.73 | 68.38 | 59.27 | 72.60 | 62.81 | 56.03 | 63.00 | 90.43 | 92.76 | 53.65 | 58.87 | 61.33 |
| TiO ₂ | 0.76 | 0.41 | 0.86 | 0.25 | 0.75 | 1.03 | 1.00 | 0.13 | 0.13 | 1.17 | 0.57 | 0.94 |
| Al ₂ O ₃ | 17.89 | 15.96 | 18.20 | 14.41 | 17.65 | 17.26 | 15.51 | 3.70 | 3.56 | 21.39 | 7.16 | 16.37 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.52 | 3.32 | 6.06 | 2.03 | 5.19 | 7.43 | 5.13 | 1.22 | 0.92 | 7.75 | 8.89 | 8.65 |
| MnO | 0.08 | 0.04 | 0.07 | 0.03 | 0.04 | 0.13 | 0.10 | < L.D. | 0.01 | 0.36 | 0.10 | 0.17 |
| MgO | 3.09 | 1.10 | 2.60 | 0.46 | 2.04 | 4.82 | 3.03 | 0.56 | 0.58 | 3.34 | 15.14 | 2.29 |
| CaO | 6.39 | 3.28 | 6.01 | 1.67 | 4.70 | 7.47 | 6.66 | 0.72 | 0.56 | 4.78 | 3.64 | 5.67 |
| Na ₂ O | 3.71 | 3.82 | 4.05 | 3.40 | 4.13 | 3.08 | 2.66 | 0.78 | 0.52 | 4.79 | 0.87 | 3.63 |
| K ₂ O | 1.73 | 3.02 | 2.01 | 4.46 | 2.04 | 1.46 | 1.27 | 0.18 | 0.17 | 1.05 | 0.13 | 0.39 |
| P ₂ O ₅ | 0.17 | 0.12 | 0.20 | 0.10 | 0.18 | 0.25 | 0.24 | 0.05 | 0.04 | 0.11 | 0.13 | 0.15 |
| LOI | 0.83 | 0.46 | 0.59 | 0.44 | 0.38 | 0.96 | 1.90 | 2.02 | 1.42 | 1.52 | 4.40 | 0.68 |
| TOTAL | 99.90 | 99.91 | 99.92 | 99.85 | 99.91 | 99.92 | 100.49 | 99.79 | 100.67 | 99.91 | 99.90 | 100.27 |
| La | 17.62 | 24.72 | 17.54 | 33.33 | 27.71 | 17.79 | | 8.82 | | 65.10 | 6.80 | |
| Ce | 37.51 | 48.43 | 39.74 | 67.91 | 50.57 | 39.62 | | 17.75 | | 131.52 | 15.59 | |
| Pr | 5.02 | 5.78 | 5.48 | 8.21 | 5.40 | 5.13 | | 2.21 | | 15.65 | 2.27 | |
| Nd | 20.99 | 21.24 | 24.69 | 29.08 | 17.78 | 23.49 | | 7.77 | | 59.38 | 9.84 | |
| Sm | 4.47 | 3.62 | 5.19 | 5.98 | 2.16 | 5.27 | | 1.49 | | 10.53 | 2.25 | |
| Eu | 1.02 | 0.88 | 1.27 | 0.90 | 0.79 | 1.51 | | 0.43 | | 2.46 | 0.56 | |
| Gd | 4.15 | 2.59 | 4.38 | 5.26 | 1.37 | 5.15 | | 1.36 | | 8.51 | 2.17 | |
| Tb | 0.62 | 0.37 | 0.62 | 0.82 | 0.21 | 0.79 | | 0.24 | | 1.28 | 0.33 | |
| Dy | 3.32 | 1.85 | 3.29 | 4.93 | 0.98 | 4.52 | | 1.50 | | 8.30 | 2.11 | |
| Ho | 0.63 | 0.36 | 0.58 | 0.96 | 0.14 | 1.00 | | 0.33 | | 1.72 | 0.38 | |
| Er | 1.67 | 1.00 | 1.44 | 2.74 | 0.39 | 2.67 | | 1.03 | | 5.01 | 1.12 | |
| Tm | 0.23 | 0.14 | 0.19 | 0.42 | 0.06 | 0.35 | | 0.15 | | 0.81 | 0.16 | |
| Yb | 1.63 | 1.03 | 1.39 | 3.29 | 0.35 | 2.28 | | 0.98 | | 5.87 | 1.15 | |
| Lu | 0.20 | 0.17 | 0.19 | 0.49 | 0.06 | 0.34 | | 0.15 | | 0.92 | 0.17 | |
| Sc | | | | | | 19 | | | | | | |
| V | 150 | 47 | 131 | 20 | 110 | | 191 | 17 | 17 | 135 | 212 | 88 |
| Cr | 33 | 7 | 19 | 8 | 13 | 73 | 127 | 16 | 24 | 107 | 442 | 6 |
| Co | 18 | 5 | 15 | 2 | 12 | 17 | 24 | 1 | <3 | 14 | 54 | 16 |
| Ni | 16 | < L.D. | 10 | < L.D. | 7 | 14 | 74 | < L.D. | 72 | 20 | 64 | 61 |
| Cu | 41 | < L.D. | 37 | < L.D. | 9 | 15 | 28 | 8 | 22 | 24 | 68 | 30 |
| Zn | 92 | 66 | 97 | 31 | 93 | | 97 | 14 | 21 | 158 | 171 | 94 |
| Ga | 23 | 20 | 24 | 19 | 24 | | | 3 | | 23 | 11 | |
| Rb | 56 | 81 | 69 | 178 | 60 | 29 | 26 | 25 | 31 | 19 | 6 | 12 |
| Sr | 493 | 433 | 533 | 138 | 585 | 662 | 690 | 143 | 166 | 424 | 422 | 203 |
| Y | 17.7 | 10.0 | 15.6 | 28.2 | 4.3 | 24.3 | 22.0 | 10.0 | 10.0 | 46.4 | 11.2 | 29.0 |
| Zr | 156 | 148 | 182 | 180 | 134 | 133 | 195 | 277 | 274 | 356 | 65 | 76 |
| Nb | 4.61 | 4.79 | 4.73 | 10.84 | 3.27 | 6.94 | 5 | 2.49 | <2 | 19.21 | 2.95 | 2 |
| Cs | 1.15 | 2.01 | 3.00 | 4.14 | 1.03 | 0.80 | | 7.61 | | 1.57 | 3.62 | |
| Ba | 674 | 957 | 599 | 722 | 746 | 337 | 383 | 68 | 231 | 423 | 132 | 195 |
| Hf | 4.10 | 4.15 | 4.58 | 5.08 | 3.42 | 3.88 | | 6.54 | | 9.28 | 1.82 | |
| Ta | 0.27 | 0.49 | 0.43 | 1.62 | 0.17 | 0.48 | | 0.22 | | 1.34 | 0.24 | |
| Pb | 5.6 | 13.7 | 7.8 | 23.6 | 5.8 | 18.2 | 8.0 | 6.7 | 17.0 | 30.5 | 21.6 | <5 |
| Th | 1.88 | 6.54 | 3.56 | 16.36 | 4.78 | 3.58 | <3 | 2.18 | 11.00 | 17.50 | 1.91 | 21.00 |
| U | 0.29 | 1.47 | 1.85 | 2.91 | 0.67 | 0.74 | | 0.66 | | 3.98 | 0.57 | |

Tabla 3a. Datos isotópicos y químicos de Sr y Nd de rocas magmáticas del Paleogeno del área de estudio

| Muestra | Rb (ppm) | Sr (ppm) | Sm (ppm) | Nd (ppm) | (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _m | 1σ _{abs} | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i | (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _m | 1σ _{abs} | ¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd | (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i | (εNd) ₀ | (εNd) _i | T _{DM} (Ga) |
|--------------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|--|-------------------|------------------------------------|--|--|-------------------|--------------------------------------|--|--------------------|--------------------|-------------------------|
| Lavas y rocas hipabisales | | | | | | | | | | | | | | | |
| CON-77 | 15.2 | 556 | 4.88 | 22.4 | 0.704236 | ± 36 | 0.079 | 0.704202 | 0.512755 | ± 19 | 0.1316 | 0.512729 | 2.28 | 2.53 | 0.61 |
| CON-14 | 23.5* | 646 | 5.74 | 27.8 | 0.704587 | ± 47 | 0.105 | 0.704542 | 0.512712 | ± 40 | 0.1248 | 0.512688 | 1.44 | 1.72 | 0.63 |
| | 22.3 | 671 | 6.16 | 27.2 | 0.704557 | ± 33 | 0.096 | 0.704516 | | | | | | | |
| CON-18 | 35.5 | 508 | 4.72 | 23.4 | 0.704724 | ± 41 | 0.202 | 0.704638 | 0.512619 | ± 43 | 0.1219 | 0.512595 | -0.37 | -0.08 | 0.75 |
| CON-35 | 38.4 | 548 | 4.96 | 25.5 | 0.704715 | ± 45 | 0.203 | 0.704629 | 0.512623 | ± 20 | 0.1178 | 0.512600 | -0.29 | 0.01 | 0.72 |
| CON-20 | 17.9 | 604 | 5.58 | 25.0 | 0.704431 | ± 42 | 0.086 | 0.704394 | 0.512726 | ± 17 | 0.1351 | 0.512699 | 1.72 | 1.95 | 0.68 |
| CON-154 | 35.4 | 519 | 4.20 | 21.5 | 0.704427 | ± 42 | 0.197 | 0.704343 | 0.512659 | ± 16 | 0.1182 | 0.512636 | 0.41 | 0.71 | 0.67 |
| CON-9 | 13.2 | 535 | 5.16 | 22.1 | 0.704371 | ± 60 | 0.071 | 0.704341 | 0.512749 | ± 33 | 0.1414 | 0.512721 | 2.17 | 2.38 | 0.69 |
| CON-32 | 18.5 | 526 | 4.82 | 21.5 | 0.704334 | ± 53 | 0.102 | 0.704291 | 0.512764 | ± 19 | 0.1356 | 0.512737 | 2.46 | 2.69 | 0.62 |
| CON-70 | 48.6 | 490 | 4.64 | 23.8 | 0.704692 | ± 36 | 0.287 | 0.704570 | 0.512665 | ± 16 | 0.1179 | 0.512642 | 0.53 | 0.83 | 0.66 |
| CON-72 | 65.9 | 513 | 4.23 | 23.1 | 0.704388 | ± 45 | 0.372 | 0.704230 | 0.512653 | ± 18 | 0.1105 | 0.512631 | 0.29 | 0.62 | 0.63 |
| CON-120 | 24.7 | 604 | 5.05 | 24.9 | 0.704232 | ± 47 | 0.118 | 0.704182 | 0.512785 | ± 15 | 0.1224 | 0.512761 | 2.87 | 3.15 | 0.50 |
| CON-7 | 21.7 | 918 | 5.75 | 31.4 | 0.703727 | ± 37 | 0.068 | 0.703688 | 0.512715 | ± 19 | 0.1108 | 0.512686 | 1.50 | 1.95 | 0.55 |
| | | | | | 0.703735 | ± 40 | | | | | | | | | |
| Rocas piroclásticas | | | | | | | | | | | | | | | |
| CON-75 | 127.1 | 135 | 2.48 | 11.7 | 0.706269 | ± 36 | 2.722 | 0.705109 | 0.512747 | ± 16 | 0.1279 | 0.512722 | 2.13 | 2.39 | 0.60 |
| CON-101 | 186.3 | 138 | 2.99 | 15.0 | 0.705768 | ± 45 | 3.914 | 0.704100 | 0.512703 | ± 18 | 0.1208 | 0.512679 | 1.27 | 1.56 | 0.62 |
| CON-62 | 191.6 | 272 | 7.40 | 44.3 | 0.705430 | ± 31 | 2.037 | 0.704562 | 0.512741 | ± 18 | 0.1010 | 0.512721 | 2.01 | 2.38 | 0.47 |
| Plutón La Muralla | | | | | | | | | | | | | | | |
| CON-54 | 79.3 | 420 | 4.03 | 19.9 | 0.704371 | ± 41 | 0.546 | 0.704190 | 0.512747 | ± 24 | 0.1225 | 0.512723 | 2.13 | 2.41 | 0.56 |
| CON-53 | 85.2* | 338 | 3.69 | 19.1 | 0.704677 | ± 40 | 0.730 | 0.704366 | 0.512723 | ± 45 | 0.1166 | 0.512700 | 1.66 | 1.96 | 0.57 |
| CON-304 | 95.9 | 346 | 3.40 | 19.5 | 0.704745 | ± 55 | 0.802 | 0.704403 | 0.512740 | ± 22 | 0.1052 | 0.512719 | 1.99 | 2.34 | 0.49 |
| CON-52 | 86* | 358 | 3.45 | 17.8 | 0.704668 | ± 46 | 0.695 | 0.704372 | 0.512726 | ± 33 | 0.1170 | 0.512703 | 1.72 | 2.02 | 0.56 |
| Plutones de la costa pacífica | | | | | | | | | | | | | | | |
| CON-284 | 55.5 | 506 | 4.40 | 21.4 | 0.704337 | ± 40 | 0.318 | 0.704202 | 0.512788 | ± 14 | 0.1243 | 0.512764 | 2.93 | 3.20 | 0.51 |
| CON-310 | 57.6 | 565 | 5.18 | 22.9 | 0.704337 | ± 40 | 0.295 | 0.704211 | 0.512749 | ± 17 | 0.1370 | 0.512722 | 2.17 | 2.39 | 0.66 |
| CON-287 | 76.4 | 455 | 3.40 | 20.0 | 0.704938 | ± 42 | 0.485 | 0.704731 | 0.512631 | ± 21 | 0.1029 | 0.512611 | -0.14 | 0.22 | 0.62 |
| CON-281 | 170.7 | 140 | 5.80 | 28.8 | 0.708413 | ± 42 | 3.524 | 0.706912 | 0.512600 | ± 18 | 0.1218 | 0.512576 | -0.74 | -0.45 | 0.78 |
| CON-224 | 57.5 | 616 | 2.10 | 15.9 | 0.704338 | ± 39 | 0.270 | 0.704223 | 0.512722 | ± 16 | 0.0797 | 0.512706 | 1.64 | 2.09 | 0.42 |

Concentraciones de los elementos obtenidas por dilución isotópica; * obtenida por ICP-MS. Las relaciones iniciales de εNd y ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr fueron calculadas para 30 Ma para las rocas volcánicas y plutónicas, con la excepción de CON-7, que fue calculada a 40.5 Ma. Se asume una relación de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (CHUR) de hoy de 0.512638. 1σ_{abs}: el error corresponde a las últimas dos cifras de la columna anterior. Los errores relativos de ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr y ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd se valoraron en 2%.

Tabla 3b. Datos isotópicos y químicos de Sr y Nd de la andesita y xenolitos de Puente Negro, Puebla, y rocas metamórficas del basamento

| Muestra | Rb (ppm) | Sr (ppm) | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ | $1\sigma_{\text{abs}}$ | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$ | $1\sigma_{\text{abs}}$ | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ | $(\epsilon\text{Nd})_0$ | $(\epsilon\text{Nd})_i$ | T_{DM} (Ga) | Roca |
|--|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------------------------------|------------------------|---------------------------------|-------------------------------------|---------------------------------------|------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|--|
| Cuerpo subvolcánico de Puente Negro, Puebla | | | | | | | | | | | | | | | | |
| PN-15b | 22.1 | 645 | 4.36 | 20.7 | 0.706295 | ± 36 | 0.0991 | 0.706263 | 0.512503 | ± 18 | 0.1272 | 0.512484 | -2.63 | -2.43 | 0.98 | Andesita |
| Xenolitos de Puente Negro | | | | | | | | | | | | | | | | |
| PN-17 | 19.2 | 468 | 10.77 | 58.2 | 0.714481 | ± 37 | 0.1191 | 0.714443 | 0.512199 | ± 19 | 0.1118 | 0.512182 | -8.56 | -8.32 | 1.26 | Gneis con granate |
| PN-1 | 20.6 | 127 | 1.31 | 6.8 | 0.714855 | ± 40 | 0.4703 | 0.714703 | 0.512064 | ± 26 | 0.1170 | 0.512047 | -11.20 | -10.97 | 1.52 | Gneis cuarcífero |
| PN-1b | 23.7 | 143 | 1.42 | 7.6 | 0.714999 | ± 39 | 0.4803 | 0.714844 | 0.512114 | ± 16 | 0.1130 | 0.512097 | -10.22 | -9.98 | 1.40 | Gneis cuarcífero |
| PN-4 | 5.4 | 421 | 2.31 | 9.5 | 0.710988 | ± 36 | 0.0375 | 0.710976 | 0.512439 | ± 16 | 0.1470 | 0.512417 | -3.88 | -3.74 | 1.37 | Piroxenita de anfíbol |
| Complejo Acatlán | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Chaz-1 | 81.6 | 254 | 6.03 | 32.1 | 0.714651 | ± 51 | 0.9316 | 0.714254 | 0.51212 | ± 13 | 0.1134 | 0.512098 | -10.10 | -9.79 | 1.39 | Formación Chazumba, esquisto |
| Cos-1 | 226.5 | 85 | 10.61 | 55.4 | 0.751238 | ± 44 | 7.7070 | 0.747954 | 0.511973 | ± 16 | 0.1157 | 0.511950 | -12.97 | -12.66 | 1.63 | Formación Cosoltepec, esquisto |
| CON-300 | 124.9 | 118 | 10.29 | 54.6 | 0.732326 | ± 38 | 3.0688 | 0.731018 | 0.512236 | ± 22 | 0.1139 | 0.512214 | -7.84 | -7.53 | 1.24 | Granitoides Esperanza, augen esquisto |
| Toto-1 | 6.5 | 195 | 4.04 | 13.1 | 0.704991 | ± 33 | 0.0958 | 0.704950 | 0.512685 | ± 14 | 0.1868 | 0.512648 | 0.92 | 0.95 | 1.85 | Stock de Totoltepec, trondhjemitita |

Concentraciones de los elementos obtenidas por dilución isotópica. Las relaciones iniciales de ϵNd y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron calculadas para 22.7 Ma para las muestras de Puente Negro y 30 Ma para las rocas metamórficas del Complejo Acatlán. Se asume una relación de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (CHUR) de hoy de 0.512638. $1\sigma_{\text{abs}}$: el error corresponde a las últimas cifras de la columna anterior. Los errores relativos de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ se evaluaron en 2%.

Tabla 4. Datos isotópicos de Pb de rocas y minerales del área de estudio

| Muestra | Roca / formación | Material | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $1\sigma_{\text{rel}}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $1\sigma_{\text{rel}}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $1\sigma_{\text{rel}}$ |
|---|-------------------------------------|----------|-----------------------------------|------------------------|-----------------------------------|------------------------|-----------------------------------|------------------------|
| Lavas, rocas hipabisales y piroclásticas | | | | | | | | |
| CON-14 | Derrame | WR | 18.686 | 0.025 | 15.584 | 0.027 | 38.443 | 0.033 |
| CON-35 | Derrame | WR | 18.715 | 0.026 | 15.599 | 0.029 | 38.508 | 0.034 |
| CON-154 | Derrame | WR | 18.726 | 0.02 | 15.614 | 0.022 | 38.554 | 0.024 |
| CON-9 | Derrame | WR | 18.696 | 0.038 | 15.600 | 0.047 | 38.477 | 0.054 |
| CON-32 | Derrame | WR | 18.707 | 0.109 | 15.608 | 0.115 | 38.529 | 0.114 |
| CON-32 | Derrame | WR | 18.714 | 0.024 | 15.608 | 0.025 | 38.532 | 0.025 |
| CON-32 | Derrame | plag | 18.669 | 0.046 | 15.587 | 0.063 | 38.442 | 0.08 |
| CON-77 | Hipabisal | WR | 18.717 | 0.015 | 15.624 | 0.016 | 38.546 | 0.015 |
| CON-18 | Hipabisal | WR | 18.754 | 0.015 | 15.632 | 0.016 | 38.635 | 0.017 |
| CON-20 | Hipabisal | WR | 18.738 | 0.076 | 15.644 | 0.093 | 38.642 | 0.12 |
| CON-70 | Derrame | WR | 18.747 | 0.027 | 15.617 | 0.033 | 38.598 | 0.04 |
| CON-72 | Derrame | WR | 18.773 | 0.02 | 15.640 | 0.022 | 38.698 | 0.024 |
| CON-120 | Hipabisal | WR | 18.681 | 0.015 | 15.572 | 0.015 | 38.396 | 0.015 |
| CON-7 | Hipabisal | WR | 18.679 | 0.047 | 15.592 | 0.06 | 38.457 | 0.075 |
| CON-75 | Piroclástica | WR | 18.786 | 0.032 | 15.609 | 0.038 | 38.573 | 0.049 |
| CON-101 G | Piroclástica | matriz | 18.765 | 0.019 | 15.606 | 0.02 | 38.581 | 0.022 |
| CON-101 | Piroclástica | ksp | 18.709 | 0.018 | 15.612 | 0.019 | 38.550 | 0.02 |
| CON-62 | Piroclástica | matriz | 18.802 | 0.034 | 15.624 | 0.039 | 38.644 | 0.045 |
| Plutón La Muralla | | | | | | | | |
| CON-56A | Granodiorita | WR | 18.722 | 0.016 | 15.597 | 0.016 | 38.499 | 0.016 |
| CON-56T | Granodiorita | WR | 18.747 | 0.077 | 15.626 | 0.109 | 38.597 | 0.143 |
| CON-54 | Granodiorita | WR | 18.723 | 0.021 | 15.593 | 0.021 | 38.488 | 0.022 |
| CON-54 | Granodiorita | ksp | 18.703 | 0.029 | 15.615 | 0.038 | 38.545 | 0.047 |
| CON-53 | Granito | WR | 18.706 | 0.017 | 15.587 | 0.02 | 38.487 | 0.022 |
| CON-53 | Granito | ksp | 18.696 | 0.019 | 15.594 | 0.02 | 38.481 | 0.022 |
| CON-304 | Granito | WR | 18.735 | 0.02 | 15.592 | 0.021 | 38.490 | 0.02 |
| CON-52 | Granito | WR | 18.749 | 0.012 | 15.618 | 0.013 | 38.588 | 0.013 |
| CON-52 | Granito | ksp | 18.720 | 0.02 | 15.623 | 0.021 | 38.580 | 0.022 |
| Plutones de la costa pacífica | | | | | | | | |
| CON-287 | Granito | WR | 18.754 | 0.017 | 15.600 | 0.016 | 38.565 | 0.016 |
| CON-284 | Diorita | WR | 18.706 | 0.018 | 15.599 | 0.018 | 38.534 | 0.017 |
| CON-310 | Diorita | WR | 18.758 | 0.017 | 15.602 | 0.018 | 38.530 | 0.02 |
| CON-281 | Granito | WR | 18.775 | 0.019 | 15.642 | 0.021 | 38.718 | 0.022 |
| CON-224 | Granodiorita | WR | 18.770 | 0.015 | 15.614 | 0.015 | 38.633 | 0.014 |
| Complejo Acatlán | | | | | | | | |
| CON-300 | Augen gneis/Granitoides Esperanza | WR | 19.047 | | 15.672 | | 39.103 | |
| CON-300 | Augen gneis/Granitoides Esperanza | ksp | 18.621 | 0.035 | 15.679 | 0.048 | 38.334 | 0.063 |
| Cos-1 | Formación Cosoltepec | WR | 19.900 | 0.08 | 15.796 | 0.098 | 40.469 | 0.124 |
| Chaz-1 | Formación Chazumba | WR | 18.678 | 0.022 | 15.654 | 0.026 | 38.686 | 0.03 |
| Xaya-1 | Formación Xayacatlán, ultramilonita | WR | 20.584 | 0.02 | 15.684 | 0.022 | 39.761 | 0.022 |
| MM-2 | Migmatita Magdalena | ksp | 18.596 | 0.043 | 15.618 | 0.045 | 38.389 | 0.047 |
| MM-5 | Migmatita Magdalena | ksp | 18.607 | 0.016 | 15.631 | 0.019 | 38.429 | 0.019 |
| Toto-1 | Tronco de Totoltepec | WR | 18.475 | 0.021 | 15.612 | 0.022 | 38.284 | 0.023 |
| Toto-1 | Tronco de Totoltepec | plag | 18.329 | 0.017 | 15.597 | 0.018 | 38.142 | 0.019 |
| Complejo Oaxaqueño | | | | | | | | |
| CON-215 | Metagabro | WR | 17.248 | 0.03 | 15.486 | 0.034 | 36.578 | 0.038 |
| CON-215 | Metagabro | ksp | 17.221 | 0.02 | 15.501 | 0.022 | 36.602 | 0.025 |
| CON-336 | Charnoquita | WR | 17.141 | | 15.499 | | 36.508 | |
| Puente Negro | | | | | | | | |
| PN-15b | Andesita | WR | 18.846 | 0.02 | 15.637 | 0.021 | 38.759 | 0.024 |
| PN-17 | Gneis con granate, xenolito | WR | 18.808 | 0.03 | 15.650 | 0.029 | 38.790 | 0.031 |
| PN-1 | Gneis cuarcifera, xenolito | WR | 18.878 | 0.04 | 15.677 | 0.041 | 38.937 | 0.055 |
| PN-1 B | Gneis cuarcifera, xenolito | WR | 18.824 | 0.026 | 15.672 | 0.029 | 38.909 | 0.03 |
| PN-4 | Piroxenita de hornblenda, xenolito | WR | 19.011 | 0.071 | 15.683 | 0.07 | 39.001 | 0.074 |

WR=Roca total; ksp=feldespato potásico; plag=plagioclasa

Tabla 5. Parámetros utilizados para la modelación

| | | Th | Sr | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | P₂O₅ |
|-----------------------------|---------------|-----------|--------------------|---------------------------------|-----------------------------------|
| C₀ | Etapa 1 (AFC) | 1 | 450 | 0.70415 | 0.300 |
| | Etapa 2 (FC) | 2.216 | 595.451 (F=35%) | 0.704603 | 0.338 (F=60%) |
| C_a (PN17) | | 17.5 | 468 | 0.714481 | 0.11 |
| D etapa 1 (AFC) | calculada | 0 | 0.741 | - | 0.88 |
| | ajustada | 0 | 0.741 | - | 0.75 |
| D etapa 2 (FC) | calculada | 0 | 1.344 | - | 1.2511 |
| | ajustada | 0 | 1.344 | - | 1.6 |

Apéndice A. Procedimientos analíticos

1. Preparación mecánica de las muestras

La preparación de las muestras para análisis químicos incluyó descostrar y fragmentar las muestras de roca para eliminar las partes intemperizadas, alteradas o con algún material ajeno, y lavar los fragmentos de roca con agua desionizada para remover impurezas superficiales. En el caso de las rocas piroclásticas analizadas, se eliminó manualmente con una cerda montada y pinzas la mayor cantidad posible de fragmentos líticos accidentales. Las rocas fueron procesadas en un molino de quijadas, y cuarteadas para obtener alícuotas más pequeñas que fueron pulverizadas. Durante la primera etapa del estudio las rocas fueron pulverizadas en un recipiente de carburo de tungsteno y, en una etapa posterior, en uno de cerámica de alúmina. Todas las muestras analizadas por isótopos de Sr, Nd y Pb fueron preparadas en un recipiente de cerámica de alúmina. Antes de pulverizar de roca, se limpió el recipiente con un cepillo y se enjuagó con acetona de grado reactivo. Primero, se pulverizó cuarzo puro en el recipiente para limpiarlo y remover cualquier residuo de la muestra preparada anteriormente, y después se pulverizaron tres alícuotas de la muestra de interés. La primera alícuota fue para “contaminar” el recipiente con la muestra, y se eliminó. La segunda pulverizada después del cuarzo se utilizó para análisis químicos de XRF o de ICP-MS, y la tercera fue usada para determinaciones isotópicas.

2. Análisis químicos de elementos mayores y traza

La abundancia de los elementos mayores y Sc fue determinada por medio de espectrometría de emisión ICP-AES (espectrometría de emisión atómica con plasma acoplado por inducción) y los elementos traza por ICP-MS (espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción) en los laboratorios del Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques del Centre National du Recherches Scientifiques en Nancy, Francia. Los datos obtenidos se presentan en la Tabla 2. Adicionalmente, fueron analizados elementos mayores en varias muestras por espectrómetro de fluorescencia de rayos X en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) en el Instituto de Geología, UNAM (procedimiento descrito en Lozano-Santa Cruz *et al.*, 1995). Cabe mencionar que, en la primera etapa del estudio, las muestras fueron pulverizadas en un recipiente de carburo de tungsteno, lo que produjo una contaminación en algunos elementos como Nb y Ta. Posteriormente, las muestras fueron pulverizadas en un recipiente de cerámica de alúmina, evitando este problema. Algunas de las muestras de la primera etapa se prepararon de nuevo en un recipiente de cerámica de alúmina y fueron analizados por ICP-MS en LUGIS para obtener con

mayor exactitud el valor de estos dos elementos. En los casos donde no se molieron de nuevo las muestras, se obtuvieron factores de corrección, utilizando las concentraciones de las rocas preparadas en los dos tipos de recipientes, que fueron aplicados a las demás muestras.

3. Geoquímica isotópica

Para los análisis isotópicos de Sr-Nd, la digestión de las muestras seleccionadas se efectuó en recipientes de Teflón con HF, HClO₄, y HCl. La concentración de Rb, Sr y las Tierras Raras fue realizada en columnas de cuarzo con resina catiónica DOWEX, y la separación de Sm y Nd en columnas más cortas rellenas de polvo de Teflón cubierto (HDEHP). Los detalles de los procedimientos analíticos se presentan en Schaaf *et al.* (2005). Para Rb, Sr, Sm y Nd, se cargaron las muestras como cloruros y se midieron como iones metálicos. Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Sm se midieron en modo estático en un espectrómetro de masas de ionización térmica Finnigan MAT 262 equipado con 8 colectores Faraday en el LUGIS, UNAM. Los análisis de Rb se llevaron dinámicamente a cabo en un espectrómetro NBS con colector individual. Las relaciones isotópicas se calcularon con 60 determinaciones isotópicas individuales para Sr y Nd, y Rb, y 20 para Sm. La corrección por fraccionamiento de masas de las relaciones isotópicas medidas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr se realizó por medio de la normalización con ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.01194 y las relaciones isotópicas medidas de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, por medio de la normalización con ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219. Las mediciones del estándar NIST-SRM-987 son ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710235±0.000018 (1σ_{abs}, n=250) de y del estándar Nd La Jolla ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511877±0.000021 (1σ_{abs}, n=138). Los promedios de los blancos totales de Sr y Nd durante el trabajo fueron de 8.04 ng y 8.87 ng, respectivamente. Se presentan los resultados de las mediciones de las muestras en las tablas 3a y 3b.

Las composiciones isotópicas de Pb fueron obtenidas con un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262 en United States Geological Survey en Reston, Virginia, y en el LUGIS. Se concentró feldespato de las muestras donde fuera posible, y en los otros casos se analizó roca total. Las muestras en polvo (±200 mg) fueron sometidas a un proceso de lixiviación en soluciones de HBr-HF y HCl en bombas de Teflón para eliminar el Pb que no está en la estructura cristalina, y posteriormente las muestras fueron disueltas en una solución de HF y HNO₃. Se concentró el Pb en columnas cortas de intercambio iónico con resina AG1 X 8 desechable. Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de sílica gel y ácido fosfórico y las corridas consistieron en 100 mediciones individuales. Las mediciones corresponden a diferentes periodos entre 1998 y 2002 y las relaciones isotópicas fueron corregidas por fraccionamiento con respecto a

las mediciones del estándar NIST-NBS981 en el periodo correspondiente (la corrección por fraccionamiento en el periodo varía de 0.10 a 0.15% por unidad de masa). Las relaciones isotópicas de Pb presentadas en la Tabla 4 son valores medidos. El blanco analítico para Pb durante el trabajo fue de < 200 pg en el USGS, y en el LUGIS el promedio del blanco total fue de <509 pg y el de la columna fue 128 pg. Estos niveles se consideran insignificantes comparados con los valores medidos en las muestras. Los resultados de las mediciones de las muestras se encuentran en la Tabla 4. Durante el periodo de medición de las muestras en LUGIS, los valores del estándar de Pb NBS 981 en LUGIS fueron: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.8926 \pm 0.04\%$ ($1\sigma_{\text{rel}}$), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4272 \pm 0.06\%$ ($1\sigma_{\text{rel}}$), y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.5089 \pm 0.08\%$ ($1\sigma_{\text{rel}}$).

A continuación se incluye la ecuación utilizada para el cálculo de las relaciones isotópicas iniciales de Sr:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m - \{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) \times e^{\lambda t} - 1\}$$

donde

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ = la relación medida en el espectrómetro de masas

λ = la constante de decaimiento de ^{87}Rb ($1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$),

t = la edad de la roca y

$$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \text{Rb}/\text{Sr} (\text{ppm}) * \{(\text{Abundancia } ^{87}\text{Rb} * \text{WSr})/(\text{Abundancia } ^{86}\text{Sr} * \text{WRb})\}$$

donde

W = peso atómico del elemento en la muestra, en AMU.

Como la abundancia de ^{86}Sr y el peso atómico de Sr varían en base a la abundancia de ^{87}Sr , se calcula W_{Sr} para cada muestra. Para simplificar el cálculo de W_{Sr} , despejé la siguiente ecuación:

$$W_{\text{Sr}} = \{826.877568 + (86.908884 \times (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m)\} / \{9.4317 + (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m\}.$$

4. Geocronología

La mayoría de los concentrados minerales para los fechamientos isotópicos por K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fueron preparados en el laboratorio de separación de minerales del Instituto de Geología, UNAM, y otros en el Centro de Investigación Científica de Educación Superior de Ensenada (CICESE), y el Centro de Geociencias, UNAM en Juriquilla. El procesamiento mecánico incluyó la trituración de las rocas en un molino de quijadas con placas de acero y de ser necesario también en un molino de discos y

finalmente se cribó cada muestra para obtener las fracciones 0.125 - 0.180 mm. Posteriormente, en el laboratorio de separación de minerales, la biotita fue separada con un separador magnético Frantz, una mesa vibradora, y con un mortero eléctrico o a mano en un mortero de ágata para separar las hojas de micas y liberar la posible clorita que pudiera estar alojada entre las hojas. Anfíbol, feldespato y vidrio volcánico fueron separados con el separador magnético Frantz y generalmente con un líquido pesado no tóxico (politungstato de Na). Se limpiaron tres de las muestras de anfíbol destinadas a K-Ar con HF al 10% a temperatura ambiental con el ultrasonido, para eliminar otros minerales adheridos al anfíbol. Los concentrados minerales de biotita, anfíbol y plagioclasa obtenidos en casi todos los casos tenían una pureza de >99.5%.

Se obtuvieron siete fechamientos convencionales por K-Ar en concentrados minerales de anfíbol y biotita, y nueve fechamientos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de biotita, plagioclasa, anfíbol y vidrio volcánico. Estos datos permiten asignar edades a la actividad volcánica que afectó la zona de estudio durante el Paleógeno (tablas 1a, b). Para las edades de K-Ar, obtenidas en Geochron Laboratory Division de Krueger Enterprises, Inc., se utilizó una alícuota para el análisis de Ar, otra para los análisis de K_2O , y todas las mediciones fueron repetidas, y las edades son valores promedio. Las edades K-Ar se presentan en la Tabla 1a, junto con otras edades de la región publicadas por otros autores utilizando diferentes métodos.

Los fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se realizaron en el Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica de Educación Superior de Ensenada con un espectrómetro de masas tipo MS-10, y se presentan las edades en la Tabla 1b. Las muestras fueron analizadas por calentamiento por pasos entre 700 y 1500° C y, en la mayoría de los casos, las mediciones se efectuaron por duplicado. El análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la muestra TLX-36 (plagioclasa) se repitió por fusión total de monograno con láser en el CICESE, utilizando un espectrómetro VG 5400. Las muestras analizadas en el laboratorio del CICESE fueron irradiadas en el reactor de la Universidad de McMaster en Hamilton, Canadá. Se presentan los detalles de los calentamientos por pasos y varios diagramas en el Apéndice E. La primera figura muestra los diagramas de espectros de edad, en donde se grafica el porcentaje acumulativo de $^{39}\text{Ar}_K$ en cada paso de calentamiento contra la edad aparente en millones de años. En el segundo diagrama se grafica la relación $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ contra el porcentaje acumulativo de ^{39}Ar ; este diagrama refleja la relación elemental Ca/K de cada paso de calentamiento y puede indicar si ha más que una fase en la muestra analizada. La tercera gráfica es el diagrama de correlación inversa en donde se grafican

$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ contra $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para calcular la edad de isócrona, obtenida de la intersección con el eje x, a partir de la relación del valor inverso ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), mientras que se obtiene la relación inicial de argón de la muestra a partir del inverso de la intersección con el eje y ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$). Las edades de isócrona se calculan generalmente utilizando todos los pasos individuales obtenidos de los experimentos duplicados, aunque en algunas muestras se ignoraron algunos pasos problemáticos (por ejemplo, los que presentan mucho Ar atmosférico). Se proporciona también el SumS(n-2) de los datos [calidad de ajuste basada en la definición de York *et al.* (2004)], y el número de puntos (n) que se utilizaron en la regresión.

En la mayoría de los casos se prefiere la edad de isócrona como la mejor estimación de la edad de enfriamiento de la roca en vez de la edad media ponderada porque la isócrona generalmente considera todas las fracciones medidas. Por otra parte, en el diagrama de isócrona se hace visible la correlación de los pasos que interceptan el Ar atmosférico (eje vertical: $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) para apreciar que tan alejados quedan los diferentes puntos de este valor (295.5), lo que es una indicación de la incertidumbre del análisis; también se puede visualizar posibles problemas con los datos, como por ejemplo, la agrupación de los puntos y la presencia de datos anómalos (*outliers*). En algunos casos se consideró la edad media ponderada más confiable, por ejemplo, en el caso de tener los datos de la isócrona agrupados sin una buena distribución en el contenido de $^{39}\text{Ar}_K/^{40}\text{Ar}$ a lo largo de la isócrona. Esto produce un error grande, y puede ser por la presencia de poco gas durante la medición lo que dificulta su medición, o por la presencia de mucho Ar atmosférico, y en este caso los puntos se agrupan cerca del eje y ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$).

Por otra parte, fueron analizados dos concentrados minerales (anfíbol y plagioclasa) de la intrusión de Puente Negro, Puebla, por K-Ar en los laboratorios del LUGIS, UNAM, para las cuales la concentración de K fue determinada por dilución isotópica. Los resultados se presentan en la Tabla 1a.

Apéndice B. Mineralogía y petrografía de las rocas piroclásticas analizadas (estimación visual)

| Muestra | Frag. líticos (%) | Cristales (%) | Fragmentos de pómez (%) | Esquirlas de vidrio (%) | Soldamiento o consolidación | Coordenadas | |
|----------|-------------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|-------------|-----------|
| | | | | | | N | W |
| CON-75 | <1 | 10 | 20 | 20 | consolidada | 18°04'51" | 97°41'48" |
| CON-200c | 10 | 10 | 10 | si | medio-alto | 18°01'30" | 97°40'30" |
| CUA-5 | 10 | 20 | 5 | 10 | moderado | 18°01'05" | 97°40'07" |
| TAM-1 | 10 | 20 | 25 | 5 | ligero | 17°42'25" | 97°33'51" |
| TAM-5 | 1 | 10 | 15 | 30 | no | 17°46'39" | 97°21'38" |
| CON-101 | <1 | 30 | 5 | si | muy ligero | 17°21'37" | 97°36'45" |
| TLX-35 | <1 | 30 | 15 | 20 | ligero | 17°14'50" | 97°37'41" |
| CON-62 | 5 | 5 | 15 | 40 | moderado | 17°11'21" | 97°46'20" |
| CON-59b | 5 | 35 | | 5 | consolidada | 17°11'17" | 97°51'20" |
| LGPE-1 | 15 | 10 | 25 | si | ligero | 17°11'10" | 97°51'20" |
| TLX-36 | 2 | 3 | 10 | 25 | ligero | 17°03'20" | 97°37'00" |

Apéndice C. Mineralogía y petrografía de las rocas lávicas y subvolcánicas analizadas (estimación visual)

| Muestra | Tipo | Clasi- ficación | Fenocristales y microfenocristales | | | | | | Minerales en la matriz | Textura | Coordenadas | |
|---------|-----------|--------------------|------------------------------------|-------------|------------|------------|------------|-------------|---------------------------|---------------------------------|-------------|-----------|
| | | | Plg (%) | Oliv (%) | Cpx (%) | Opx (%) | Anf (%) | Biot (%) | | | N | W |
| CON-12 | Derrame | AB | | 8 | <1 | | | | Plg, cpx, óx | Porfídica, pilotaxítica | 18°01'35" | 97°41'45" |
| CON-88 | Derrame | AB | | 5 | | | | | Plg, cpx, óx, vid | Microporfídica, pilotaxítica | 18°02'32" | 97°40'48" |
| CON-29a | Derrame | AB | | 5 | | | | | Plg, cpx, óx | Porfídica, pilotaxítica | 17°58'23" | 97°40'43" |
| CON-90 | Derrame | AB | | 3 | | | | | Plg, cpx, opx, óx | Microporfídica, pilotaxítica | 18°02'29" | 97°40'46" |
| CON-33 | Derrame | AB | 15 | 5 | 3 | | | | Plg, cpx, opx, óx | Seriada, glomeroporfídica | 17°44'54" | 97°45'00" |
| CON-32 | Derrame | AB | | 5 | | | | | Plg, opx, cpx, óx, vid | Porfídica, pilotaxítica | 17°44'54" | 97°43'17" |
| CON-9 | Derrame | AB | | 3 | | | | | Plg, opx, óx | Intergranular | 17°49'22" | 97°45'37" |
| CON-154 | Derrame | AB | 8 | 2 | | <1 | | | Plg, opx, óx, vid | Microporfídica, pilotaxítica | 17°53'18" | 97°48'38" |
| CON-14 | Derrame | AB | | 2 | <1 | 1 | | | Plg, cpx, opx, óx | Glomeroporfídica, pilotaxítica | 17°59'18" | 97°41'51" |
| CON-77 | Hipabisal | AB | | 5 | | | | | Plg, opx, cpx, óx | Porfídica, microlítica | 18°00' 20" | 97°39'24" |
| CON-20 | Hipabisal | AB | | 3 | | | | | Plg, opx, cpx, óx, vid | Porfídica, microlítica | 17°56'48" | 97°40'49" |
| CON-28 | Derrame | A | 25 | | 4 | <1 | <1 | | Plg, cpx, vid, óx | Intersertal-intergranular | 17°42'07" | 97°37'53" |
| CON-27 | Derrame | A | | | | 2 | | | Plg, px, óx, vid | Intergranular-intersertal | 17°41'52" | 97°37'38" |
| CON-109 | Derrame | A | 20 | | 2 | 8 | <1 | | Plg, px, óx | Glomeroporfídica, intergranular | 17°34'50" | 97°48'15" |
| CON-35 | Derrame | A | <1 | | <1 | 5 | | | Plg, opx, vidrio, cpx, óx | Intersertal | 17°57'57" | 97°38'48" |
| CON-70 | Derrame | A | 4 | | <1 | 5 | | <1 | Plg, px, óx | Porfídica, microlítica | 17°19'01" | 97°39'17" |
| CON-61a | Hipabisal | A | 25 | | 1 | 4 | | | Plg, px, óx | Seriada | 17°10'06" | 97°50'31" |
| CON-18 | Hipabisal | A | 15 | | <1 | 7 | | | Plg, px, óx | Intergranular | 17°58'44" | 97°41'08" |
| CON-60a | Hipabisal | A | 20 | | 3 | | | | Plg, FeMg alt | Seriada | 17°10'28" | 97°50'50" |
| CON-7 | Lacolito | A-D | 5 | | | | 10 | | Plg, vid, óx | Seriada | 17°34'05" | 97°23'36" |
| CON-91 | Dique | A-D | <1 | | | | 3 | | Plg, vid, óx | Pilotaxítica | 18°02'36" | 97°40'52" |
| CON-72 | Derrame | A-D | | | <1 | 1 | <1 | | Plg, óx, vid | Intersertal | 17°18'52" | 97°38'53" |
| HUA-23 | Hipabisal | A-D | 5 | | | | 5 | | Plg, óx | Seriada | 17°54'18" | 97°41'35" |
| CON-8a | Hipabisal | D | 4 | | | | 5 | <1 | Plg, óx, vid | Intersertal | 17°49'43" | 97°47'16" |
| CON-120 | Hipabisal | D | <1 | | | | | | Plg, opx, óx, vid | Pilotaxítica | 17°13'08" | 97°38'55" |
| CON-141 | Hipabisal | D | 5 | | | | 5 | | Plg, óx | Pilotaxítica, glomeroporfídica | 17°32'06" | 97°42'12" |
| CON-142 | Hipabisal | D | 2 | | | | 5 | | Plg, óx, vid | Intersertal | 17°31'20" | 97°41'45" |

AB=andesita basáltica, A=andesita, D=dacita, Plg=plagioclasa, Oliv=olivino, Cpx=clinopiroxeno, Opx=ortopiroxeno, Anf=anfíbol, Biot=biotita, óx=óxidos, vid=vidrio, FeMg alt=minerales ferromagnesianos alterados.

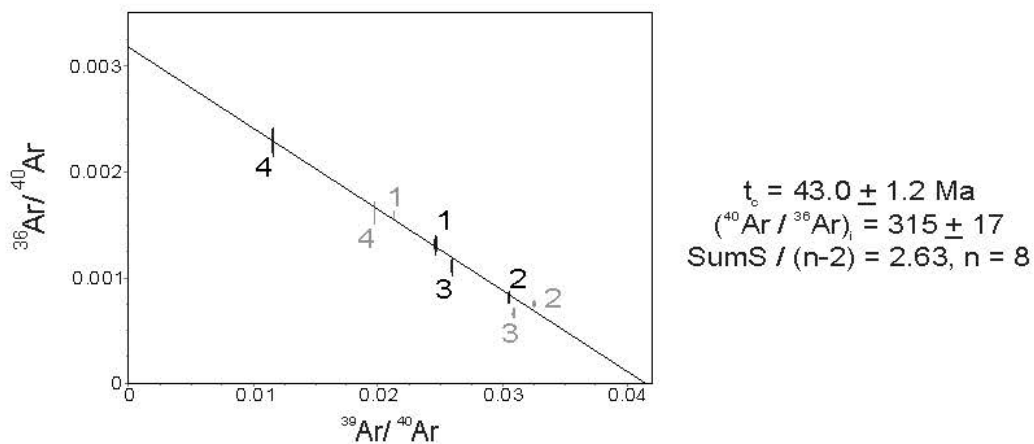
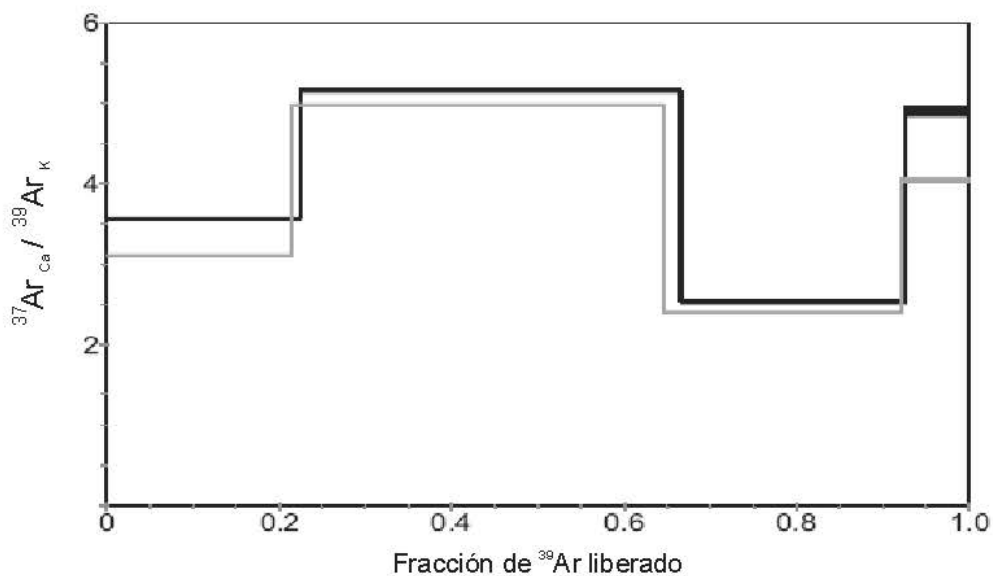
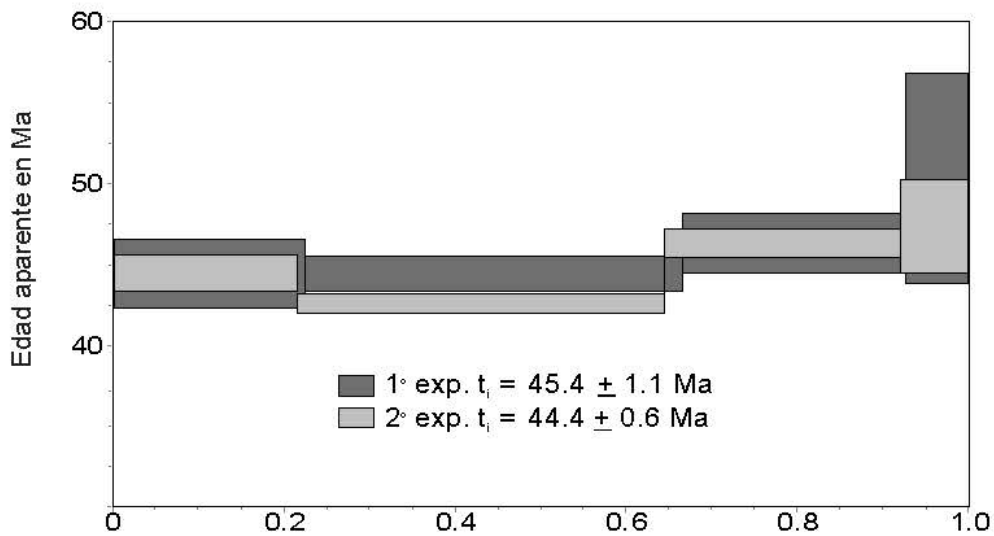
Apéndice D. Mineralogía y petrografía de las rocas plutónicas analizadas (contador de puntos)

| Muestra | Roca | Minerales esenciales | | | | | Coordenadas | |
|-----------------------------------|--------------|----------------------|---------|---------|----------|-----------|-------------|-----------|
| | | Plg % | FK % | Cz % | Anf % | Biot % | N | W |
| <i>Batolito La Muralla</i> | | | | | | | | |
| CON-56 | Granodiorita | 45 | 20 | 23 | 2 | 7 | 16°55.9' | 98°55.8' |
| CON-54 | Granodiorita | 46 | 18 | 24 | 3 | 8 | 16°55'48" | 97°56'29" |
| CON-53 | Granito | 28 | 27 | 34 | 0 | 8 | 16°53'27" | 97°58'36" |
| CON-304 | Granito | 27 | 38 | 26 | 0 | 7 | 16°50.3' | 97°58.1' |
| CON-52 | Granito | 28 | 28 | 34 | 0 | 7 | 16°41'30" | 98°01'44" |
| <i>Zona costera</i> | | | | | | | | |
| CON-284 | Tonalita | 49 | 3 | 19 | 9 | 18 | 16°34.2' | 98°25.7' |
| CON-310 | Tonalita | 54 | 3 | 19 | 8 | 13 | 16°22' | 98°03.3' |
| CON-49b | Granodiorita | 34 | 19 | 39 | 1 | 7 | 16°38.7' | 98°05.8' |
| CON-224 | Granodiorita | 53 | 14 | 18 | 4 | 9 | 16°16.7' | 97°49.3' |
| CON-287 | Granito | 30 | 27 | 31 | 0 | 9 | 16°38.1' | 98°09.4' |
| CON-281 | Granito | 18 | 35 | 40 | 0 | 6 | 16°14.7' | 98°12.0' |

Plg=plagioclasa, FK=feldespatos potásicos, Cz=cuarzo, Anf=anfíbol, Biot=biotita

Apéndice E

1. YAN-7 plagioclasa



1. YAN -7 Plagioclasa

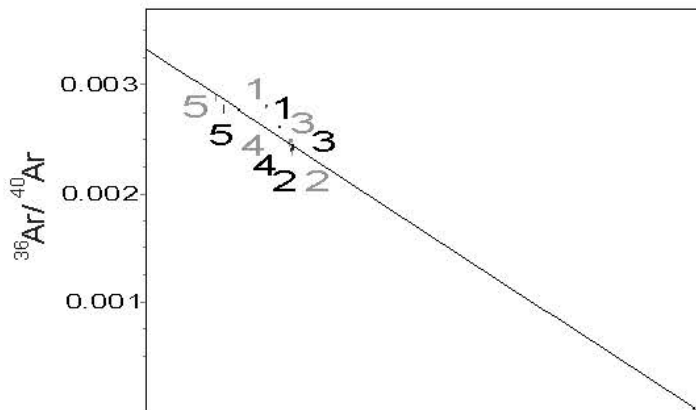
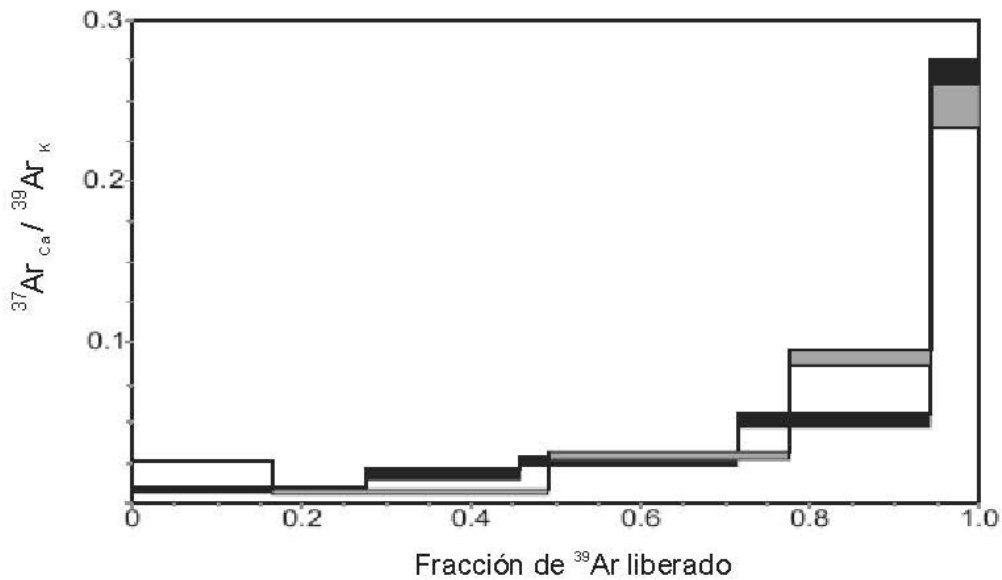
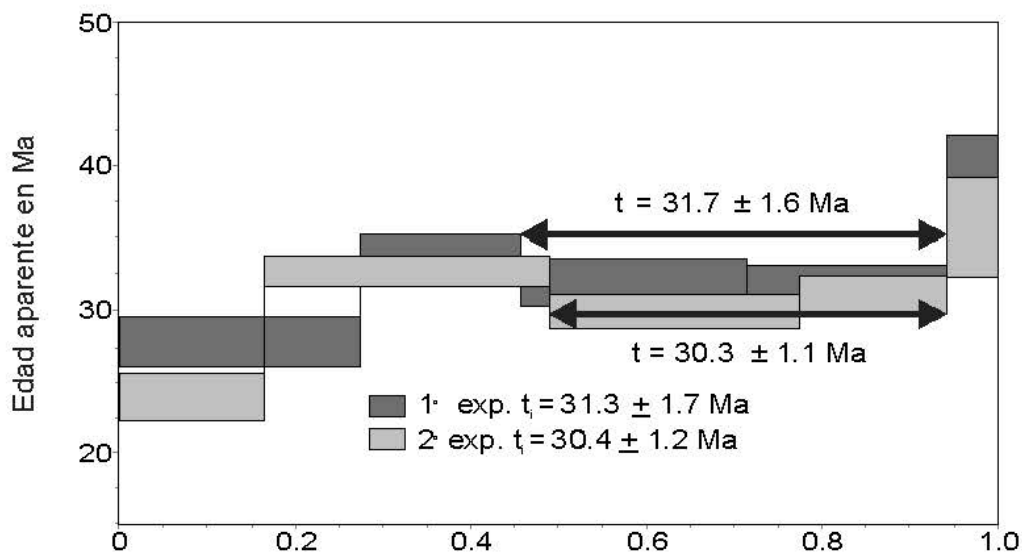
MS-10 Calentamiento por pasos de los experimentos

| | Temp. °C | F ³⁹ Ar | ³⁹ Ar _{cum} | Edad (Ma) | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | |
|----|----------|--------------------|---------------------------------|------------|-----------------------------------|---------------------|--|---|
| 1o | 900 | 0.2256 | 0.2256 | 44.4 ± 2.1 | 38.65 | 61.35 | 3.56 | 1 |
| | 1150 | 0.4401 | 0.6656 | 44.4 ± 1.1 | 24.01 | 75.99 | 5.15 | 2 |
| | 1250 | 0.2610 | 0.9266 | 46.3 ± 1.8 | 32.48 | 67.52 | 2.52 | 3 |
| | 1350 | 0.0734 | 1.0000 | 50.3 ± 6.5 | 67.22 | 32.78 | 4.90 | 4 |
| 2o | 900 | 0.2156 | 0.2156 | 44.5 ± 1.1 | 46.96 | 53.04 | 3.10 | 1 |
| | 1150 | 0.4293 | 0.6448 | 42.6 ± 0.6 | 22.35 | 77.65 | 4.98 | 2 |
| | 1250 | 0.2768 | 0.9216 | 46.3 ± 0.8 | 19.73 | 80.27 | 2.40 | 3 |
| | 1350 | 0.0784 | 1.0000 | 47.4 ± 2.9 | 47.48 | 52.52 | 4.05 | 4 |

Resultados integrados

| | ³⁹ Ar | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Age in Ma | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar |
|----|------------------|--|------------|--|-----------------------------------|---------------------|------------------------------------|
| 1o | 2.219E-07 | 11.76 ± 0.28 | 45.4 ± 1.1 | 4.09 | 36.33 | 63.67 | 813.3 |
| 2o | 2.354E-07 | 11.51 ± 0.14 | 44.4 ± 0.6 | 3.79 | 31.33 | 68.67 | 943.0 |

2. CON 200c biotita



$t_c = 29.9 \pm 4.7$ Ma
 $(^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}) = 300 \pm 16$
SumS / (n-2) = 11.0, n = 9

ignorando la 1ª fracción del 2º exp.

2. CON – 200c Biotita

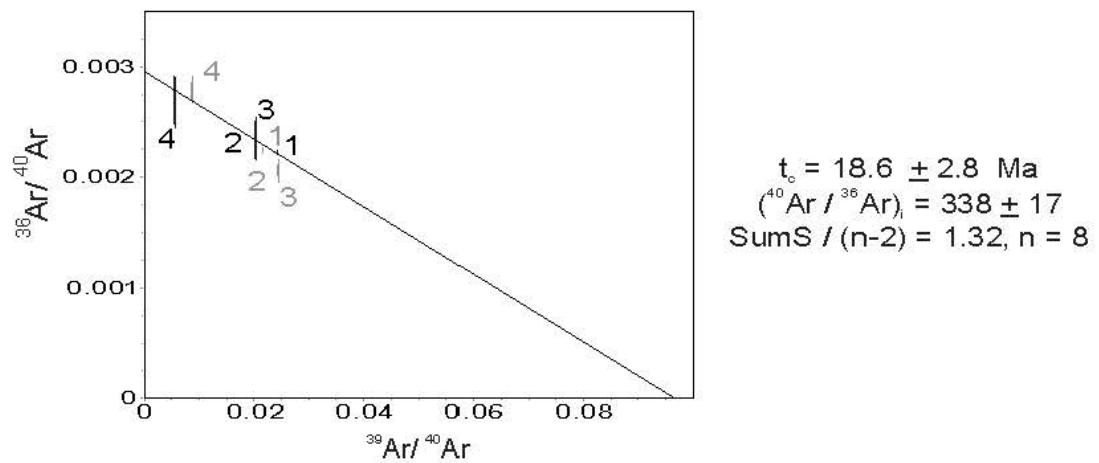
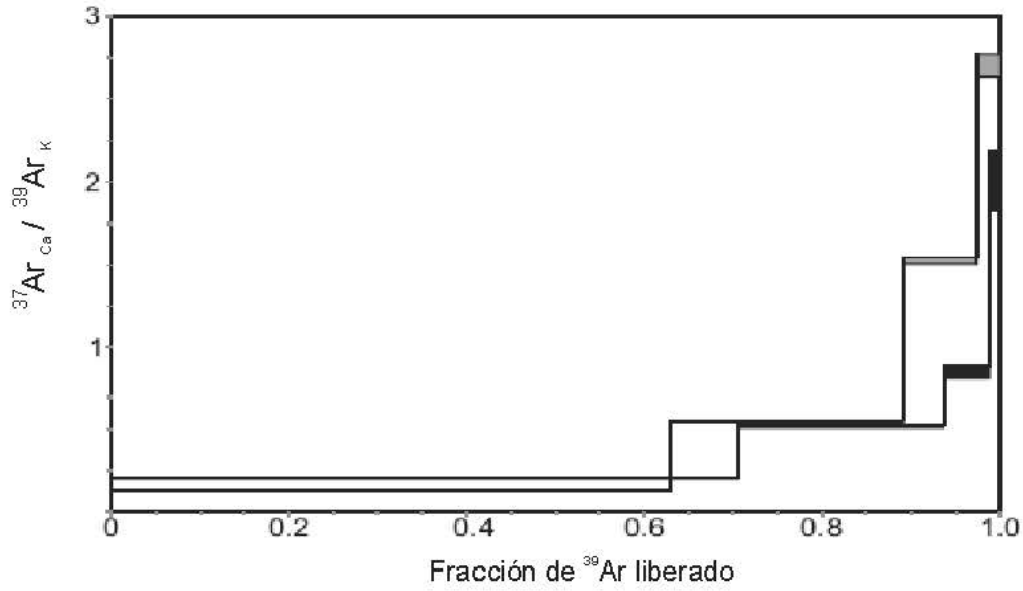
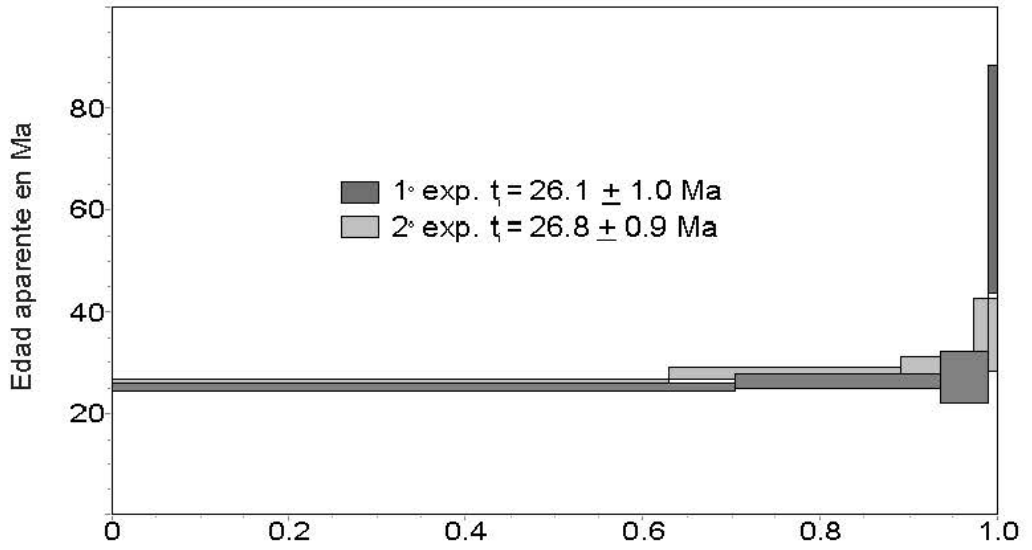
MS-10 Calentamiento por pasos de los experimentos

| | Temp. °C | F ³⁹ Ar | ³⁹ Ar _{cum} | Edad (Ma) | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | |
|----|----------|--------------------|---------------------------------|------------|-----------------------------------|---------------------|--|---|
| 1o | 800 | 0.2748 | 0.2748 | 27.8 ± 1.8 | 77.39 | 22.61 | 0.01 | 1 |
| | 900 | 0.1829 | 0.4578 | 33.5 ± 1.7 | 70.25 | 29.75 | 0.02 | 2 |
| | 1100 | 0.2566 | 0.7143 | 31.9 ± 1.6 | 71.45 | 28.55 | 0.03 | 3 |
| | 1200 | 0.2262 | 0.9405 | 31.5 ± 1.6 | 71.92 | 28.08 | 0.05 | 4 |
| | 1450 | 0.0595 | 1.0000 | 38.0 ± 4.1 | 81.97 | 18.03 | 0.26 | 5 |
| 2o | 750 | 0.1640 | 0.1640 | 23.9 ± 1.6 | 82.65 | 17.35 | 0.02 | 1 |
| | 900 | 0.3260 | 0.4899 | 32.7 ± 1.1 | 71.15 | 28.85 | 0.01 | 2 |
| | 1100 | 0.2844 | 0.7743 | 29.9 ± 1.2 | 73.56 | 26.44 | 0.03 | 3 |
| | 1250 | 0.1670 | 0.9413 | 31.0 ± 1.4 | 73.02 | 26.98 | 0.09 | 4 |
| | 1450 | 0.0587 | 1.0000 | 35.7 ± 3.4 | 84.99 | 15.01 | 0.25 | 5 |

Resultados integrados

| | ³⁹ Ar | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Edad (Ma) | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar |
|----|------------------|--|------------|--|-----------------------------------|---------------------|------------------------------------|
| 1o | 1.498E-06 | 7.16 ± 0.39 | 31.3 ± 1.7 | 0.04 | 74.09 | 25.91 | 398.8 |
| 2o | 1.505E-06 | 6.93 ± 0.28 | 30.4 ± 1.2 | 0.04 | 75.69 | 24.31 | 390.4 |

3. CUA-5 vidrio volcánico >> plagioclasa



3. CUA-5 vidrio volcánico >> plagioclasa

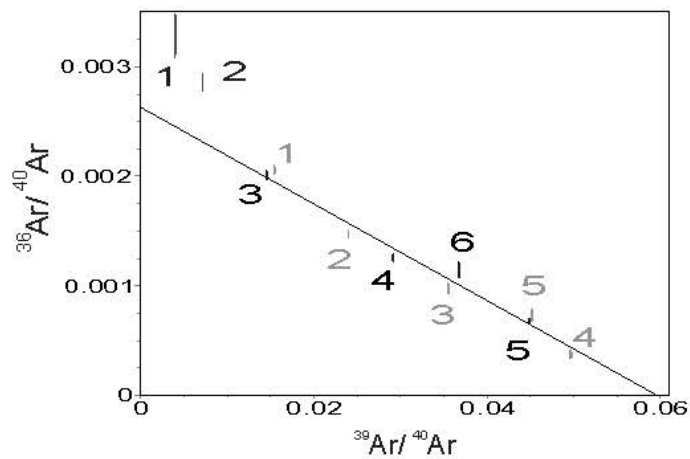
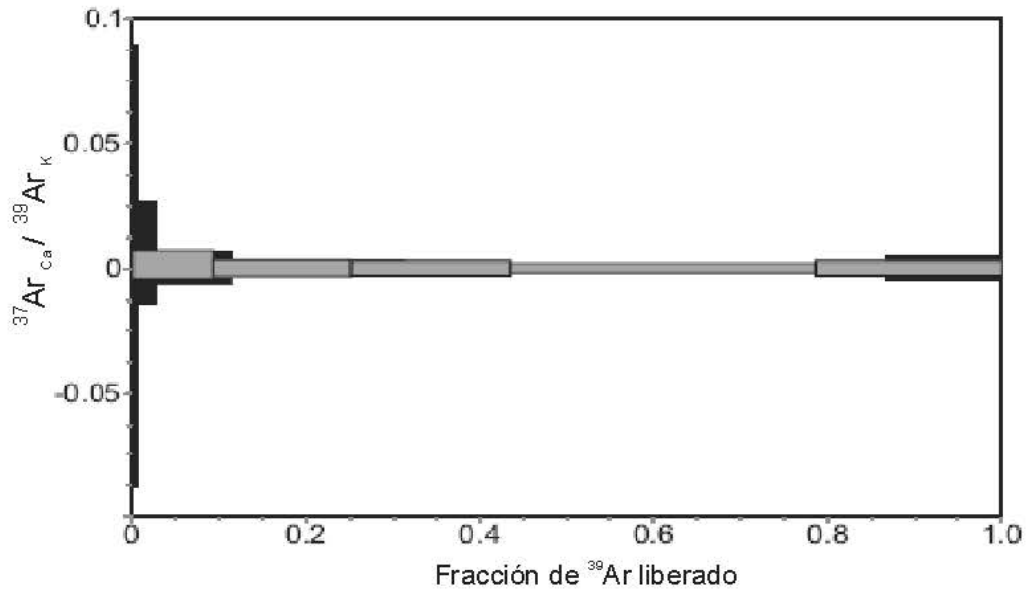
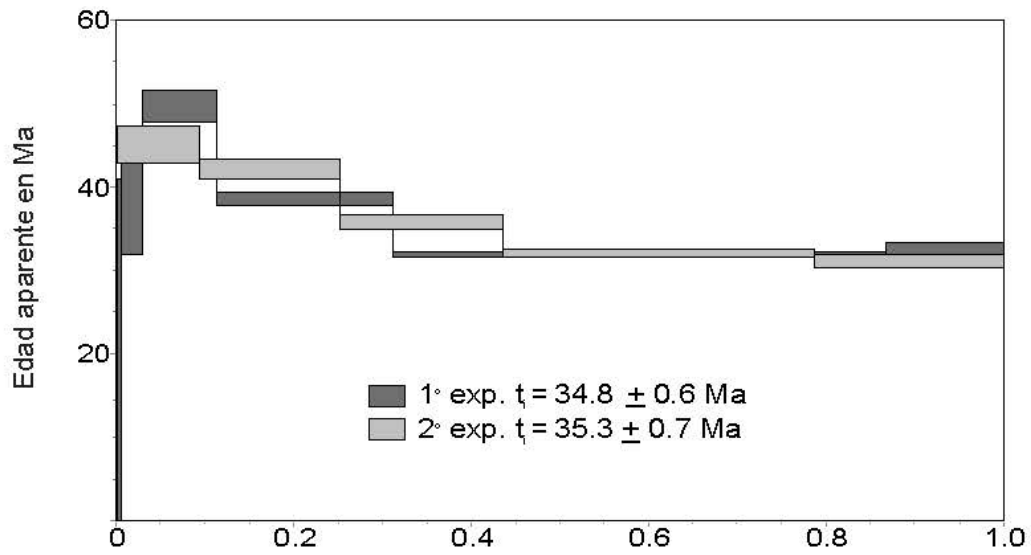
MS-10 Calentamiento por pasos de los experimentos

| | Temp. °C | F ³⁹ Ar | ³⁹ Ar _{cum} | Edad (Ma) | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | |
|----|----------|--------------------|---------------------------------|-------------|-----------------------------------|---------------------|--|---|
| 1o | 1000 | 0.7055 | 0.7055 | 25.2 ± 0.8 | 65.82 | 34.18 | 0.20 | 1 |
| | 1150 | 0.2304 | 0.9359 | 26.4 ± 1.5 | 69.87 | 30.13 | 0.52 | 2 |
| | 1250 | 0.0524 | 0.9882 | 27.1 ± 5.1 | 69.25 | 30.75 | 0.85 | 3 |
| | 1350 | 0.0118 | 1.0000 | 66.2 ± 22.4 | 79.07 | 20.93 | 2.01 | 4 |
| 2o | 850 | 0.6296 | 0.6296 | 25.8 ± 0.8 | 65.67 | 34.33 | 0.12 | 1 |
| | 1000 | 0.2608 | 0.8904 | 27.9 ± 1.1 | 66.22 | 33.78 | 0.55 | 2 |
| | 1200 | 0.0827 | 0.9730 | 28.8 ± 2.3 | 60.56 | 39.44 | 1.52 | 3 |
| | 1350 | 0.0270 | 1.0000 | 35.6 ± 7.2 | 82.50 | 17.50 | 2.70 | 4 |

Resultados integrados

| | ³⁹ Ar | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Edad (Ma) | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar |
|----|------------------|--|------------|--|-----------------------------------|---------------------|------------------------------------|
| 1o | 3.999E-07 | 6.72 ± 0.26 | 26.1 ± 1.0 | 0.33 | 67.65 | 32.35 | 436.8 |
| 2o | 2.882E-07 | 6.93 ± 0.24 | 26.8 ± 0.9 | 0.42 | 66.58 | 33.42 | 443.8 |

4. TAM-1 biotita



$t_c = 30.0 \pm 0.8$ Ma
 $(^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}) = 381 \pm 13$
SumS / (n-2) = 4.16, n = 9

ignorando la 1ª y 2ª
fracción del 1° exp.

4. TAM-1 biotita

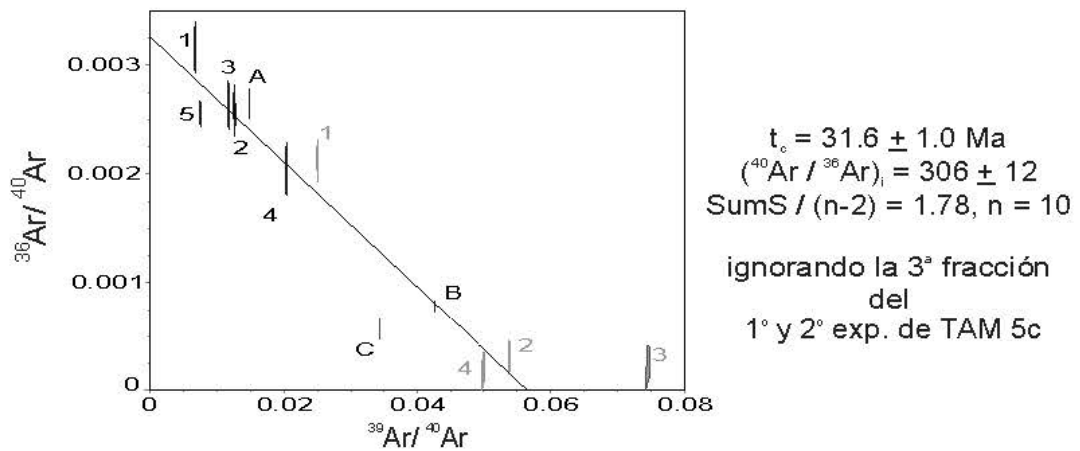
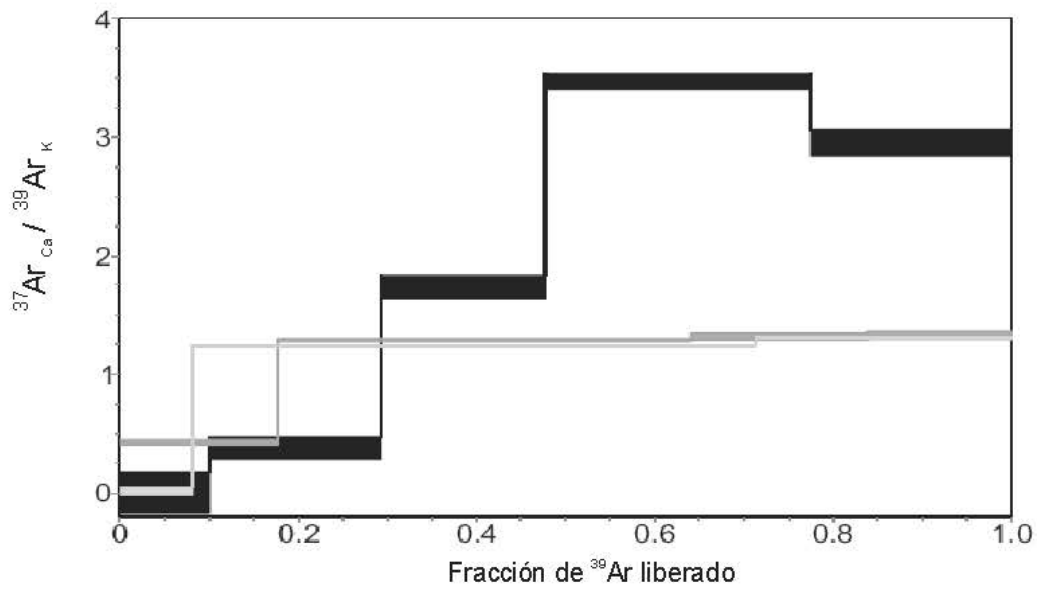
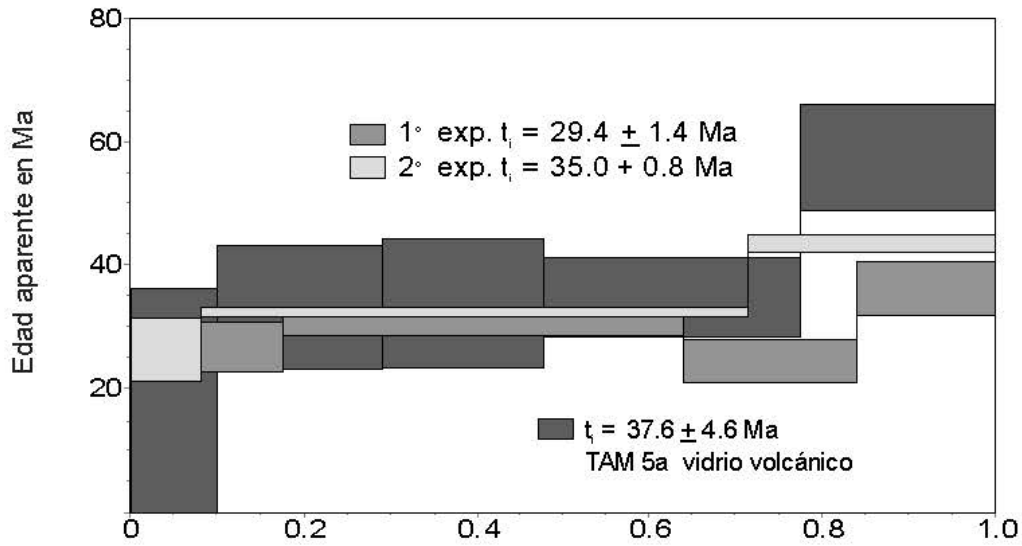
MS-10 Calentamiento por pasos de los experimentos

| | Temp. °C | F ³⁹ Ar | ³⁹ Ar _{cum} | Edad (Ma) | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | |
|----|----------|--------------------|---------------------------------|-------------|-----------------------------------|---------------------|--|---|
| 1o | 700 | 0.0054 | 0.0054 | 13.8 ± 27.1 | 96.92 | 3.08 | < 0.001 | 1 |
| | 825 | 0.0233 | 0.0287 | 38.4 ± 6.4 | 84.54 | 15.46 | 0.006 | 2 |
| | 925 | 0.0842 | 0.1128 | 49.7 ± 1.8 | 59.45 | 40.55 | < 0.001 | 3 |
| | 1150 | 0.1987 | 0.3115 | 38.6 ± 0.8 | 37.08 | 62.92 | < 0.001 | 4 |
| | 1250 | 0.5554 | 0.8670 | 31.8 ± 0.3 | 20.23 | 79.77 | < 0.001 | 5 |
| | 1500 | 0.1330 | 1.0000 | 32.2 ± 1.1 | 33.91 | 66.09 | < 0.001 | 6 |
| 2o | 800 | 0.0934 | 0.0934 | 45.1 ± 2.2 | 60.83 | 39.17 | 0.001 | 1 |
| | 900 | 0.1582 | 0.2516 | 42.2 ± 1.2 | 43.46 | 56.54 | < 0.001 | 2 |
| | 1100 | 0.1835 | 0.4351 | 35.7 ± 0.9 | 28.97 | 71.03 | < 0.001 | 3 |
| | 1200 | 0.3510 | 0.7862 | 32.0 ± 0.5 | 11.06 | 88.94 | < 0.001 | 4 |
| | 1400 | 0.2138 | 1.0000 | 31.1 ± 0.8 | 21.46 | 78.54 | < 0.001 | 5 |

Resultados integrados

| * | ³⁹ Ar | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Edad (Ma) | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar |
|----|------------------|--|------------|--|-----------------------------------|---------------------|------------------------------------|
| 1o | 1.636E-06 | 8.13 ± 0.11 | 34.8 ± 0.6 | < 0.001 | 41.40 | 58.60 | 713.7 |
| 2o | 1.475E-06 | 8.27 ± 0.14 | 35.3 ± 0.7 | < 0.001 | 33.22 | 66.78 | 889.6 |

5. TAM 5c plagioclasa>vidrio volcánico



5. TAM-5c plagioclasa>vidrio volcánico

MS-10 Calentamiento por pasos de los experimentos

| | Temp. °C | F ³⁹ Ar | ³⁹ Ar _{cum} | Edad (Ma) | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | |
|----|----------|--------------------|---------------------------------|------------|-----------------------------------|---------------------|--|---|
| 1o | 900 | 0.1773 | 0.1773 | 26.7 ± 4.0 | 62.72 | 37.28 | 0.42 | 1 |
| | 1150 | 0.4626 | 0.6399 | 30.2 ± 1.5 | 9.17 | 90.83 | 1.29 | 2 |
| | 1250 | 0.1993 | 0.8392 | 24.4 ± 3.5 | 0.03 | 99.97 | 1.32 | 3 |
| | 1350 | 0.1608 | 1.0000 | 36.1 ± 4.4 | 0.02 | 99.98 | 1.32 | 4 |
| 2o | 700 | 0.0813 | 0.0813 | 26.2 ± 5.1 | 78.24 | 21.76 | 0.02 | 1 |
| | 1150 | 0.6327 | 0.7140 | 32.4 ± 0.7 | 23.01 | 76.99 | 1.23 | 2 |
| | 1350 | 0.2860 | 1.0000 | 43.4 ± 1.4 | 16.65 | 83.35 | 1.31 | 3 |

Resultados integrados

| | ³⁹ Ar | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Edad (Ma) | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar |
|----|------------------|--|------------|--|-----------------------------------|---------------------|------------------------------------|
| 1o | 1.679E-07 | 7.45 ± 0.36 | 29.4 ± 1.4 | 1.15 | 23.88 | 76.12 | 1237.4 |
| 2o | 1.343E-07 | 8.89 ± 0.19 | 35.0 ± 0.8 | 1.16 | 31.68 | 68.32 | 932.8 |

TAM-5^a

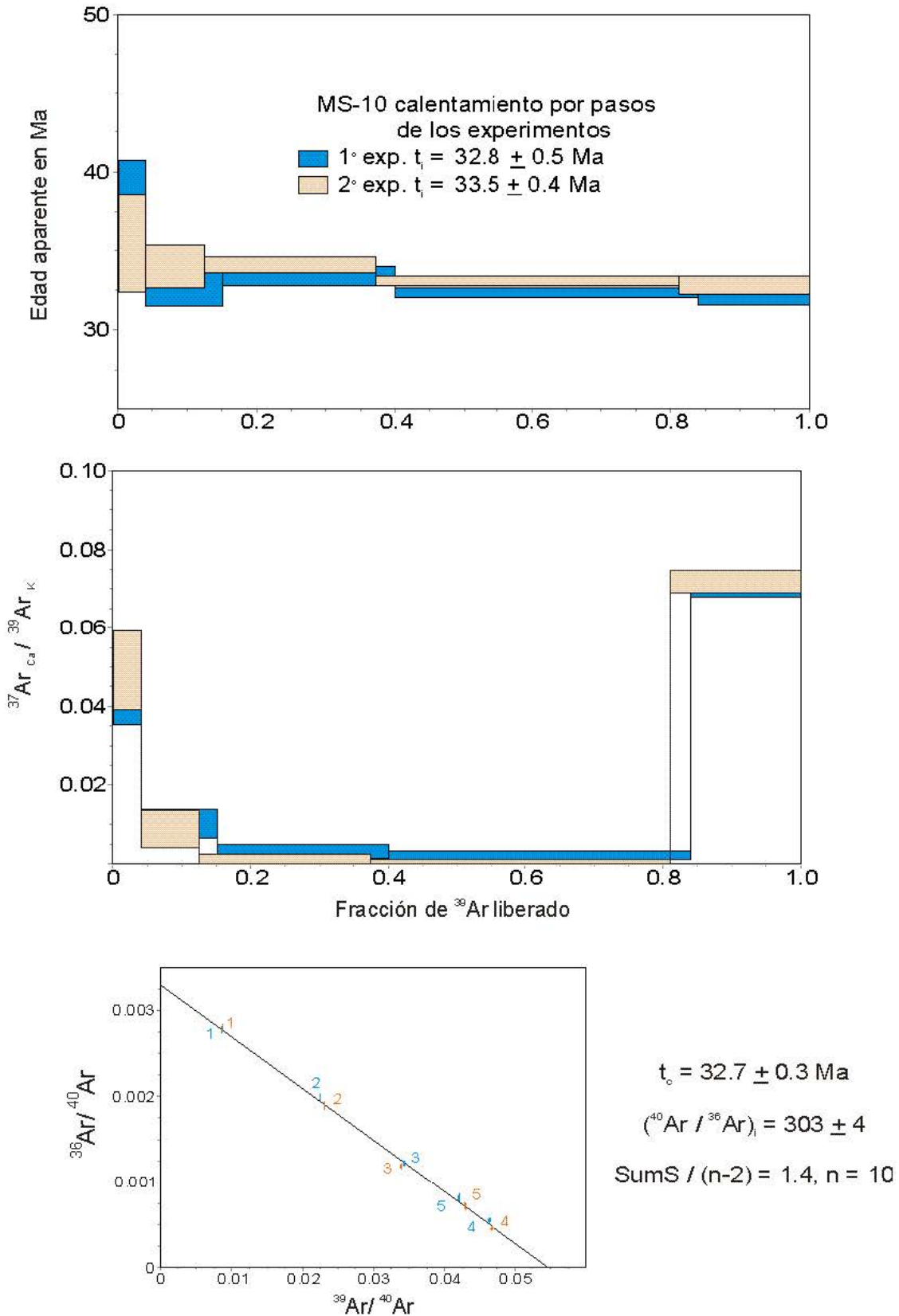
vidrio volcánico

| | Temp. °C | F ³⁹ Ar | ³⁹ Ar _{cum} | Edad (Ma) | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | |
|----|----------|--------------------|---------------------------------|-------------|-----------------------------------|---------------------|--|---|
| 1o | 600 | 0.1015 | 0.1015 | 17.0 ± 19.2 | 93.59 | 6.41 | < 0.01 | 1 |
| | 800 | 0.1905 | 0.2920 | 33.1 ± 10.1 | 76.57 | 23.43 | 0.38 | 2 |
| | 900 | 0.1858 | 0.4778 | 33.8 ± 10.4 | 77.80 | 22.20 | 1.74 | 3 |
| | 1100 | 0.2976 | 0.7754 | 34.7 ± 6.4 | 60.44 | 39.56 | 3.47 | 4 |
| | 1350 | 0.2246 | 1.0000 | 57.4 ± 8.8 | 75.55 | 24.45 | 2.96 | 5 |

Resultados integrados

| | ³⁹ Ar | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Edad (Ma) | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar |
|----|------------------|--|------------|--|-----------------------------------|---------------------|------------------------------------|
| 1o | 5.748E-08 | 9.54 ± 1.18 | 37.6 ± 4.6 | 2.09 | 76.67 | 23.33 | 385.4 |

6. TLX-35 biotita



6. TLX-35 biotita

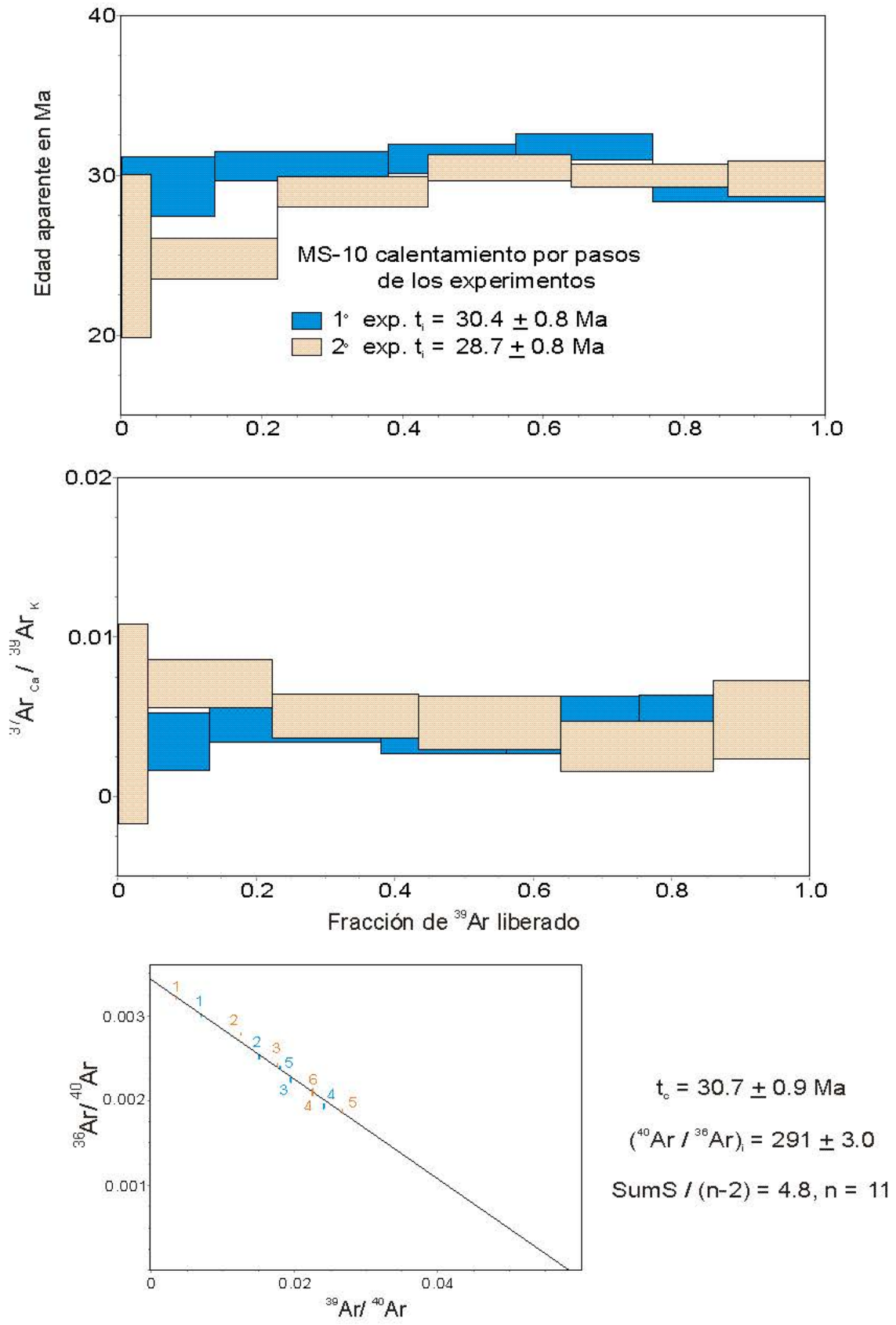
MS-10 calentamiento por pasos de los experimentos

| | Temp °C | F ³⁹ Ar | ³⁹ Ar _{cum} | Edad en Ma | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | |
|----|---------|--------------------|---------------------------------|------------|-----------------------------------|---------------------|--|---|
| 1° | 800 | 0.0409 | 0.0409 | 37.2 ± 3.5 | 82.11 | 17.89 | 0.04 | 1 |
| | 900 | 0.1113 | 0.1522 | 32.7 ± 1.2 | 58.86 | 41.14 | 0.01 | 2 |
| | 1100 | 0.2476 | 0.3999 | 33.4 ± 0.6 | 35.97 | 64.03 | ? 0.01 | 3 |
| | 1200 | 0.4407 | 0.8405 | 32.4 ± 0.3 | 16.30 | 83.70 | ? 0.01 | 4 |
| | 1450 | 0.1595 | 1.0000 | 32.3 ± 0.7 | 24.14 | 75.86 | 0.07 | 5 |
| 2° | 800 | 0.0404 | 0.0404 | 35.4 ± 3.1 | 82.60 | 17.40 | 0.05 | 1 |
| | 900 | 0.0851 | 0.1255 | 34.0 ± 1.4 | 55.94 | 44.06 | 0.01 | 2 |
| | 1100 | 0.2475 | 0.3730 | 34.2 ± 0.5 | 35.29 | 64.71 | ? 0.01 | 3 |
| | 1200 | 0.4386 | 0.8116 | 33.1 ± 0.3 | 13.52 | 86.48 | ? 0.01 | 4 |
| | 1450 | 0.1884 | 1.0000 | 32.9 ± 0.6 | 21.28 | 78.72 | 0.07 | 5 |

Resultados integrados

| | ³⁹ Ar | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Edad en Ma | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar |
|----|------------------|--|------------|--|-----------------------------------|---------------------|------------------------------------|
| 1° | 2.122E-06 | 7.51 ± 0.11 | 32.8 ± 0.5 | 0.02 | 39.30 | 60.70 | 751.9 |
| 2° | 2.190E-06 | 7.65 ± 0.08 | 33.5 ± 0.4 | 0.02 | 36.25 | 63.75 | 815.2 |

7. LGPE-1 Biotita



7. LGPE-1 biotita

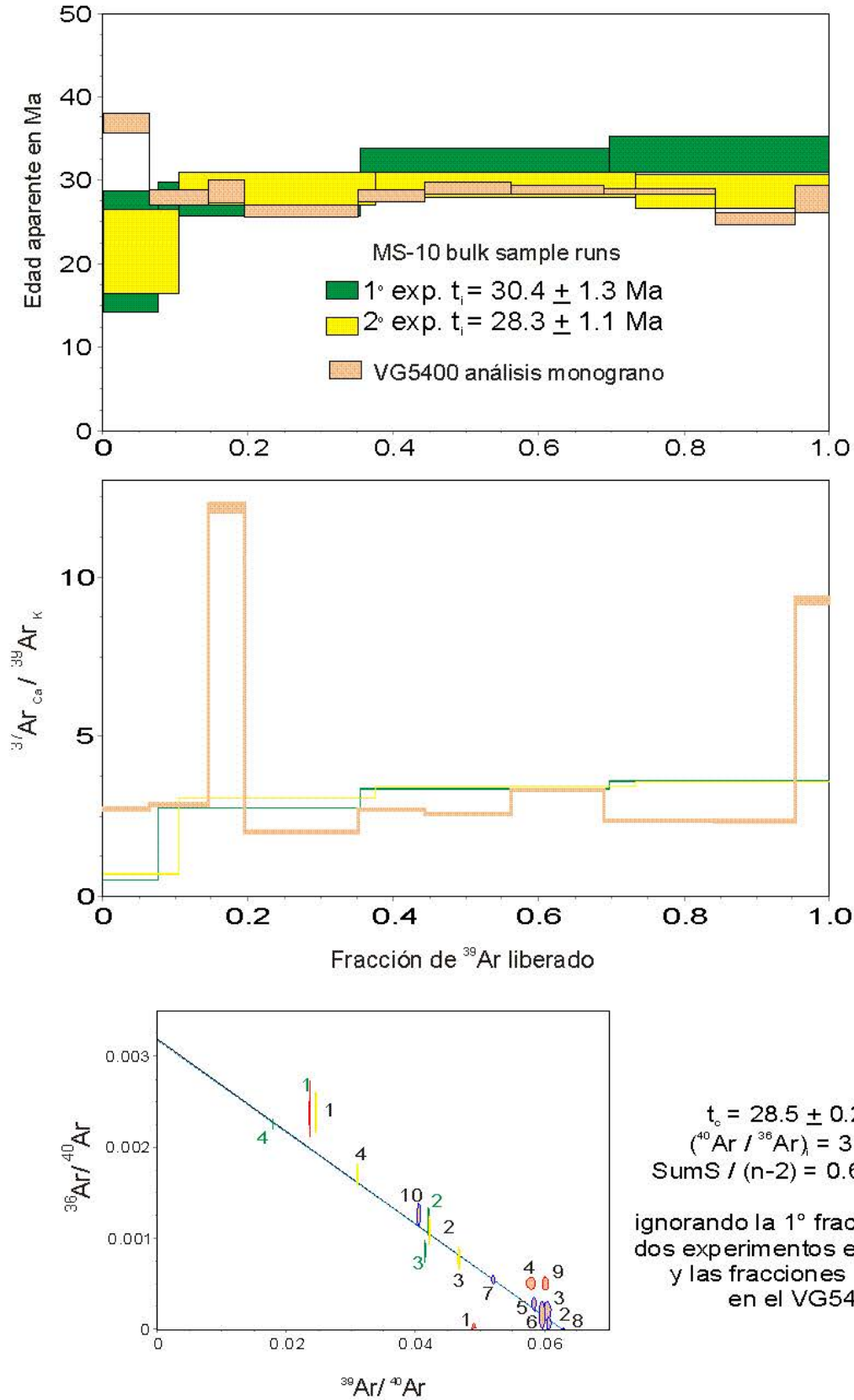
MS-10 calentamiento por pasos de los experimentos

| | Temp °C | F ³⁹ Ar | ³⁹ Ar _{cum} | Edad en Ma | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | |
|----|---------|--------------------|---------------------------------|------------|-----------------------------------|---------------------|--|---|
| 1° | 800 | 0.1321 | 0.1321 | 29.3 ± 1.8 | 88.44 | 11.56 | ? 0.01 | 1 |
| | 900 | 0.2472 | 0.3794 | 30.6 ± 0.9 | 74.08 | 25.92 | ? 0.01 | 2 |
| | 1100 | 0.1814 | 0.5608 | 31.0 ± 0.9 | 66.22 | 33.78 | ? 0.01 | 3 |
| | 1200 | 0.1937 | 0.7545 | 31.8 ± 0.8 | 57.07 | 42.93 | ? 0.01 | 4 |
| | 1500 | 0.2455 | 1.0000 | 29.2 ± 0.8 | 70.59 | 29.41 | ? 0.01 | 5 |
| 2° | 700 | 0.0435 | 0.0435 | 24.9 ± 5.1 | 94.94 | 5.06 | ? 0.01 | 1 |
| | 825 | 0.1795 | 0.2230 | 24.8 ± 1.3 | 82.56 | 17.44 | 0.01 | 2 |
| | 925 | 0.2119 | 0.4349 | 29.0 ± 0.9 | 71.38 | 28.62 | ? 0.01 | 3 |
| | 1150 | 0.2049 | 0.6398 | 30.5 ± 0.8 | 61.55 | 38.45 | ? 0.01 | 4 |
| | 1250 | 0.2215 | 0.8613 | 30.0 ± 0.7 | 55.32 | 44.68 | ? 0.01 | 5 |
| | 1500 | 0.1387 | 1.0000 | 29.8 ± 1.1 | 62.35 | 37.65 | ? 0.01 | 6 |

Resultados integrados

| | ³⁹ Ar | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Edad en Ma | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar |
|----|------------------|--|------------|--|-----------------------------------|---------------------|------------------------------------|
| 1° | 1.562E-06 | 7.10 ± 0.17 | 30.4 ± 0.8 | ? 0.01 | 74.26 | 25.74 | 398.0 |
| 2° | 1.581E-06 | 6.70 ± 0.19 | 28.7 ± 0.8 | ? 0.01 | 74.02 | 25.98 | 399.2 |

8. TLX-36 plagioclasa



9. TLX-36 plagioclasa

MS-10 calentamiento por pasos de los experimentos

| | Temp °C | F ³⁹ Ar | ³⁹ Ar _{cum} | Edad en Ma | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | | † |
|----|---------|--------------------|---------------------------------|------------|-----------------------------------|---------------------|--|---|---|
| 1° | 900 | 0.0754 | 0.0754 | 21.5 ± 7.2 | 71.66 | 28.34 | 0.52 | 1 | |
| | 1100 | 0.2789 | 0.3543 | 27.7 ± 2.0 | 34.97 | 65.03 | 2.77 | 2 | |
| | 1300 | 0.3438 | 0.6982 | 32.3 ± 1.6 | 25.21 | 74.79 | 3.36 | 3 | |
| | 1500 | 0.3018 | 1.0000 | 33.1 ± 2.2 | 66.85 | 33.15 | 3.60 | 4 | |
| 2° | 900 | 0.1057 | 0.1057 | 21.5 ± 5.1 | 70.60 | 29.40 | 0.71 | 1 | |
| | 1100 | 0.2688 | 0.3745 | 28.9 ± 2.0 | 31.95 | 68.05 | 3.06 | 2 | |
| | 1300 | 0.3583 | 0.7328 | 29.4 ± 1.5 | 23.23 | 76.77 | 3.45 | 3 | |
| | 1500 | 0.2672 | 1.0000 | 28.8 ± 2.0 | 50.17 | 49.83 | 3.59 | 4 | |

Resultados integrados

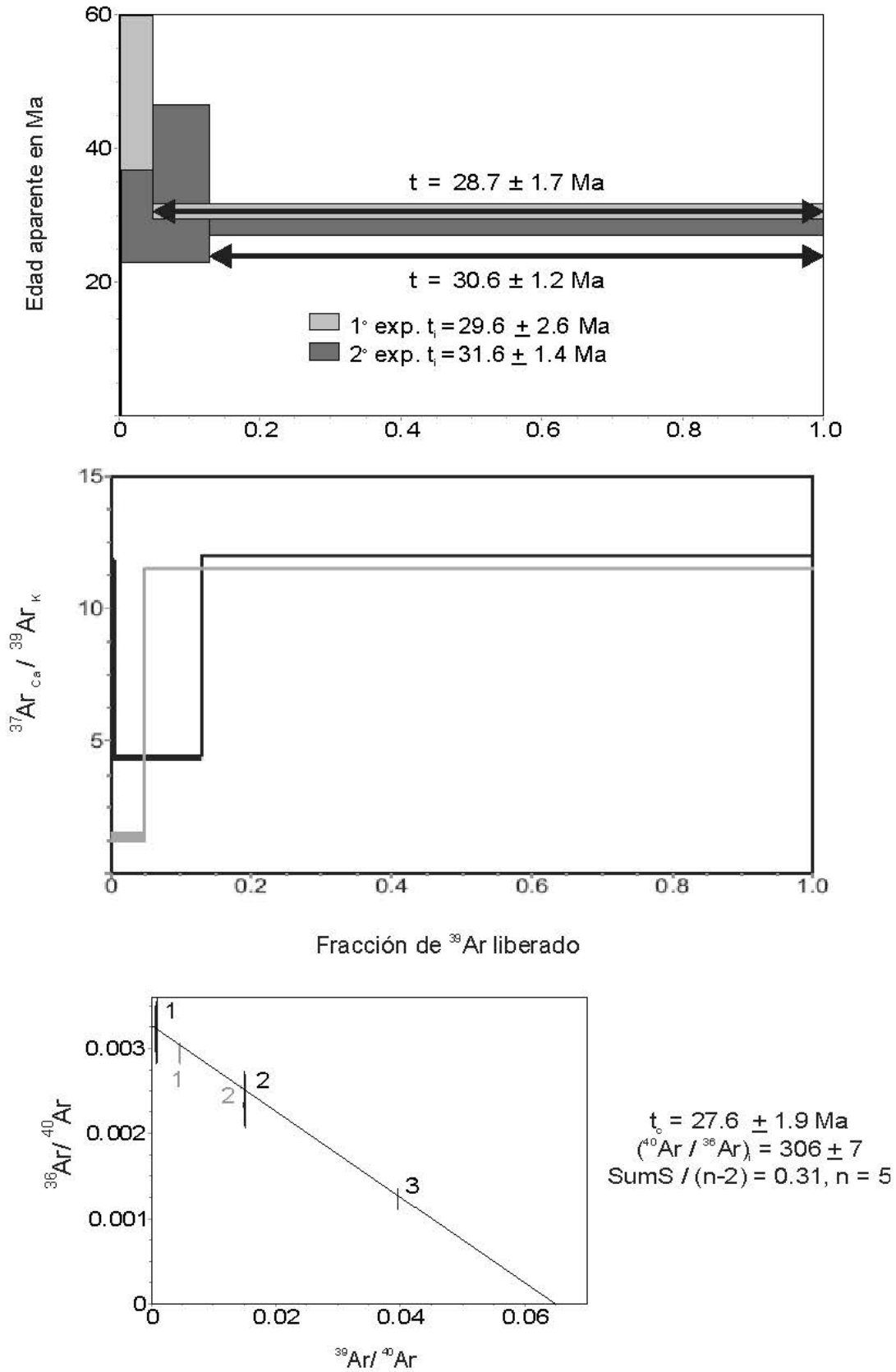
| | ³⁹ Ar | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Edad en Ma | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar |
|----|------------------|--|------------|--|-----------------------------------|---------------------|------------------------------------|
| 1° | 3.159E-07 | 3.28 ± 0.14 | 30.4 ± 1.3 | 3.05 | 51.36 | 48.64 | 575.3 |
| 2° | 3.051E-07 | 3.04 ± 0.12 | 28.3 ± 1.2 | 3.09 | 41.44 | 58.56 | 713.0 |

VG5400 experimentos por fusión láser de monograno de 1-paso

| Pwr | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Edad en Ma | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | | † |
|------|--|------------|-----------------------------------|---------------------|--|----|---|
| 6.00 | 5.77 ± 0.20 | 36.9 ± 1.3 | 22.71 | 77.29 | 2.74 | 1 | |
| 6.00 | 4.36 ± 0.15 | 27.9 ± 0.9 | 5.92 | 94.08 | 2.85 | 2 | |
| 6.00 | 4.48 ± 0.21 | 28.7 ± 1.3 | 4.61 | 95.39 | 12.17 | 3 | |
| 2.00 | 4.11 ± 0.11 | 26.3 ± 0.7 | 14.95 | 85.05 | 2.01 | 4 | |
| 2.00 | 4.40 ± 0.11 | 28.2 ± 0.7 | 8.28 | 91.72 | 2.70 | 5 | |
| 2.00 | 4.54 ± 0.11 | 29.0 ± 0.7 | 1.71 | 98.29 | 2.58 | 6 | |
| 2.00 | 4.50 ± 0.08 | 28.8 ± 0.5 | 16.27 | 83.73 | 3.33 | 7 | |
| 2.00 | 4.47 ± 0.06 | 28.6 ± 0.4 | 13.94 | 86.06 | 2.38 | 8 | |
| 2.00 | 3.96 ± 0.11 | 25.4 ± 0.7 | 14.87 | 85.13 | 2.36 | 9 | |
| 7.00 | 4.33 ± 0.26 | 27.8 ± 1.7 | 37.23 | 62.77 | 9.27 | 10 | † |

† fracción ignorada en el cálculo de la edad de isocrona

9. HUA-23 hornblenda



9. HUA-23 hornblenda

MS-10 Calentamiento por pasos de los experimentos

| | Temp. °C | F ³⁹ Ar | ³⁹ Ar _{cum} | Edad (Ma) | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | |
|----|----------|--------------------|---------------------------------|--------------|-----------------------------------|---------------------|--|---|
| 1o | 800 | 0.0043 | 0.0043 | 61.1 ± 334.5 | 97.30 | 2.70 | 8.85 | 1 |
| | 1100 | 0.1243 | 0.1286 | 34.7 ± 11.8 | 70.83 | 29.17 | 4.34 | 2 |
| | 1350 | 0.8714 | 1.0000 | 28.7 ± 1.7 | 36.39 | 63.61 | 11.99 | 3 |
| 2o | 1000 | 0.0488 | 0.0488 | 51.4 ± 14.6 | 86.96 | 13.04 | 1.39 | 1 |
| | 1350 | 0.9512 | 1.0000 | 30.6 ± 1.2 | 75.31 | 24.69 | 11.51 | 2 |

Resultados integrados

| | ³⁹ Ar | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Edad (Ma) | ³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K | % ⁴⁰ Ar _{atm} | % ⁴⁰ Ar* | ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar |
|----|------------------|--|------------|--|-----------------------------------|---------------------|------------------------------------|
| 1o | 7.401E-08 | 7.50 ± 0.66 | 29.6 ± 2.6 | 11.03 | 53.76 | 46.24 | 549.7 |
| 2o | 7.653E-08 | 8.02 ± 0.36 | 31.6 ± 1.4 | 11.02 | 76.95 | 23.05 | 384.0 |